

Le Numidien de la Tunisie septentrionale: données stratigraphiques et interprétation géodynamique

The Numidian of northern Tunisia: stratigraphic data and geodynamic interpretation

F. Talbi¹, F. Melki², K. Ben Ismail-Lattrache², R. Alouani³, S. Tlig²

RÉSUMÉ

Le flysch Numidien constitue une épaisse formation argilo-gréseuse d'âge Oligocène-Miocène inférieur, affleurant largement en Tunisie septentrionale. La nature du contact basal de cette formation numidienne avec son substratum, a suscité plusieurs discussions. Deux hypothèses se dégagent: i) flysch numidien allochtone sous forme de nappe de charriage (contact anormal tangentiel); ii) flysch numidien autochtone (contact normal sédimentaire, parfois de type «downlap»).

Des investigations sur le terrain, le levé et la datation de coupes lithologiques couplés à des données d'ordre géodynamique et pétrogénétique, permettent de se rendre compte non seulement de l'absence d'un contact tectonique tangentiel à la base du Numidien mais aussi de mettre l'accent sur une tectonique tertiaire manifeste, attestée par plusieurs phases. Par ailleurs, ces séries silici-clastiques numidiennes sont affectées, à l'instar des autres formations tertiaires par des chevauchements enracinées à vergence SE, de direction majeure N50-60.

Mots-clés: Flysch Numidien, Autochtonie, Allochtonie, Géodynamique tertiaire, Tunisie septentrionale.

ABSTRACT

The Numidian flysch consists of a thick turbiditic sandy and clayey formation of Oligocene-Lower Miocene age which outcrops largely in northern Tunisia. Concerning the relationship between the Numidian formation and its «substratum», two hypothesis are discussed: i) allochthonous Numidian units (tangential abnormal contact); ii) autochthonous Numidian units (sedimentary contact: locally downlap).

Detailed investigation undertaken in the study area, based on the survey and the dating of lithological logs, coupled with geodynamic and petrogenetic events, lead to the following results: i) absence of tangential tectonic contact in the base of Numidian series; ii) significant Tertiary tectonics attested by several phases. Moreover, the Numidian siliciclastic series are affected, like the other Tertiary formations in the North of Tunisia, by south-east ward deep-seated thrusts, oriented N50-60.

Key words: Numidian flysch, Autochton, Allochton, Tertiary geodynamics, Northern Tunisia.

Introduction générale

Cadre géologique

Le Nord de la Tunisie fait partie de la chaîne alpine (Maghrébides) de la Méditerranée occidentale, résultant de l'évolution géodynamique de la Téthys (Bouillin, 1986). Cette chaîne alpine est séparée de la plateforme saharienne par l'accident sud-atla-

sique, qui s'étend sur environ 2.000 km, d'Agadir (Maroc) à Gabes (Tunisie) (Caire, 1971).

La plateforme saharienne est généralement formée par des terrains anciens précambriens et paléozoïques, n'affleurant que localement en Tunisie méridionale dans la région de Medenine sous forme de carbonates et marnes à Fusulines, datés du Permien supérieur (Carte géologique de la Tunisie au 1/500.000).

¹ Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 524, 60000 Oujda/Maroc; E-mail: talbi55@yahoo.fr.

² Faculté des Sciences, Département de Géologie, Tunis / Tunisie.

³ Faculté des Sciences, Département de Géologie, Bizerte / Tunisie.

Au Nord de la plateforme saharienne, viennent du Sud vers le Nord l'Atlas tunisien, le Tell et le domaine des flyschs. Géologiquement, l'Atlas tunisien et le Tell sont formés notamment par des terrains de couverture d'âge allant du Trias au Néogène dont les faciès sont prédominés par des marnes et des carbonates.

Au sein des séries telliennes, Rouvier (1977) avait reconnu implicitement trois unités:

1. L'unité Ed Diss à marnes et calcaires d'âge crétacé, reconnue au NW de la Tunisie (fig. 1).
2. L'unité d'Adissa/Aïn Draham, représentée par des argiles à interstratifications d'horizons bréchiques, est datée du Crétacé terminal-Eocène; elle n'affleure que dans l'extrême nord-ouest de la Tunisie (fig. 1).
3. L'unité Kasseb d'âge paléogène-éocène, est formée principalement par des argiles paléocènes, des calcaires à globigérines yprésiens et des argiles lutétiennes à boules jaunes carbonatées; cette unité constitue couramment le substratum des flyschs numidiens et affleure largement dans les zones méridionales de ces flyschs (fig. 1).

Ces unités de Rouvier (1977), dont l'allochtonie a été récemment contestée (Ould Bagga *et al.*, 2006), représentent pour nous les principaux faciès du Tell tunisien. Ces faciès sont affectés par des plis et des chevauchements de direction majeure NE-SW et montrent aussi des figures d'instabilité tectonique, en l'occurrence des slumps, des olistolithes, des brèches, etc.

Enfin, le domaine des flyschs est interprété comme une zone de couverture sédimentaire issue de la Téthys maghrébine (Wildi, 1983; Guerrera *et al.*, 1993). Dans le Nord de la Tunisie, ce domaine est essentiellement représenté par une épaisse série turbiditique de l'Oligocène-Miocène inférieur dont l'épaisseur dépasse les 2.000 m (fig. 1). L'énorme épaisseur de cette série est expliquée par le développement au cours de l'Oligocène-Miocène inférieur des bassins subsidents périméditerranéens piégeant les flyschs numidiens (Carr & Miller, 1979). Ces bassins sont liés au jeu de failles normales (Frizon de Lamotte *et al.*, 2006) en relation vraisemblablement avec la phase de rifting oligocène à l'échelle de la Méditerranée occidentale (Rehault *et al.*, 1984; Watts *et al.*, 1993). Les bassins qui ont piégé ces flyschs ont disparu lors des phases orogéniques du Miocène.

Problématique

Le terme Numidien, créé pour la première fois par Ficheur (1890), représente une épaisse forma-

tion détritique terrigène de type flysch de nature silici-clastique. Cette formation numidienne affleure largement dans plusieurs localités du pourtour méditerranéen: en Andalousie, au Maroc, en Algérie, en Tunisie, en Sicile et en Italie (fig. 1A).

L'étude du Numidien de la Tunisie septentrionale (fig. 1), objet de la présente note, a apporté plusieurs résultats satisfaisants mais parfois contradictoires. En effet, plusieurs hypothèses ont été avancées sur ce Numidien concernant notamment l'origine de son matériel détritique et la nature de son contact basal avec les terrains sous-jacents.

Concernant l'origine de l'alimentation en éléments silici-clastiques, deux principales hypothèses ont été avancées dans la littérature: i) origine septentrionale déduite par l'examen des figures sédimentaires, en particulier des rides de courant: ripple marks (Gottis, 1953, 1962; Mattauer, 1958; Wildi, 1983; Beaudoin *et al.*, 1986; El Maherssi, 1991; Talbi, 1998) et des figures directionnelles de base de bancs: Current Casts (Parize *et al.*, 1986); ii) origine méridionale en se basant sur des critères de datation et de typologie des zircons des sables numidiens, et sur le caractère éolien de ces sables (Wezel, 1970; Glaudette *et al.*, 1975; Bouillin, 1977; Durand-Delga, 1971, 1980).

A propos du contact basal du Numidien, des déformations tectoniques affectant ses séries, exprimées sous forme de contacts anormaux de nature tangentielle, ont été notamment postulées par Jauzein (1962), soutenus par les travaux de Rouvier en 1977 et plus récemment par El Euch *et al.* (2004) et Ould Bagga *et al.* (2006). Par ailleurs, une seconde école plaide pour un contact sédimentaire de type transgressif (Kujawski, 1964; Crampon & Sigal, 1967; Crampon, 1971, 1973; Salaj *et al.*, 1974).

D'autre part, la carte géologique de la Tunisie au 1/500.000 (Castany, 1952) a été rééditée par l'Office National des Mines (ONM) en 1985, pour mettre en relief les principaux résultats de recherches sur la géologie du Nord. Plusieurs unités structurales de nappes y apparaissent, notamment deux principales (Unité Kasseb et Unité Numidienne; fig. 1). Depuis, à quelques exceptions près (Tlig *et al.*, 1991; Alouani *et al.*, 1996; Jaafari, 1997; Melki, 1997; Talbi, 1998; Melki *et al.*, 1999), les auteurs ont pratiquement tous admis plus ou moins explicitement l'existence de nappes de charriage (*sensu* Jauzein, 1962 & Rouvier, 1977).

Pour essayer d'élucider la nature de ce contact basal du Numidien, nous avons abordé par des observations minutieuses sur le terrain et par le levé

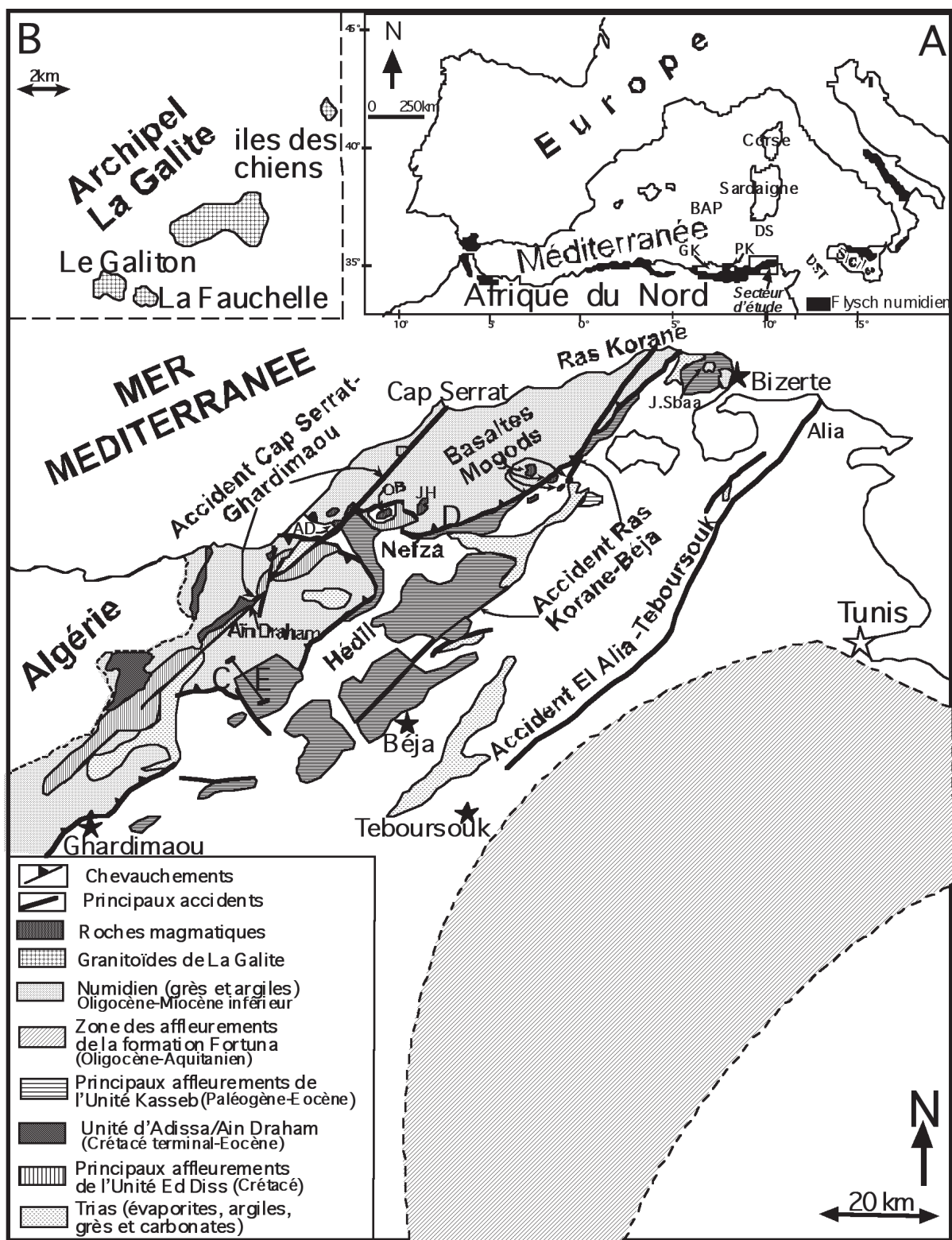


Fig. 1.—Carte géologique simplifiée de la Tunisie septentrionale. A) Affleurements du Numidien à l'échelle de la Méditerranée occidentale (BAP: bassin algéro-provençal; GK: Grande Kabylie; PK: Petite Kabylie; DS: détroit de Sardaigne; DST: détroit siculo-tunisien); B) Emplacement de l'Archipel de La Galite à échelle différente; C) Log fig. 3; D) Log fig. 4; E) Coupe fig. 5 (AD: Aïn Déflaïa, OB: Oued Bélif; JH: Jebel Haddada).

et la datation biostratigraphique de plusieurs coupes, tout en insistant sur le passage Numidien-formations sous-jacentes. Cette démarche permet de se rendre compte non seulement de l'absence d'un contact tectonique de nature tangentielle (rabotage basal) entre le Numidien et les séries telliennes comme le propose Rouvier (1977), mais aussi d'une géodynamique tertiaire active attestée par plusieurs phases tectoniques.

A propos des nappes de charriage

Des auteurs ont suggéré et admis l'existence des nappes de charriage en Tunisie, surtout pour pouvoir expliquer les contacts toujours anormaux du Trias avec les autres terrains de couverture. Il faut préciser, cependant, que nul n'a décrit ou proposé un contact anormal horizontal entre le Numidien et les terrains para-autochtones et autochtones sous-jacents comme le définit Rouvier (1977). L'école autochtoniste a, par contre, mis en exergue plusieurs styles de la déformation arguant tout au plus à l'existence des chevauchements, des plis-failles, des rabotages locaux, etc. (Castany, 1952; Crampon, 1971). De ces modèles et propositions, il faut distinguer aussi les modèles proposés par De Jong (1975) et Caire (1977) qui présentent les séries de couverture comme un empilement d'écaillles coincées entre des chevauchantes à vergence SE.

Pour Jauzein (1962) et Rouvier (1977), le Numidien est entièrement allochtone et montre une fenêtre à Nefza et une klippe (lambeau de terrain allochtone) au Jebel Sebaa dans la région de Bizerte (fig. 1). La flèche de déplacement est de l'ordre de 40 à 50 km du NW vers le SE et les déformations tectoniques ont été continues de l'Oligocène jusqu'au Tortonien inférieur à moyen (tableau 1). Ce déplacement s'est aussi produit en deux temps selon qu'il s'agisse de l'Unité Kasseb ou de l'Unité Numidienne (Rouvier, 1977):

— dans l'Unité Kasseb, le terrain le plus jeune est tout au plus oligocène inférieur à moyen; celle-ci doit donc être déplacée vers le SE et définitivement émergée à l'Oligocène moyen à supérieur;

— dans l'Unité Numidienne, le terrain le plus ancien est tout au plus oligocène moyen à supérieur et sa mise en place s'est donc effectuée en mouvement continu de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, jusqu'au Tortonien inférieur à moyen.

Même si ces hypothèses et suggestions allochtonistes ont dorénavant été rejetées très tôt par

Crampon (1971 & 1973) et plus récemment par Alouani *et al.* (1996), Jaafari (1997), Melki (1997), Talbi (1998), Melki *et al.* (1999) et Melki *et al.* (2001), il faut préciser que les deux unités précédentes (Kasseb et Numidienne) supposées mises en déplacement tangentiel au Miocène sont virtuellement presque en continuité de sédimentation lorsqu'on compare leurs âges proposés (fig. 1).

Par ailleurs, la mise en place de cette formation numidienne, quelque soit l'école autochtoniste ou allochtoniste, est étroitement liée à la géodynamique et aux phases orogéniques du Tertiaire. Par conséquent, la connaissance et l'analyse de cette tectonique tertiaire sont, à notre sens, primordiales pour comprendre la géologie des séries numidiennes.

Géodynamique tertiaire

En tenant compte des travaux antérieurs, notre équipe a essayé, depuis presque deux décennies, de déceler les principales phases tectoniques tertiaires en Tunisie et de les corrélérer avec la géodynamique globale de la Méditerranée occidentale (tableau 1). La synthèse des principaux travaux concernant le magmatisme, l'ouverture du Bassin algéro-provençal, la fragmentation de la plaque Corse-Sardaigne-Petite Kabylie et l'ouverture du détroit siculo-tunisien (fig. 1A), montrent à l'évidence des redondances sérieuses dans les concepts allochtonistes et les propositions de serrage tectonique dans le Nord de la Tunisie à la fin du Paléogène et au Néogène.

La tectonique pyrénéenne

Il revient à Castany (1951, 1952) d'avoir proposé la surrection de la dorsale tunisienne et du sillon tunisien à l'Eocène inférieur à moyen pour expliquer la transgression des dépôts oligocènes sur des terrains triasiques, jurassiques, crétacés et paléocènes dans cette région. Il a proposé en 1952, une phase tectonique pyrénéenne pour expliquer cette transgression; même si cet auteur n'a pas continué ses observations, plus au Nord de l'Atlas tunisien oriental, pour pouvoir déceler ce que nous démontrons ci-après comme des effets de cette même phase. Par ailleurs, la transgression des dépôts oligocènes sur l'Eocène dans la région de Bizerte (Jebel Sebaa; fig. 1), signalée par Melki *et al.*

Tableau 1.—Événements géodynamiques reportés dans l'échelle chronostratigraphique standard (d'après Tlig *et al.*, 1991; modifié et complété)

Chronologie			Evenements tectoniques	
Quaternaire		M.A.	Phases tectoniques	Corrélation
Pliocène	sup.	Plaicenzien	▶ Phase de relaxation	<i>Grabens & dépôt de molasses</i> Basaltes alcalins
	inf.	Zancléen		
Miocène	sup.	Messinien	▶ Phase atlasique	<i>Collision Kabylie-Afrique</i> Magmatisme acide de Nefza
		Tortonien		
	moy.	Serravalien	▶ Phase alpine	Granites de La Galite <i>Bassin algéro-provençal</i>
		Langhien		
	inf.	Burdigalien	▶ Phase de Rifting*	Silexites
		Aquitaniien		
Oligocène	sup.	Chattien	▶ Phase de Rifting*	Dépôt du numidien
	inf.	Stampien = Rupélien		
Eocène	sup.	Priabonien	▶ Phase pyrénéenne	Magmatisme alcalin** Pyroclastites, calcaires siliceux et siltites <i>Convergence Afrique-Europe</i>
		Bartonien		
	moy.	Lutétien		
	inf.	Yprésien		

* D'après Rehault *et al.*, 1984.** D'après Laridhi-Ouazaa, 1994 & Beji Sassi *et al.*, 1996.

(1999), est bien soulignée par la présence de conglomérat de base.

Les principaux indices de cette phase pyrénéenne se caractérisent, d'une part, par un magmatisme alcalin éocène bien documenté par Laridhi-Ouazaa (1994) et Beji Sassi *et al.* (1996) et, d'autre part, par des variations latérales et verticales de faciès et d'épaisseur des séries éocènes, dues à un contrôle eustatique et/ou tectonique; ces variations sont guidées par des accidents régionaux majeurs N-S, NE-SW et E-W (Erraoui, 1994; El Ouardi, 2002). De même dans le NW de la Tunisie au niveau de «l'unité Adissa/Aïn Draham» (fig. 1), les auteurs de cette note ont mis en évidence des indices d'activité magmatique au niveau des terrains de l'Yprésien-Lutétien inférieur (tableau 1). Ce sont des brèches magmatiques, des microbrèches carbonatées à éléments pyroclastiques, des calcaires siliceux et des dépôts de siltites; ces derniers pourraient correspondre à des cendres magmatiques.

Tous ces phénomènes tectono-magmatiques sont la conséquence de la phase tectonique pyrénéenne

dont le paroxysme est datée de l'Eocène moyen (Melki *et al.*, 1996; Melki *et al.*, 1999; El Euch *et al.*, 2004; Ben Chelbi, 2007), traduite par la lacune du Bartonien (zone p13 et p14). Cette lacune a été observée dans d'autres régions de la Tunisie septentrionale (Riahi *per.comm.*).

De même, dans la région de Kasseb (C dans fig. 1), apparaissent des plis affectant les barres calcaires de l'Yprésien. Ces plis, qui résulteraient de l'orogénèse pyrénéenne, sont recouverts en contact stratigraphique en biseau par des marnes de l'Eocène supérieur et surtout par des alternances argilo-gréseuses du Numidien (fig. 2). Ce contact Eocène-Oligocène est de nature stratigraphique rappelant, par endroits, le type downlap. La structure de Kasseb (fig. 2), liée à une tectonique de raccourcissement de l'Eocène supérieur (Alouani *et al.*, 1996), montre aussi la lacune de Bartonien-Priabonien au niveau des zones exhaussées (extras des plis).

D'autre part, cette phase pyrénéenne est bien enregistrée par une compression majeure éocène en Algérie

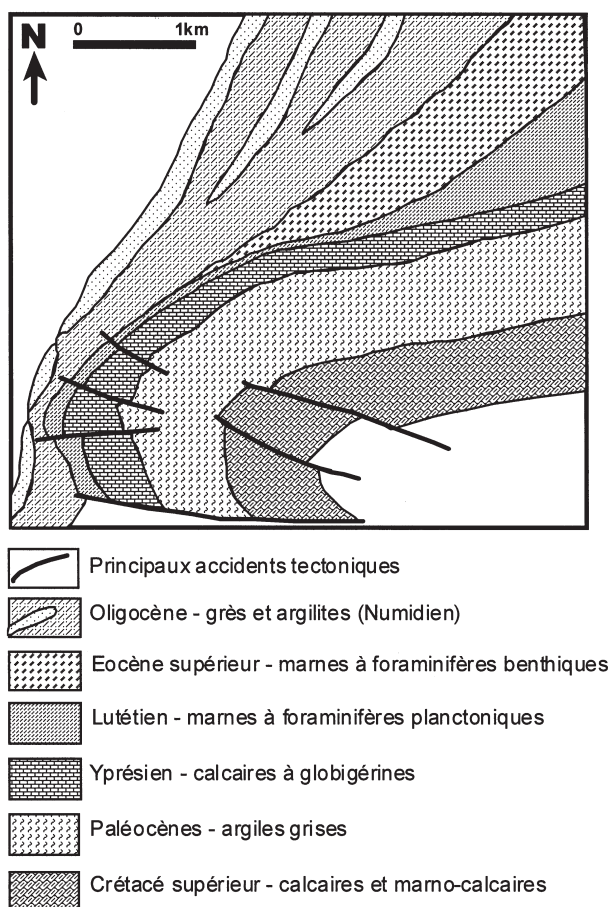


Fig. 2.—Structure de Kasseb (région de Kasseb: C dans fig. 1) montrant un contact stratigraphique en biseau entre l'Eocène supérieur-Oligocène et des terrains plissés d'âge allant du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur.

rie notamment dans le Nord du Constantinois (Raoult, 1974) et dans l'Atlas algérien (Piqué *et al.*, 1998; Bracène & Frizon de Lamotte, 2002); elle est aussi signalée à l'échelle de tout le Maghreb, dont le paroxysme est daté de l'Eocène moyen-supérieur (Frizon de Lamotte *et al.*, 2006). Cette géodynamique éocène est tributaire du raccourcissement global en Méditerranée occidentale, lié entre autre, à l'écrasement du bloc Afrique contre la plaque européenne (Boccaletti & Guazzone, 1974; Rehault *et al.*, 1984).

La tectonique alpine et atlasique

En accord avec des travaux anciens (Castany, 1951 & 1952; Crampon, 1971 & 1973; Caire *et al.*, 1971; De Jong, 1975; Cohen *et al.*, 1980; Tlig *et al.*,

1991, Talbi *et al.*, 2005), deux phases tectoniques majeures affectent les séries de l'Oligocène et du Néogène dans la Tunisie septentrionale.

Phase alpine

Culminant au Langhien-Serravallien inférieur (Tlig *et al.*, 1991), cette phase accompagne le dépôt du Numidien, puis la surrection des massifs alpins dans un contexte compressif. Cette dynamique de raccourcissement engendre des plissements, des cisaillements et des chevauchements à vergence Sud-Est sous forme d'écaillés imbriquées; elle favorise aussi la mise en place des granitoïdes collisionnels d'affinité calco-alcaline à La Galite (fig. 1B) (Rekhiss, 1984, 1996; Talbi, 1998) et à Nefza (fig. 1) (Laridhi-Ouazaa, 1994; Talbi, 1998).

Vers la fin de cette phase, l'activité magmatique change d'une nature intrusive à une nature extrusive et explosive; ce stade est associé avec une intense fracturation et une activité hydrothermale importante aux répercussions métallogéniques nettes notamment dans la région de Nefza (fig. 1) (Negra, 1987; Dermeh, 1990; Talbi, 1998; Talbi *et al.*, 1999; Decrée *et al.*, 2008).

A l'échelle de la Méditerranée occidentale, la tectogenèse de serrage liée à cette phase pourrait être la conséquence de la collision de l'avant-pays nord africain avec la marge méridionale de la plaque eurasiatique (Cohen *et al.*, 1980; Dewey *et al.*, 1989; Argnani, 1990), s'exprimant par une compression majeure au Langhien-Serravallien inférieur et engendrant des structures compressives associées avec un plutonisme bien développé. Aussi, cette phase est contemporaine à l'ouverture du bassin Algéro-provençal (fig. 1A) au Burdigalien supérieur-Serravallien inférieur en relation avec la migration de la microplaque Corse-Sardaigne-Petite Kabylie vers le SSE par rapport à la marge continentale européenne (Alvarez *et al.*, 1974; Bellon, 1976; Bellon *et al.*, 1977; Cohen *et al.*, 1980).

Phase atlasique

La phase atlasique (Cohen *et al.*, 1980; Tlig *et al.*, 1991; Talbi *et al.*, 2005), datée du Miocène supérieur au Pliocène basal (tableau 1), s'exprime par des chevauchements et des phénomènes de déformation notamment au NW de la Tunisie. Vers la fin de cette phase, l'activité magmatique change de l'acide calco-alcalin au basique alcalin; ce changement dans la nature de l'activité magmatique se

Tableau 2.—**Age des principales roches magmatiques de la Tunisie septentrionale**

	Roches	Ages	Auteurs
La Galite	Granitoïdes	15 Ma 15 à 10 Ma	Juteau <i>et al.</i> , 1986 Bellon, 1976
Nefza	Granodiorite d'Oued Bélif Rhyodacite d'Aïn Déflaïa Rhyodacite d'Aïn Déflaïa Rhyodacite d'Oued Bélif Rhyodacite d'Oued Bélif Rhyodacite du Jebel Haddada Basalte de Nefza	12,9 ± 0,5 Ma 12,3 ± 0,2 Ma 11,3 Ma 10,9 Ma 8,3 ± 0,8 Ma 8,2 ± 0,2 Ma 8,4 ± 0,4 Ma	Bellon, 1976 Bellon, 1976 Rouvier, 1977 Rouvier, 1977 Bellon, 1976 Bellon & Brousse, 1977 Bellon, 1976
Mogods	Basaltes des Mogods	9 à 6 Ma	Bellon & Brousse, 1977

répercute sur le contexte géodynamique et pourrait être expliqué par l'intermittence de phase de relaxation notamment à la fin de cette époque (tableau 1). Ces épisodes distensifs post-orogéniques sont accompagnés par l'injection de roches basaltiques peu évolués d'affinité alcaline dans les régions de Nefza et des Mogods (fig. 1).

A l'échelle régionale, l'âge des basaltes du Nord de la Tunisie (tableau 2) est comparable à celui du magmatisme subalcalin lié aux phases tectoniques distensives lors de l'ouverture du Détroit siculotunisien (fig. 1A) (Cello, 1987; Savelli, 1988; Boccaletti *et al.*, 1990).

Par ailleurs, cette Phase Atlasique, culminant par l'événement compressif tortonien, est synchrone de la migration vers le SW de la Petite Kabylie et sa collision avec la marge nord africaine (Auzende *et al.*, 1974; Bellon *et al.*, 1977; Cohen *et al.*, 1980). Des stades d'extension post-orogénique engendrent l'effondrement du détroit de Sardaigne (fig. 1A) au Tortonien supérieur sous forme de sphénocasme (Cohen *et al.*, 1980).

Nappes ou chevauchements régionaux enracinés?

Le qualificatif de nappe ne résout rien et encore moins un plan tangentiel horizontal étendu sous tout le Numidien tronquant le sommet des marnes de l'Unité Ed-Diss (Rouvier, 1977; fig. 1), car il demeure jusqu'ici à prouver. Déjà, Rouvier admet que le Jebel Sebaa (région de Bizerte; fig. 1) n'est sûrement pas une klippe, et il faudra ajouter après observation attentive sur le terrain que le contact Numidien-«substratum» n'est pas de nature tangentielle. Ceci est confirmé par le levé de plusieurs

coupes dans le Nord de la Tunisie, dont certaines ont été datées par la microfaune, tout en insistant sur ce contact. Les deux coupes choisies dans ce papier (fig. 3 & 4; C & D dans fig. 1) représentent bien les deux principaux types de passage Numidien-terrains sous-jacents, observés sur le terrain. En effet, la transition entre l'Eocène inférieur carbonaté et les premières assises gréseuses de l'Oligocène, est généralement de nature marneuse plus ou moins chargée par des éléments silici-clastiques. Cet intervalle marneux de passage, quand il est bien exposé notamment dans certains ravins, paraît stratigraphiquement continu (coupe de la région de Kasseb; fig. 3) ou montrant par endroits, notamment dans les zones hautes, une légère discordance angulaire (coupe d'El Aouana; fig. 4), avec à la base des éléments détritiques gréseux et glauconieux, des dragées de quartz, des concrétions dolomitiques et/ou ferrugineuses. Ces constatations montrent, comme l'a suggéré auparavant Kujawski (1967) et Crampon & Sigal (1967), que l'Oligocène est en contact normal avec les formations plus anciennes notamment de l'Eocène. Par ailleurs, la majorité des coupes ne montrent pas nettement de discordance angulaire de la même manière que la coupe d'El Aouana, ce qui pourrait révéler une continuité stratigraphique, dans les zones paléogéographiquement basses, entre les marnes à boules jaunes de l'Eocène et les alternances argilo-gréseuses sus-jacentes du Numidien. Ce constat a été bien illustré par Salaj *et al.* (1974) et Salaj (1980) dans la région de Hédil (fig. 1) où ils ont remarqué que l'Eocène passe progressivement à l'Oligocène. Ces auteurs ont montré, en se basant sur une étude stratigraphique détaillée, que les marnes de l'Eocène moyen et supérieur ainsi que le flysch oligocène se sont sédimentés dans le même bassin; l'Oligocène est donc autochtone.

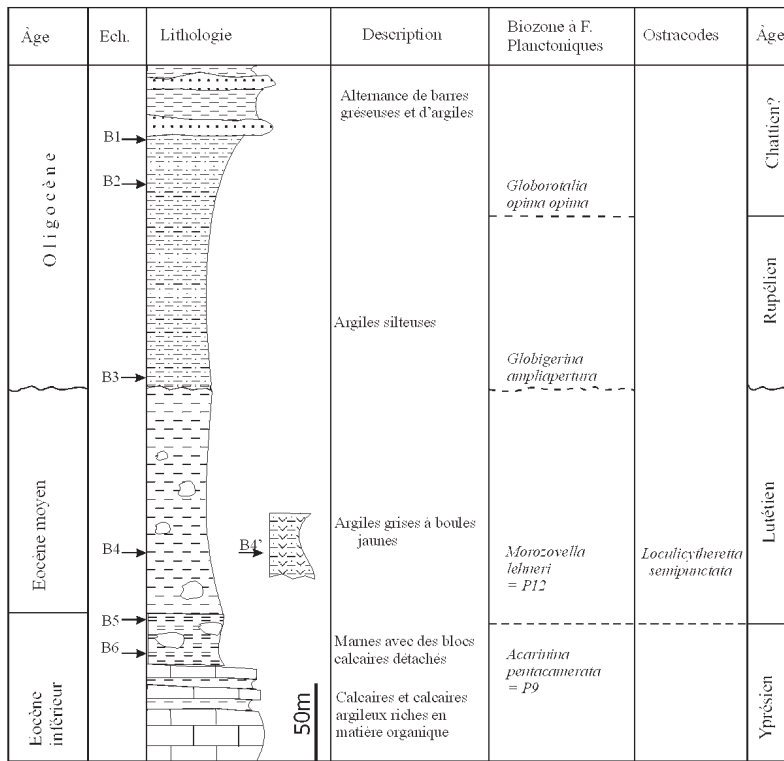


Fig. 3.—Log lithostratigraphique dans la région de Kasseb (C dans fig. 1) montrant la transition Eocène-Oligocène.

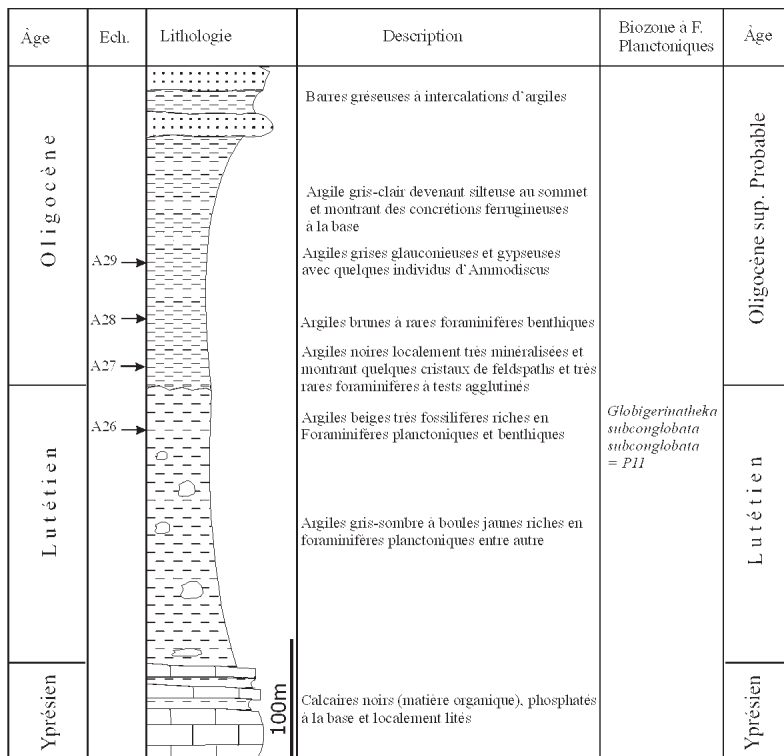


Fig. 4.—Coupe géologique dans le passage Eocène-Oligocène dans la région d'El Aouana (D dans fig. 1).

Description faunistique et datation des coupes

Coupe de Kasseb

L'échantillon B6, prélevé à la base de cet intervalle marneux (fig. 3), renferme les foraminifères planctoniques: *Turborotalia cerroazulensis frontosa*, *Morozovella aragonensis*, *Acarinina bullbrooki*, *Globigerinoides higginsi* permettant d'attribuer ces marnes à la zone à *Acarinina pentacamerata* (P9 de Blow, 1979) d'âge yprésien. Il faut remarquer que ces marnes contiennent aussi des formes du Paléocène (*Morozovella velascoensis*) et du Crétacé (des *Globotruncana*) remaniées.

Au dessus et à environ 20 m de B6, l'échantillon B5 est plus pauvre en faune. Il renferme presque la même association de foraminifères planctoniques que l'échantillon B6 avec en plus *Globigérina linaperta* ce qui permet de l'attribuer à la zone de passage P9-P10, donc le passage Yprésien sommital-Lutétien. Parmi les foraminifères benthiques, on cite entre autres *Uvigerina sp.* et *Bathysiphon sp.*

Plus haut, à 45 m de B5, l'échantillon B4, prélevé dans les argiles grises à boules jaunes, est riche en foraminifères planctoniques: *Globigerina inaequippedira*, *G. eoacaena*, *G. linaperta*, *Turborotalia cerroazulensis frontosa*, *T. cf pomeroli*, *Globigerinatheka subconglobata subconglobata*, *Acarinina bullbrooki* et *Morozovella lehneri*. Cette association est caractéristique de la zone à *Morozovella lehneri* (P12 de Blow, 1979) d'âge éocène moyen (Lutétien). Un échantillon B4' a été pris latéralement. Il a livré une association plutôt riche en ostracodes caractéristiques de la biozone à *Loculicytheretta semipunctata* (Bismuth *et al.*, 1978) indiquant le même âge mais un milieu de dépôts moins profond.

L'échantillon B3, pris à la base des argiles silteuses, est très riche en faunes. Il a livré les foraminifères planctoniques: *Globigerina ampliapertura*, *G. venezuelana*, *G. praebulloides*, *G. sellii*, *G. ciproensis*, *Globorotalia opima nana*, *Catapsydrax sp.* et de rares *Cassigerinella chipolensis*. Cette association caractérise la zone à *Globigerina ampliapertura* (P20) de l'Oligocène inférieur (Rupélien). Les foraminifères benthiques sont représentés par les espèces *Pullenia bulloides*, *Globocassidulina sublobosa* et *Trochammina sp.* Dans cet échantillon existent des formes de l'Eocène supérieur remaniées.

L'échantillon B2, pris à 130 m de B3, est pauvre en faunes. Les foraminifères planctoniques identifiés dans cet échantillon sont: *Globigerina cipe-*

roensis, *G. tripartita*, *Catapsydrax dissimilis* et de petites formes de *Globorotalia opima opima*. Ces espèces caractérisent probablement la base de la zone à *Globorotalia opima opima* (N2 de Blow, 1979) d'âge rupélien supérieur à chattien inférieur.

Au sommet de ces argiles silteuses (échantillon B1), les foraminifères planctoniques sont très rares. On y reconnaît *Catapsydrax dissimilis*. Les foraminifères benthiques sont représentés par *Ammodiscus sp.* et *Trochammina sp.* Cette association indique qu'il s'agit probablement de l'Oligocène supérieur. Cet échantillon renferme aussi des formes de l'Eocène remaniées.

Coupe d'El Aouana

Dans d'autres régions, tel que la coupe d'El Aouana (fig. 4), cet intervalle marneux de passage Eocène Oligocène montre une légère discordance angulaire (contact stratigraphique en biseau). Toutefois, cette discordance n'est visible que localement au niveau d'un ravin parce que le passage grès oligocène-marnes éocènes est presque toujours masqué par les éboulis des reliefs maro-gréseux du Numidien.

L'échantillon A26, prélevé dans les marnes beiges sous-jacentes à la discordance, montre une association faunistique très riche en foraminifères planctoniques (70% environ) caractéristique de la zone à *Globigerinatheka subconglobata subconglobata* (P11 de Blow, 1979) d'âge éocène moyen (Lutétien). Les foraminifères benthiques ne représentent qu'environ 20% de l'association. Au dessus de la discordance reposent des argiles noires très minéralisées, légèrement glauconieuses et presque azoïques (échantillon A27), seuls quelques individus de foraminifères à tests agglutinés (*Ammodiscus sp.* et *Cyclammina praecancellata*) sont présents; il s'agit probablement de l'Oligocène supérieur. Dans les échantillons A28 et A29, pris plus haut dans les argiles brunes parfois grises, la microfaune est très pauvre; on y reconnaît quelques formes à tests agglutinés tels que: *Bathysiphon sp.* (très rare), *Trochammina sp.*, *Haplophragmoides sp.* (très rare) et *Cyclammina praecancellata*. Par comparaison avec les grès de Fortuna on pense qu'il s'agit de l'Oligocène supérieur (Ben Ismail-Lattrache et Bobier, 1984). Au niveau de l'échantillon A29, ces argiles deviennent glauconieuses.

Succinctement, La formation de Fortuna affleure largement en Tunisie centrale et nord orientale au niveau d'une zone sensiblement N40 (fig. 1)

(Yaich *et al.*, 1994). Elle est constituée par des sédiments gréseux et conglomératiques encadrés par des dépôts gréso-carbonatés et localement par des argiles et des gypses (Yaich *et al.*, 1994). Dans cette formation de Fortuna, Yaich *et al.* (2000) ont reconnu trois biozones de foraminifères planctoniques correspondant au Rupélien inférieur, Rupélien supérieur-Chattien inférieur et Aquitanien.

Esquisses géodynamique et magmatique

Les études d'ordre géodynamique, et des données sur l'âge des roches magmatiques du Néogène (tableau 2) permettent de rejeter définitivement l'hypothèse de Nappes (*sensu* Jauzein, 1962 & Rouvier, 1977). Dans l'étude des magmas, il faut brièvement souligner que le caractère intermédiaire de certaines roches (granodiorites, microgranodiorites, dacites) et les résultats de l'étude des isotopes du Sr des rhyodacites (Jebel Haddada, Oued Bélif, Aïn Déflaïa...; fig. 1) démontrent l'intervention d'une composante mantellique de l'ordre de 20 à 50% du volume total de ces roches qui ont évolué par cristallisation fractionnée-contamination crustale (Halloul, 1989; Laridhi-Ouazaa, 1994; Talbi, 1998). Ces données pétrogénétiques et l'abondance des basaltes peu évolués dans le Nord de la Tunisie, associés aux accidents majeurs (fig. 1) sont d'autant d'arguments qui prouvent l'enracinement jusqu'au manteau de tous ces accidents (Halloul, 1989; Jaafari, 1997; Talbi, 1998).

Les percements triasiques allongés en direction N60 et parfois E-W, et les injections de magmas dans ces accidents majeurs régionaux de direction NE-SW à E-W (fig. 1) constituent des signes évidents du caractère pérenne de ces accidents et de leur enracinement dans le manteau.

L'âge (tableau 2) des corps magmatiques acides ou intermédiaires (granite, dacite, granodiorite et rhyodacite) sur le continent (région de Nefza et Mogods; fig. 1) et en off-shore (archipel de La Galite; fig. 1B) contredit tout déplacement tangentiel de nappes dès le moment que ces laves émanent de chambres magmatiques associées à des transversales tectoniques profondes et que des granodiorites de La Galite d'un âge de 15 Ma (Bellon, 1976; Juteau *et al.*, 1986) ont métamorphosé les séries de l'Oligocène supérieur-Miocène à leur contact (Durand-Delga, 1956a, 1956b). Ainsi, à La Galite et en association au même accident et au même lieu des granodiorites se forment à 15 Ma (tableau 2), et

sont relayées plus tardivement par des granites (10 Ma; Bellon, 1976), par des microgranodiorites et des aplites. Ceci permet d'en déduire que les séries oligocènes et miocènes de La Galite n'ont pas été ou ont été peu déplacée vers le SE, sans qu'elles soient totalement déracinées du système nourricier de magma, ce qui est fort peu probable, voire irréaliste. Ces séries, de nature détritique de type flysch, sont analogues au faciès numidien et sont affectées par des plis et des chevauchements à jeu limité de direction NE-SW et à vergence SE (Rekhiss, 1996).

Au «front des nappes», le dôme de Aïn Déflaïa et celui de l'Oued Bélif (région de Nefza; fig. 1) comportent des dômes magmatiques, des dôme-laccolithes et des coulées de roches magmatiques dont l'âge s'échelonne de 12,9 à environ 8,2 Ma (tableau 2), ce qui correspond au Serravallien basal-Tortonien (tableau 1); là encore, aucun mouvement d'une flèche de 50 km ne peut être facilement admis.

Ces remarques sur l'âge du magmatisme néogène et l'absence d'arguments de terrain dans les travaux de Jauzein (1962) et de Rouvier (1977) sont suffisants pour rejeter tout modèle allochtoniste.

Proposition d'un style tectonique

Des plis-failles de l'Eocène formés généralement en bordure Ouest d'accidents régionaux de direction majeure NE-SW (Melki *et al.*, 2005), sont à vergence SSW à SW. Cependant, la réorientation de la contrainte de NNW-SSE à l'Eocène, au NW-SE durant la phase de serrage alpin, permet aussi un chevauchement global de ces plis à vergence SE à SSE. Compte tenu du caractère vigoureux de la phase de serrage alpin, la flèche du chevauchement le long des accidents enracinés de direction N60 pourrait être considérable, mais en aucun cas elle ne pourrait être estimée à plus de quelques kilomètres (5 km au maximum). Les plissements de l'Eocène et du Miocène moyen s'ils pourraient être normalement accompagnés par un décollement au niveau des sels du Trias, on ne pourra en aucun cas négliger l'enracinement des accidents conduisant les magmas d'affinité mantellique vers la surface.

Ainsi, Comme évoqué, implicitement, par Caire *et al.* (1971), De Jong (1975) et Cohen *et al.* (1980), il devient plus cohérent de revenir, pour tout le Nord de la Tunisie, à une tectonique régionale en écaillés. Il s'agit donc de chevauchements enracinés à vergence SE et SSE (fig. 5) d'une flèche variable

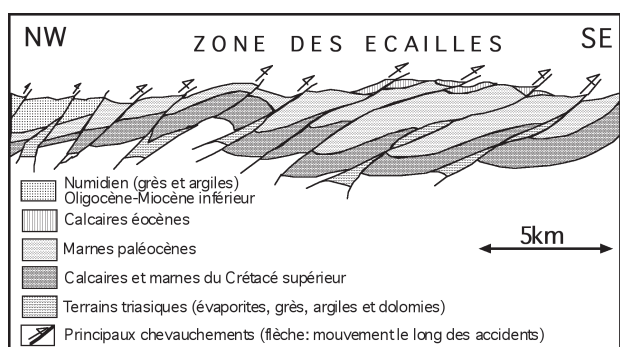


Fig. 5.—Profil schématisé montrant des chevauchements à vergence SE affectant les séries telliennes et numidiennes (coupe E dans fig. 1).

de quelques kilomètres (2 à 5 km), mais qui ne peut pas être comparée à la flèche de nappes proposée par Rouvier (1977), de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres (40 à 50 km).

Conclusions

L'histoire géologique de la Tunisie septentrionale est étroitement tributaire des phases orogéniques tertiaires (tableau 2).

La phase pyrénéenne, ou phase lutétienne, provoque des plissements et des variations latérales et verticales de faciès éocènes; cette dynamique est accompagnée par des indices d'activité magmatique.

Le serrage alpin, résultat des phases alpine (Langhien-Serravalien?) et atlasique (Tortonien), engendre des plis et chevauchements de vergence SSE à SE et de direction majeure NE-SW. Le décollement au niveau des sels triasiques, pris en semelle est possible, mais la remontée de laves basaltiques selon les principales directions tectoniques constitue une preuve majeure de l'enracinement des accidents en mouvements.

L'étude de la formation numidienne et la datation de quelques coupes, malgré la rareté de la faune dans ces faciès, révèlent les principaux résultats suivants:

i) La lacune, par endroits, de l'Eocène supérieur-Oligocène basal; cette lacune pourrait être en relation avec la phase lutétienne.

ii) Le contact entre le Numidien et les séries telliennes, quand il est visible, est de nature stratigraphique; il montre localement une disposition en biseau rappelant le type «downlap». Le Numidien est donc solidaire de son substratum.

Enfin, la proposition d'un style en écaillage, avec des chevauchements enracinés de direction moyenne N50 et à vergence Sud-Est, pour l'ensemble des séries numidiennes et telliennes serait approprié pour la Tunisie septentrionale.

Références

- Alouani, R.; Ben Ismail-Lattrache, K.; Melki, F. & Talbi, F. (1996). The upper Eocene prograding folds in the northwestern of Tunisia: stratigraphic records and geodynamic significance, *Proceedings of the Fifth Tunisian Petroleum Exploration Conference, Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières (ETAP)*, 10: 23-33.
- Alvarez, W.; Coccozza, T. & Wezel, F.C. (1974). Fragmentation of the Alpine orogenic chain by microplate dispersal. *Nature*, 248: 309-314. doi:10.1038/248309a0
- Argnani, A. (1990). The Strait of Sicily rift zone: foreland basin deformation related to the evolution of a back-arc basin. *The Journal of Geology*, 12: 311-331.
- Auzende, J.M.; Olivet, J.L. & Le Pichon, X. (1974). Le détroit Sardino-Tunisien et la zone de fracture nord Tunisienne. *Tectonophysics*, 21: 357-374. doi:10.1016/0040-1951(74)90003-1
- Beaudoin, B.; Parize, O.; Fries, G.; Pinault, M. & Bensalem, H. (1986). Sills et dykes sédimentaires du flysch numidien de Tunisie septentrionale: étude préliminaire du secteur de Tabarka. *Notes de Service Géologique, Tunisie, Tunis*, 52: 51 pp.
- Beji Sassi, A.; Laridhi-Ouzaa, N. & Clocchiati, R. (1996). Les inclusions vitreuses des ilménites, apatites et quartz des sédiments phosphatés de Tunisie: témoignages d'un volcanisme alcalin d'âge paléocène supérieur à éocène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167: 227-234.
- Bellon, H. (1976). Série magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronologique; implications géodynamiques. *Thèse d'Etat, Orsay*, 367 pp.
- Bellon, H. & Brousse, R. (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bulletin de la Société Géologique de France, Serie 7*, 19: 469-480.
- Bellon, H.; Coulon, C. & Edel, J.B. (1977). Le déplacement de la Sardaigne: synthèse des données géochronologiques, magnétiques et paléomagnétiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19: 825-831.
- Ben Chelbi, M. (2007). *Analyse tectonique des structures liées à la faille de Tunis Ellès*. PhD Thesis. Université Tunis El Manar, Faculté des Sciences. Tunis, 235 pp.
- Ben Ismail-Lattrache, K. & Bobier, Cl. (1984). Sur l'évolution des paléo-environnements marins paléogènes des bordures occidentales du détroit siculo-tunisien et leurs rapports avec les fluctuations du paléocéan mondial. *Marine Geology*, 55: 195-217. doi:10.1016/0025-3227(84)90069-0
- Bismuth, H.; Kiej, A.J.; Oertli, H.J. & Szczechura, J. (1978). The Genus *Loculicytheretta* (Ostracoda). *Bul-*

- letin du Centre de Recherche, d'Exploration et de Production Elf-Aquitaine*, 2: 227-263.
- Blow, W.H. (1979). *The Cainozoic Globigerinida. A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea)*. E.J. Brill, Leiden, Netherlands, 264 pp.
- Boccaletti, M.; Cello, G. & Tortorici, L. (1990). First order kinematic elements in Tunisia and the Pelagian Block. *Tectonophysics*, 176: 215-228. doi:10.1016/0040-1951(90)90267-C
- Boccaletti, M. & Guazzone, G. (1974). Remnant arcs and marginal basins in the Cenozoic development of the Mediterranean. *Nature*, 252: 18-21. doi:10.1038/252018a0
- Bouillin, J.P. (1977). *Géologie alpine de la petite Kabylie dans la région de Collo et El Milia (Algérie)*. Thèse Faculté des Sciences. Paris VI, 511 pp.
- Bouillin, J.P. (1986). Le bassin maghrébin: une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 547-558.
- Bracène, R. & Frizon de Lamotte, D. (2002). Origin of intraplate deformation in the Atlas System of Western and Central Algeria: from Jurassic Rifting to Cenozoic-Quaternary inversion. *Tectonophysics*, 357: 207-226. doi:10.1016/S0040-1951(02)00369-4
- Caire, A. (1971). Chaînes alpines de la Méditerranée centrale (Algérie et Tunisie septentrionale, Sicile, Calabre et Apennin méridional). *Tectonique de l'Afrique (Sciences de la Terre)*, 6: 61-89.
- Caire, A. (1977). Interprétation tectonique unitaire de l'atlas tunisien à fossés. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 284: 349-352.
- Caire, A.; Maamouri, M. & Stranik, Z. (1971). Contribution à l'étude structurale de la région des Hédil (Tunisie septentrionale) et comparaison avec le Tell Algérien. *Notes du Service Géologique de la Tunisie*, 36: 1-30.
- Carr, M.D. & Miller, E.L. (1979). Overthrust emplacement of the Numidien flysch complex in the westernmost Mogods Mountains, Tunisia. *The Geological Society of America Bulletin*, 90: 513-515. doi:10.1130/0016-7606(1979)90<513:OEOTNF>2.0.CO;2
- Castany, G. (1951). Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Annales Mines et Géologie, Tunis, n.° 8, Volume 4, Thèse Doctorat ès Sciences, Paris*, 632 pp.
- Castany, G. (1952). Paléogéographie, tectonique et orogénèse de la Tunisie. *XIXth International Geological Congress, Monographies Régionales*, 2: 63 pp.
- Cello, G. (1987). Structure and deformation processes in the Strait of Sicily rift zone; *Tectonophysics*, 141: 237-247. doi:10.1016/0040-1951(87)90188-0
- Cohen, C.R.; Schamel, S. & Boyd-Kaygi, P. (1980). Neogene deformation in Northern Tunisia: origin of the Eastern Atlas by microplate-continental margin collision. *The Geological Society of America Bulletin*, 91: 225-237. doi:10.1130/0016-7606(1980)91<225:NDINTO>2.0.CO;2
- Crampon, N. (1971). *Etude géologique de la bordure des Mogod, du pays de Bizerte et de Nord des Hédil*. Thèse d'Etat, Nancy, 522 pp.
- Crampon, N. (1973). L'Extrême Nord-tunisien, Aperçu stratigraphique pétrologique et structural, in Livre Jubilaire Marcel Solignac. *Annales Mines et Géologie Tunis*, 26: 49-85.
- Crampon, N. & Sigal, J. (1967). Stratigraphie du Crétacé terminal et de l'Eocène en bordure des Mogods (Tunisie septentrionale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 11: 129-140.
- Decrée, S.; De Putter, T.; Yans, J.; Moussi, B.; Recourt, Ph.; Jamoussi, F.; Bruyère, D. & Dupuis, Ch. (2008). Iron mineralization in Moi-Pliocene sediments of the Tamra iron mine (Nefza mining district, Tunisia): Mixed influence of pedogenesis and hydrothermal alteration. *Ore Geology Reviews*. doi:10.1016/j.oregeorev.2007.02.001
- De Jong, K.A. (1975). Gravity tectonics or plate tectonics: example of the Numidian flysch, Tunisia; *Geological Magazine*, 112: 373-381.
- Dermech, M. (1990). *Le complexe de l'Oued Bêlif - Sidi Driss (Tunisie septentrionale)*. *Hydrothermalisme et métallogénie*. Thèse d'Université, Paris VII, 336 pp.
- Dewey, J.F.; Helman, M.L.; Turo, E. & Hutton, D.H.W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. In: *Alpine tectonics* (Coward, M.P.; Dietrich, D. & Park, R.G. eds.). Geological Society Special Publication, 45: 265-283.
- Durand-Delga, M. (1956a). L'évolution de l'Archipel de La Galite au Néogène et au Quaternaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 243: 507-509.
- Durand-Delga, M. (1956b). Sur les formations antémio-cènes de l'archipel de La Galite (Tunisie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 243: 389-392.
- Durand-Delga, M. (1971). Les unités à Mésozoïque métamorphique d'El Milia à Texenna (Algérie) et leur cadre structural. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 13: 328-337.
- Durand-Delga, M. (1980). La Méditerranée occidentale: étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mémoire hors série de la Société Géologique de France*, 10: 203-224.
- El Euch, H.; Saidi, M.; Fourati, L. & El Maherssi, Ch. (2004). Northern Tunisia Thrust Belt: Deformation Models and Hydrocarbon Systems. In: *Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts* (Swennen, R.; Roure, F. & Grnath, J.W. eds.). American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Hedberg Series, 1: 371-390.
- El Ouardi, H. (2002). Origine des variations latérales des dépôts yprésiens dans la zone des dômes en Tunisie septentrionale. *Comptes Rendus Geoscience*, 334: 141-146. doi:10.1016/S1631-0713(02)01704-2
- El Maherssi, Ch. (1991). *Dynamique de dépôt du flysch numidien de la Tunisie (Oligo-Miocène)*. Thèse d'Université, Ecole des Mines de Paris. 15, 244 pp.
- Erraoui, L. (1994). *Environnements sédimentaires et géochimie des séries de l'Eocène du Nord-Est de la Tunisie*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Tunis II, 244 pp.
- Ficheur, F. (1890). *Description géologique de la Kabylie du Djurdjura. Etude spéciale des terrains tertiaires*.

- Thèse Doctorat dès Sciences, Paris. Fontana et Cie édition, Alger, 476 pp.
- Frizon de Lamotte, D.; Michard, A. & Saddiqi, O. (2006). Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb. *Comptes Rendus Geoscience*, 338: 1-10. doi:10.1016/j.crte.2005.11.006
- Glaudette, H.E.; Hurley, P.M.; Fairbain, H.W. & Lajmi, T. (1975). Source area of the Numidian flysch of Tunisia as suggested by detrital zircon ages. *Abstracts with Programs, Geological Society of America*, 7: 1083-1084.
- Gottis, Ch. (1953). Stratigraphie et tectonique du flysch numidien en Tunisie septentrionale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 236: 1059-1061.
- Gottis, Ch. (1962). Stratigraphie, structure et évolution structurale de al Kroumirie et de ses bordures. *Mémoire hors série de la Société Géologique de France*, 1: 645-656.
- Guerrera, F.; Martin-Algarra, A. & Perrone, V. (1993). Late Oligocene-Miocene syn/late-orogenic successions in western and central Mediterranean Chains from the Betic cordilleras to the southern Apennines. *Terra Nova*, 5: 525-544. doi:10.1111/j.1365-3121.1993.tb00302.x
- Halloul, N. (1989). *Géologie, pétrologie et géochimie du bimagmatisme néogène de la Tunisie septentrionale (Nefza et Mogod). Implication pétragénétiques et interprétation géodynamique*. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 207 pp.
- Jaafari, M. (1997). *Géodynamique, magmatisme basique et minéralisations des Mogods: pétrologie, géochimie et inclusions fluides*. Thèse d'Université; Université de Tunis II; Faculté des Sciences de Tunis, 343 pp.
- Jauzein, A. (1962). *Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne*. Thèse d'état, Paris, 475 pp.
- Juteau, M.; Michard, A. & Albarede, F. (1986). The Pb-Sr-Nd isotope geochemistry of some recent circum-mediterranean granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 331-340. doi:10.1007/BF00572162
- Kujawski, J. (1964). Contribution à la connaissance stratigraphique de base de «flysch» oligocène de l'Extrême-Nord tunisien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 258: 260-262.
- Kujawski, J. (1967). Résultats de nouvelles observations à l'Est des Hédil (Tunisie septentrionale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 9: 735-740.
- Laridhi-Ouazaa, N. (1994). *Etude minéralogique et géologique des épisodes magmatiques mésozoïques et miocènes de la Tunisie*. Thèse d'Etat, Université de Tunis II, 466 pp.
- Mattauer, M. (1958). Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Service Carte géologique, Algérie*, 17: 534 pp.
- Melki, F. (1997). *Tectonique de l'extrémité Nord-Est de la Tunisie (Bizerte-Menzel Bourguiba-Mateur), évolution tectonique de blocs structuraux du Crétacé supérieur au Quaternaire*, Thèse d'Université, Université Tunis II, 213 pp.
- Melki, F.; Alouani, R.; Boutib, L.; Tlig, S. & Zargouni, F. (2001). *La carte géologique de la Tunisie au 1/50000, la feuille n.º 2 de Bizerte*. Edition du Service Géologique de Tunisie, Office National des Mines.
- Melki, F.; Alouani, R.; Talbi, F. & Zargouni, F. (1996). Evolution géodynamique de la région de Bizerte: entraînement et blocage des structures à partir du Paléogène, *Proceedings of the Fifth Tunisian Petroleum Exploration Conference, Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières (ETAP)*, 10: 413-421.
- Melki, F.; Ben chelbi, M.; Boukadi, N. & Zargouni, F. (2005). Le rôle des accidents de direction NE-SW dans la structuration de la Tunisie septentrionale. Exemple: le système de faille de Ras El Korane-Béja. *18^{ème} Colloque des Bassins Sédimentaires*: 13-14.
- Melki, F.; Boutib, L.; Zargouni, F. & Alouani, R. (1999). Nouvelles données sur l'évolution structurale de l'extrémité nord-orientale de la Tunisie (région de Bizerte). *Africa Geoscience Reviews*, 6: 149-157.
- Negra, L. (1987). *Pétrologie, minéralogie et géochimie des minéralisations et des roches encaissantes des bassins associés aux structures tectoniques et magmatiques de l'Oued Bélif et du Jebel Haddada (Nord des Nefza, Tunisie septentrionale)*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Paris-Sud, Orsay, 223 pp.
- Ould Bagga, M.A.; Abdeljaouad, S. & Mercier, E. (2006). La «zones des nappes» de Tunisie: une marge méso-cénozoïque en blocs basculés modérément inversée (région de Taberka/Jendouba; Tunisie nord-occidentale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177: 145-154.
- Parize, O.; Beaudoin, B.; Burollet, P.F.; Cojan, I.; Fries, G. & Pinault, M. (1986). La provenance du matériel gréseux numidien est septentrionale (Sicile et Tunisie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 303: 1671-1674.
- Piqué, A.; Aït Brahim, L.; Aït Ouali, R.; Amrhar, M.; Charroud, M.; Gourmelen, C.; Laville, E.; Rekhiss, F. & Tricard, P. (1998). Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169: 797-810.
- Raoult, J.F. (1974). *Géologie du centre de la chaîne numidienne (Nord du Constantinois, Algérie)*. Thèse Doctorat ès Sciences, Paris, 163 pp.
- Rehault, J.P.; Boillot, G. & Mauffret, A. (1984). The western mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*, 55: 447-477. doi:10.1016/0025-3227(84)90081-1
- Rekhiss, F. (1984). *Les roches intrusives miocènes de l'île de la Galite (Tunisie)*. Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Paris VI, 47 pp.
- Rekhiss, F. (1996). L'Archipel de la Galite, jalon entre Massifs Kabyles et Monts Peloritains (Méditerranée occidentale, Marge Nord-tunisienne). *Géologie Méditerranéenne*, 23: 201-210.
- Rouvier, H. (1977). *Géologie de l'Extrême Nord - tunisien: Tectonique et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine*. Thèse d'Etat, Paris VI, 703 pp.
- Salaj, J. (1980). *Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale*

- (*Hypostratotypes Tunisiens*). Institut Géologique de Dionyz Stur, Bratislava, 238 pp.
- Salaj, J.; Batik, P.; Maameri, N. & Maamouri, A.L. (1974). Le Sénonien supérieur et le Paléogène de la région des Hédil. *Livret-guide des extrusions. VI^{ème} Colloque Africain de Micropaléontologie, Edition de Service Géologique de Tunisie, Tunis*, 59-66.
- Savelli, C. (1988). Late Oligocene to recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea: implications for the processes of opening the young inter-arc basin of intra-orogenic (Mediterranean) type. *Tectonophysics*, 146: 163-181. doi:10.1016/0040-1951(88)90089-3
- Talbi, F. (1998). *Pétrologie, géochimie, étude des phases fluides et gîtologie liées au magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale*. Thèse de Doctorat, Université de Tunis II, 368 pp.
- Talbi, F.; Slim-Shimi, N.; Tlig, S. & Zargouni, F. (1999). Nature, origine et évolution des fluides dans le district minier de la caldeira d'Oued Bélif (Nefza, Tunisie septentrionale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 328: 153-160.
- Talbi, F.; Jaafari, M. & Tlig, S. (2005). Magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale: pétrogenèse et événements géodynamiques. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18: 241-252.
- Tlig, S.; Erraoui, L.; Ben Aissa, L.; Alouani, R. & Ali Tagorti, M. (1991). Tectogenèses alpine et atlasique: deux événements distincts dans l'histoire géologique de la Tunisie. Corrélation avec les événements clés en Méditerranée, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312: 295-301.
- Wezel, F.C. (1970). Numidian flysch: an Oligocene-early Miocene continental rise deposit off the African platform. *Nature*, 228: 275-276. doi:10.1038/228275a0
- Watts, A.B. & Platt, J.P. (1993). Tectonic evolution of the Alboran Sea basin. *Basin Research*, 5: 153-177. doi:10.1111/j.1365-2117.1993.tb00063.x
- Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure stratigraphique et évolution du Trias au Miocène. *Revue Géologie Dynamique, Géographie Physique*, 24: 201-297.
- Yaich, C.; Ben Ismail, K.; Zaghbib-Turki, D. & Turki, M.M. (1994). Interprétation séquentielle de l'Oligo-Miocène (Tunisie centrale et Nord-orientale). *Sciences Géologiques Bulletin*, 47: 27-49.
- Yaich, C.; Hooyberghs, H.J.F.; Durllet, C. & Renard, M. (2000). Corrélation stratigraphique entre les unités oligo-miocènes de Tunisie centrale et le Numidien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 331: 499-506.

Recibido el 20 de noviembre de 2006

Aceptado el 21 de diciembre de 2007

Publicado online el 28 de marzo de 2008