

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 86 (1993)  
**Heft:** 2

**Artikel:** La tectogène atlasique en Tunisie centrale : apport de la modélisation géométrique  
**Autor:** Creuzot, Gilles / Mercier, Eric / Ouali, Jamel  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-167255>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 01.05.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# La tectogenèse atlasique en Tunisie centrale: Apport de la modélisation géométrique

PAR GILLES CREUZOT<sup>1)</sup>, ERIC MERCIER<sup>2)</sup>, JAMEL OUALI<sup>3)</sup> et PIERRE TRICART<sup>4)</sup>

*Mots clés:* Tunisie centrale, chaîne atlasique, relations socle/couverture, inversion tectonique, décollement de couverture, modélisation, pli de propagation, chevauchement.

*Key words:* Central Tunisia, Atlasic range, basement/cover relationship, tectonic inversion, cover decollement, modelling, Fault-propagation fold, thrust.

## RESUME

Un modèle géométrique de plissement/chevauchement appliqué aux chaînons anticlinaux de l'Atlas centro-tunisien permet de proposer une nouvelle cinématique régionale pour les phases orogéniques paroxysmales. Cette proposition est caractérisée par l'indépendance relative du substratum anté évaporites triasiques. La mise en place, au Tortonien, de plis de propagation localisés sur des accidents distensifs hérités, est suivie par une période de quiescence tectonique. Au Villafranchien, la reprise, en décro-chevauchement, de ces structures compressives traduirait un poinçonnement, de plus de 15 km, de la plate-forme sahélienne stable par l'Atlas centro-occidental.

## ABSTRACT

Through geometrical modelling of the Atlasic fold-thrust structures, we propose a new kinematic evolution for Central Tunisia, regional tectogenesis. Our reconstruction implies a generalized detachment within the Triassic evaporites. During the Tortonian, fault-propagation folds developed above inherited extensional faults. After a tectonically calm period, these compressive structures were reactivated during the Villafranchian; the dominant process was then strike-slip overthrusting in response to the collision of the Western-Central Atlas block with the stable Saharan-Sahelian platform. Corresponding regional displacement was evaluated to be more than 15 km.

## 1. Introduction

A l'extrémité orientale des chaînes atlasiques d'Afrique du Nord (fig. 1), l'Atlas de Tunisie centrale (Burolet 1956) et l'Atlas de Tunisie méridionale (Zargouni 1985) assurent la transition entre les nappes de charriage telliennes, au Nord (zone alpine: Rouvier 1977; Wildi 1983) et la plate-forme saharienne stable au Sud (Bouaziz 1986). Pour certains auteurs, l'Atlas de Tunisie centrale est largement charrié (Delteil & Truillet 1983). Pour d'autres, il représente plutôt un avant pays autochtone, dans lequel la couverture sédimentaire méso-cénozoïque est globalement plissée et écaillée sur place (voir par

<sup>1)</sup> Dir. Rég. Environnement Centre, 131 rue du faubourg Bannier, 45042 Orleans cedex (France).

<sup>2)</sup> Institut de Sciences Naturelles, place Leclerc, 25030 Besancon Cedex (France).

<sup>3)</sup> E.N.I.S., Dépt. Géologie, B.P. W, route de Soukra, 3038 Sfax (Tunisie).

<sup>4)</sup> Institut Dolomieu, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble Cedex (France) et URA 718 CNRS «Groupe d'Etude de la Marge continentale et de l'Océan».

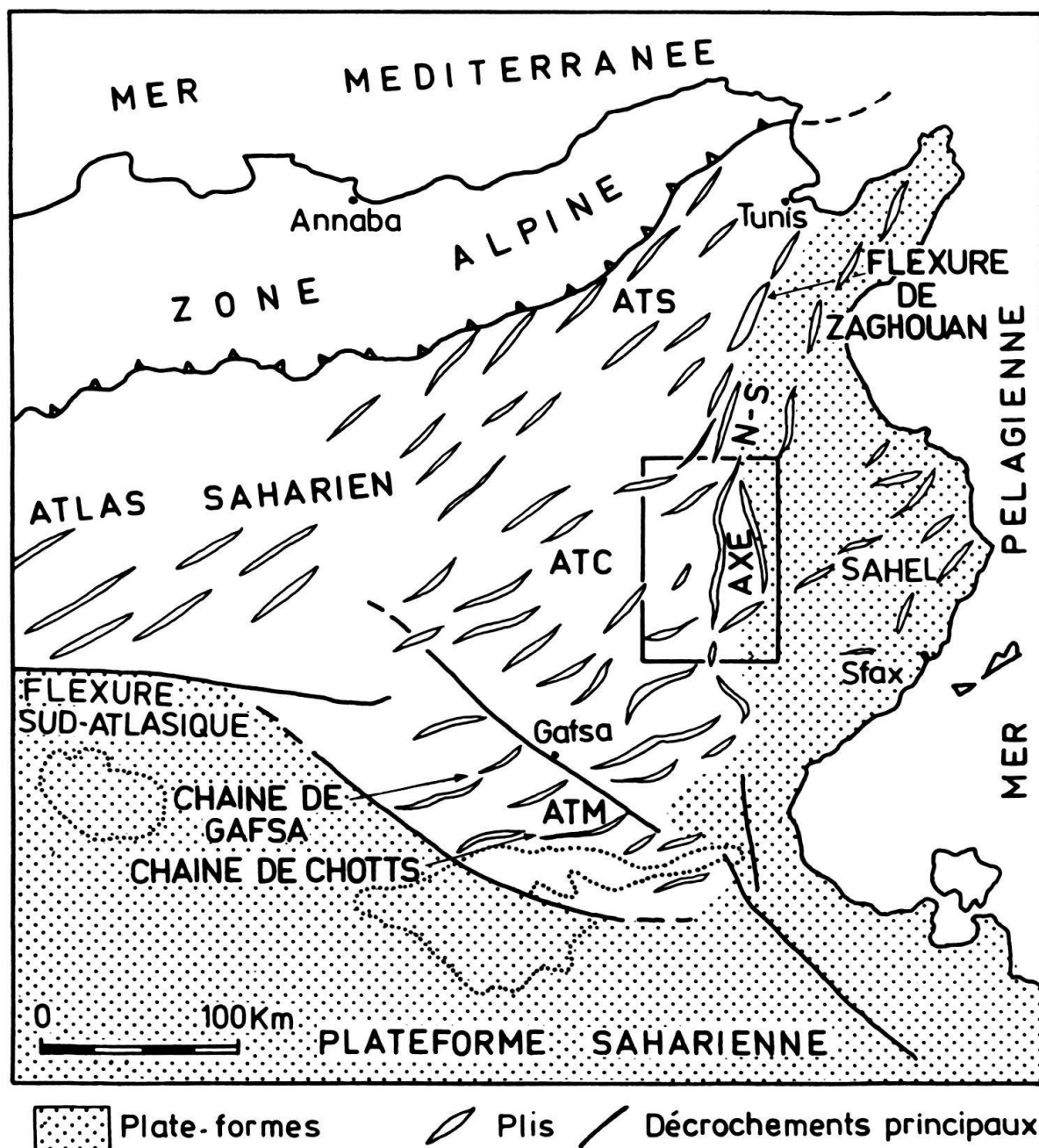


Fig. 1. Carte de localisation: Tunisie et Algérie du Nord-Est. L'encadré indique le secteur étudié: (fig. 5). (ATS, ATC et ATM: respectivement; Atlas de Tunisie septentrionale, centrale et méridionale).

exemple: Ouali et al. 1987 et Bobier et al. 1991); à la base de cette couverture, les évaporites triasiques représenteraient plus un niveau de disharmonie qu'un niveau de décollement-transport de grande ampleur. Les données manquent malheureusement sur la nature et le comportement tectonique du substratum («socle») infraévaporitique, qui comporte probablement une série sédimentaire paléozoïque (Burollet 1991). Au total, l'allochtonie de la couverture supra-évaporitique de Tunisie centrale reste un point discuté. Le modèle présenté ici est une contribution originale à cette discussion.

## 2. Le style structural particulier de l'Atlas de Tunisie centrale

Les structures compressives qui affectent la couverture de Tunisie centrale présentent un style remarquable. Leurs directions sont variées, NE-SW (dominantes), subméridiennes ou encore NW-SE (plus rare). Leur style éjectif est caractérisé par une forte opposition entre les anticlinaux étroits, coffrés, voire même en champignon, et de larges synclinaux à fond plat, partiellement remplis de sédiments continentaux récents. Les anticlinaux, très faillés longitudinalement et segmentés transversalement, ne présentent pas partout une géométrie cylindrique.

Quelques études locales, mais détaillées, permettent d'attribuer cette complexité à la reprise en compression de paléoblocs faillés en extension comportant des couches d'épaisseur, de compétence et d'extension latérale variables (Gourmelen 1984; Ouali 1985; Soyer 1987). Pour certaines structures au moins, une évolution plus ou moins précoce de type diapirique est probable (Gourmelen et al. 1989). A l'échelle régionale, l'extension, essentiellement mésozoïque, apparaît polyphasée (Soyer & Tricart 1987 et 1989); il en est de même pour la compression qui a dominé au Cénozoïque-Quaternaire (Richert 1971; Letouzey & Trémolière 1980; Soyer & Tricart 1989) avec toutefois un important épisode distensif de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen (Blondel et al. 1988; Blondel 1991).

Les phases de plissement-chevauchement majeures sont datées du Miocène supérieur et du Quaternaire ancien (Burollet 1956). Le contrôle de la structuration compressive par l'héritage distensif est clair dans la genèse de nombreuses structures comme les anticlinaux du jebel Kébar (Ouali et al. 1986), du jebel Touila (Ouali et al. 1990) et du jebel Boudinar (Soyer & Tricart 1989) ou encore du brachyanticlinal du jebel Es Souda (Creuzot & Ouali 1989).

L'entrecroisement cartographique des anticlinaux a suggéré à plusieurs auteurs (Soyer & Tricart 1989; Delteil et al. 1991) que ces plis affectant la couverture supra-évaaporitique se sont grossièrement développés au droit d'accidents du substratum infra-évaaporitique. Effectivement, un réseau de fractures héritées a pu guider la genèse des anticlinaux à un stade précoce, partiellement ou totalement halocinétique, c'est à dire avec ou sans compression régionale (Snok et al. 1988). Cependant, lors des extensions et, plus encore, lors des raccourcissements régionaux qui ont suivi, un certain découplage horizontal a dû se produire, mais les données manquent pour en apprécier l'ampleur.

Les profils sismiques consultés, comme le profil CN 29 (fig. 2 et Haller 1983) qui recoupe les jebels Sidi-Khalif et Cherahil, ne permettent pas d'observer un éventuel ancrage en profondeur des anticlinaux chevauchants de Tunisie centrale: une zone sourde apparaît au droit de chaque chaînon, au point que certains auteurs y ont vu l'expression chaotique typique d'un diapirisme des évaporites triasiques (Brahim 1983). Le profil KN 20, situé 20 km au Nord de la zone étudiée (fig. 1) constitue une exception dans la région en ce qu'il montre l'horizontalisation d'un chevauchement en profondeur (Haller 1983).

## 3. Démarche suivie et principe de la modélisation

Le caractère superficiel des déformations au niveau actuel d'affleurement, l'abondance des niveaux compétents dans la série, et le fait que la couverture méso-cénozoïque

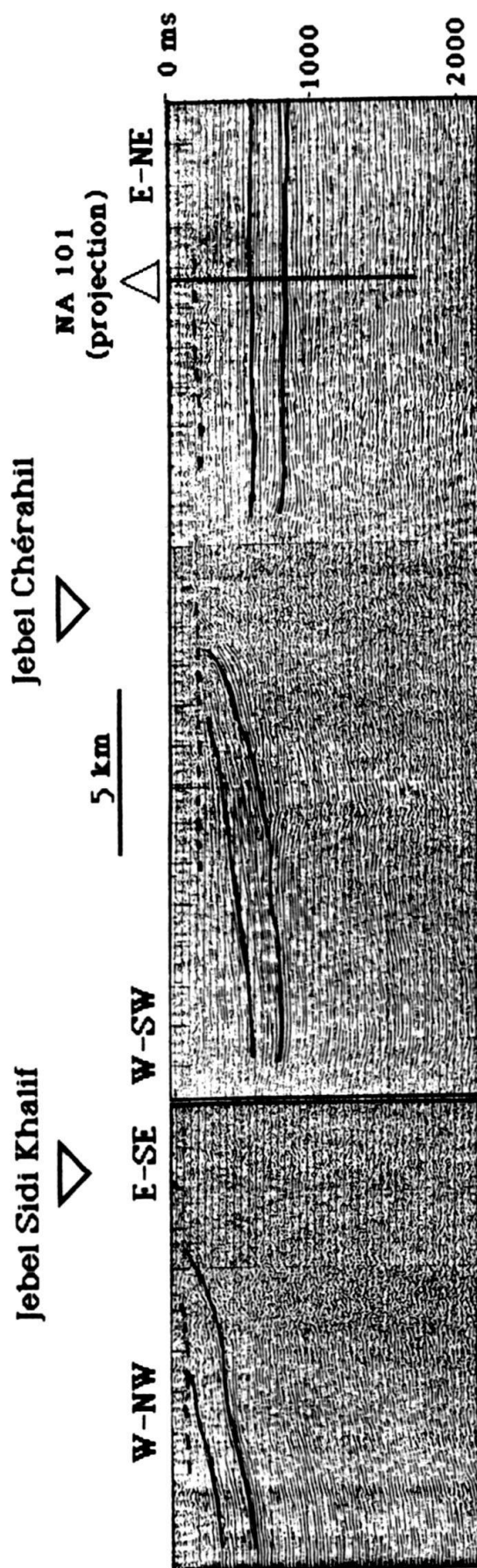


Fig. 2. Le profil de sismique réflexion CN 29 (d'après HALLER 1983); l'échelle verticale est les ms temps double; l'exagération verticale est proche de 2. On note les zones sourdes au droit des deux anticlinaux traversés et le fond plat des synclinaux. Les deux repères en traits continus correspondent aux toits du Langhien et de l'Eocène, celui en pointillé correspondrait à la base du Quaternaire récent. Localisation: fig. 5.

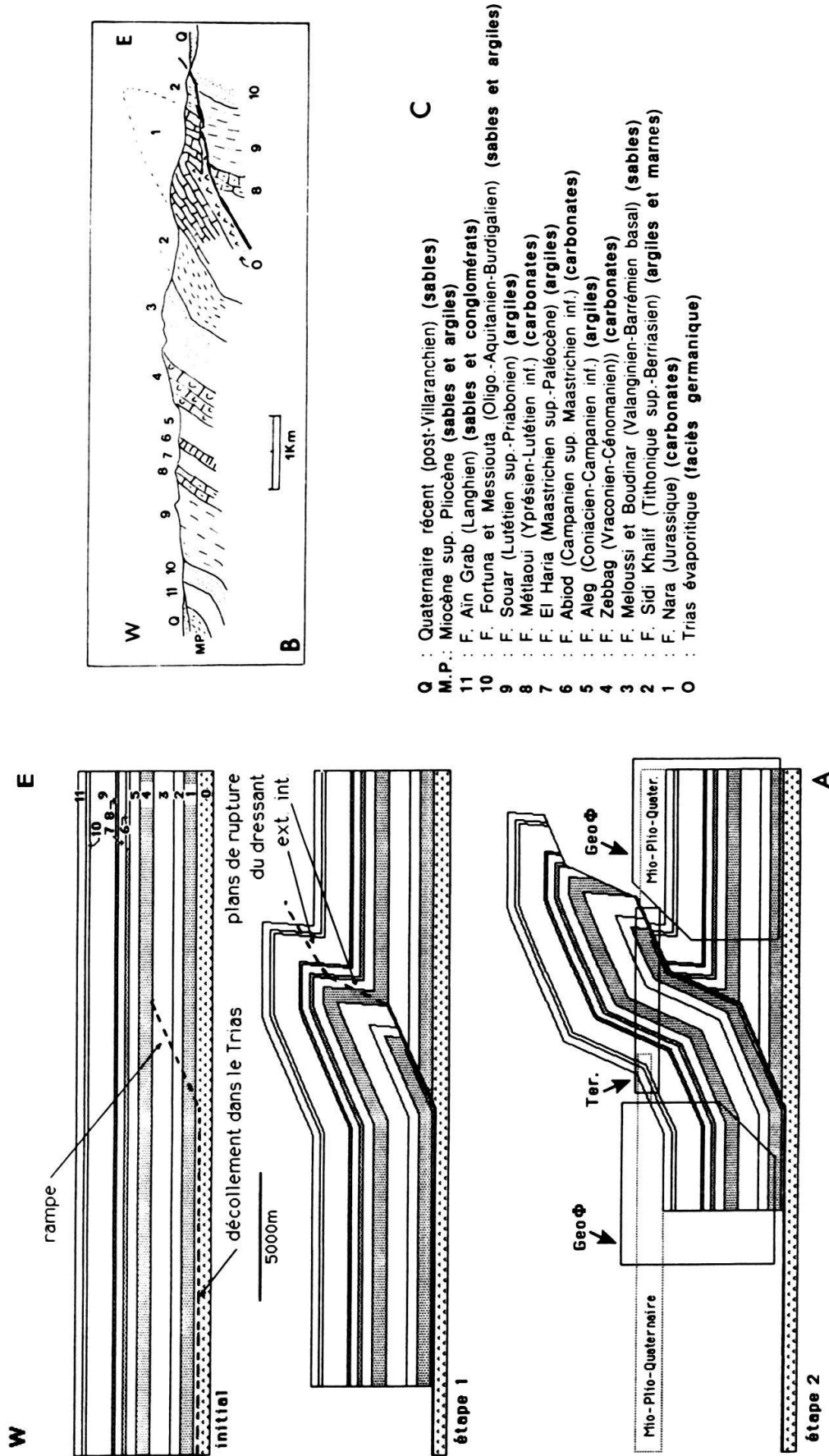


Fig. 3. A: Modélisation cinématique du jebel Sidi Khalif (sans tenir compte de l'érosion); les trames soulignent les niveaux compétents. Sur la dernière image sont schématisés les dépôts syn et post-tectoniques et sont localisées les données géométriques qui contraignent la reconstitution: Ter.: terrain (voir B); GeoΦ: image de sismique réflexion (voir fig. 2). B: Coupe de terrain simplifiée d'après Ouali (1985). C: Légende commune à A et B: (F = Formation).

puisse être décollée dans les évaporites du Trias, nous conduisent à reconsidérer cet ensemble structural à la lumière des modèles tectoniques découlant des concepts de rampes et d'équilibrage de coupe (Suppe 1983; Jamison 1987).

Notre démarche a donc consisté à intégrer des données cartographiques, publiées (Khessibi 1978; Yaich 1984; Ouali 1985) ou inédites, dans des modèles géométrico-numériques dérivant de ceux qui permettent la construction de coupes équilibrées. En fait, au cours du raisonnement, nous serons amenés à utiliser une adaptation de ces modèles, car ceux-ci ne sont applicables que sur des structures perpendiculaires à la direction du transport tectonique, ce qui n'est pas le cas ici.

Un modèle numérique développé par l'un des auteurs (Mercier 1992), inspiré de travaux théoriques sur les rampes (Mitra 1990; Suppe & Medwedeff 1990); a permis d'obtenir, par essai de différents modes de déformation possibles (pli concentrique, «Fault-bend fold» mode I ou II, «Fault-propagation fold» *s.s.*, avec transport sur le plat, ou rupture fragile du dressant) et par calages des paramètres du modèle, une image de déformation finie superposable aux données de terrain. Nous supposons que l'histoire tectonique de la zone étudiée présente une analogie avec le chemin utilisé par le calcul pour obtenir cette image.

Pour illustrer cette démarche nous proposons de modéliser la structure de jebel Sidi Khalif. Les données géologiques disponibles sur cette coupe (synthétisées dans les figures 2 et 3 B) ne permettent pas de résoudre le problème des structures profondes. En terme de problème géologique, l'équilibrage ne constitue que rarement une solution unique, ceci est d'autant plus vrai que dans le cas étudié, l'érosion est importante. Par ailleurs, l'expérience a montré que des progrès dans la compréhension des mécanismes de plissement/chevauchement peuvent étendre radicalement le champ des solutions d'équilibrage qui doivent être envisagés (voir: Jamison 1987, Chester & Chester 1990, Boyer 1992).

Nous présentons donc ici un modèle unique de déformation, qui est sous-tendu par des hypothèses, et qui *peut* rendre compte de la géométrie globale des structures atlasiques de différentes directions, visibles à l'affleurement en Tunisie centrale. Ce modèle suppose que les structures ne sont pas (ou plus) ancrées en profondeur.

#### **4. Exemple de structure majeure modélisée: le jebel Sidi Khalif**

Cet anticlinal chevauchant vers l'Est appartient à l'Axe Nord-Sud (Burolet 1956); il a fait l'objet de relevés de terrains particulièrement détaillés (Ouali 1985); sa structure est schématisée à la figure 3 B.

##### *A. Le modèle cinématique*

Notre modèle, dont nous discuterons au paragraphe suivant (§ B), comporte deux étapes distinctes (fig. 3).

(1) *Etat initial et étape 1*: au début de la compression, une discontinuité (dont la nature sera envisagée au § B-4) a déterminé une montée de la surface de décollement située dans les évaporites triasiques et la genèse d'une rampe. La propagation de cette rampe à travers la série non préalablement faillée s'accompagne de la mise en place d'un

pli, qualifié de «Fault propagation fold» au sens de Jamison (1987) (traduction: «pli de propagation» selon Mercier 1992).

(2) *Etape 2*: elle est caractérisée par une modification du mode de déformation. Celui-ci passe d'un domaine fragile/plastique à un domaine typiquement fragile avec rupture, selon un pendage plus fort que celui de la rampe, de la bande préalablement redressée («dressant»). Ce pendage se modifiant encore vers le haut de la série, c'est sur ce nouvel accident en deux parties, que nous appellerons ici «plans de rupture interne et externe du dressant», que se poursuit l'avancée de l'allochtone. Du fait de l'érosion active, ce dernier chevauche les produits de son propre démantèlement. L'érosion permet de ne pas tenir compte de l'absence évidente d'équilibrage dans la partie supérieure de l'allochtone; le surplomb dessiné sur la coupe ne se matérialisant bien sûr jamais.

Les seuls «paramètres de calage», utilisés dans cette modélisation, sont d'ordre géométrique; il s'agit: de l'épaisseur des couches; du pendage de la rampe; de celui des plans de rupture interne et externe du dressant; de la localisation des relais entre ces trois accidents; et enfin de l'ampleur de l'allochtonie.

## B. Analyse critique

### 1. Obliquité du transport par rapport au plan de coupe

Dans ce type de modélisation et d'équilibrage de coupes, on suppose a priori qu'il y a parallélisme entre la direction de transport tectonique et celle de la coupe (Ménard 1988 a). Ce préalable est respecté dans la première étape (fig. 3). En effet, la coupe est effectuée perpendiculairement à la structure et il n'y a pas encore de désolidarisation allochtone–autochtone: le mouvement ne peut pas être significativement oblique sur le plan de coupe. Durant la deuxième étape, le comportement est bien sûr différent; le plan de rupture interne du dressant présente un pendage largement supérieur à 45°; un mouvement sur une telle surface n'est aisément envisageable que si la direction du transport est oblique par rapport à la ligne de plus grande pente, elle même incluse dans le plan de coupe.

De fait, les nombreuses stries mesurées sur le seul plan de faille observable à l'affleurement (plan de rupture externe du dressant) et dans les interbanes immédiatement sus-jacents (formation Nara), présentent une direction NNW-SSE et un faible pitch. Il en résulte que cet accident aurait fonctionné en décrochevauchement. Cette étude cinématique locale s'inscrit dans la suite d'une série d'études de détail, réalisées dans l'Atlas de Tunisie centrale, et qui concluent toutes à ce que la compression chevauchante maximale corresponde à un raccourcissement tardif orienté NW-SE à NNW-SSE (Gourmelen 1984, Yaich 1984; Ouali 1985; Soyer & Tricart 1989, Creuzot & Ouali 1989).

En toute rigueur, l'existence de cette composante en décrochement devrait rendre impossible toutes tentatives d'équilibrages de coupes. Il faut donc équilibrer les volumes et non les surfaces. Plusieurs méthodes ont été proposées pour de tels équilibrages. Les méthodes de Goguel (1939), Gratier (1988) ou de De Paor (1990), par exemple, ne semblent pas pouvoir s'appliquer du fait de la localisation de la déformation aux limites de blocs. Nous avons utilisé une méthode dite «pseudo-3D» inspirée des travaux de Mitra (1988) sur le principe, et de Wilkerson et al. (1991) sur la géométrie spatiale des plis de propagation. Il s'agit en fait d'une adaptation de la méthode des coupes, qui

repose sur une analyse conjointe de plusieurs coupes sériées. L'étape principale du raisonnement consiste à envisager une coupe reconstituée formée d'un allochtone et d'un autochtone distants de la valeur du rejet en décrochement. Cependant, dans les secteurs où les structures de l'allochtone et de l'autochtone sont constantes sur une distance suffisante (chaînons à géométrie cylindrique) la coupe reconstituée, évoquée précédemment, est très proche des coupes réelles. L'équilibrage de ces dernières serait alors justifié.

En pratique, dans ce travail, nous nous sommes donc limités à la modélisation de coupes réelles situées dans des tronçons de chaînons raisonnablement cylindriques à l'échelle envisagée; c'est ce qui justifie la modélisation de la figure 3.

## **2. Echelle d'investigation**

Si la modélisation apparaît comme satisfaisante, ce n'est bien entendu qu'à l'échelle où elle est proposée. Dans le détail, plusieurs faits de terrain sont géométriquement gommés tout en étant compatibles avec la reconstitution cinématique. Ainsi, aux abords immédiats du chevauchement, on observe localement quelques bourrages d'évaporites. On note également des exagérations de pendage, comparables à celles décrites par Alonso & Teixell (1992), ainsi que des chevauchements secondaires et leurs plis de propagation associés.

## **3. Géométrie des failles et influence de la lithologie**

La géométrie des failles profondes n'est donc pas accessible à l'affleurement où l'on n'observe qu'un chevauchement que nous considérons être le plan de rupture externe du dressant. La géométrie des failles plus profondes n'est donc contrainte, dans le modèle, que par l'attitude des couches sus-jacentes et, plus généralement, par géométrie de la structure. Pourtant, les aspects géométriques et mécaniques de la déformation ne peuvent pas être envisagés indépendamment; un bon moyen de juger de la crédibilité du calage final nous semble être de tester sa cohérence avec les caractéristiques mécaniques des différentes couches (compte tenu de leur épaisseur et de leur composition lithologique). Dans ce sens, les constatations suivantes nous semblent plaider en faveur du modèle proposé.

(1) La rampe, après avoir traversé le Jurassique dolomitique et les séries marno-sableuses néocomiennes sus-jacentes, est venue se bloquer, sans le franchir, sur le premier niveau compétent important (Formation Zebbag).

(2) La localisation du changement de pendage dans le plan de rupture du dressant apparaît comme directement contrôlée par la lithologie: elle se situe au sommet de la dernière barre calcaire (Formation Métaoui), et à la base d'une série à dominante argilo-silteuse, peu consolidée, qui couronne la série stratigraphique.

## **4. Influence des structures synsédimentaires**

L'état initial de la figure 3 montre une série sédimentaire homogène. Cela est une importante approximation, tant abondent dans la région, les paléostructures distensives synsédimentaires auxquelles sont souvent superposées les expressions de la tectonique

compressive. C'est le cas au jebel Sidi Khalif où le sommet de l'anticlinal présente de nombreux indices d'extension anté-orogénique, en particulier des blocs basculés crétacés (Ouali 1984).

En dépit de cette superposition, il nous semble qu'en Tunisie centrale, les chevauchements alpins ne représentent pas systématiquement d'anciennes failles normales téthysiennes inversées. Il est probable que des failles normales n'ont fait que déterminer l'endroit où les chevauchements se sont développés, sans qu'il y ait inversion (fig. 4). Cette interprétation nous est suggérée de deux manières.

(1) Si la rampe correspondait à une ancienne faille distensive, listrique ou non, ce ne serait pas un pli de propagation qui se développerait, car celui-ci est caractérisé par le fait qu'il croît, par accommodation, en même temps que se propage la fracture *néoformée* qui lui sert de rampe (Suppe & Medwedeff 1990). Inversement, si la rampe est pré-existante, on obtiendrait, dans ce contexte structural superficiel, un anticlinal du type «Fault-bend fold» (Suppe 1983) à la géométrie sensiblement différente (fig. 4 b), et ce, quelque soit le pendage de la faille normale réactivée en rampe. Ainsi, si ce pendage est de l'ordre de  $60^\circ$  comme pourrait le laisser supposer la géométrie de l'arrière du pli, et quelque soit la solution retenue pour l'accommodation de la déformation dans le dressant (voir Ménard 1988 b, pour discussion complète), le pendage calculé de se dernier serait inférieur d'au moins  $30^\circ$  à celui observé sur le terrain.

(2) Au Nord de la zone étudiée, dans le même contexte géologique, des indices de paléo-distension sont localisées au coeur d'un anticlinal chevauchant. Nous avons pu montrer (Creuzot et al. 1992) qu'ils reflétaient le jeu distensif synsédimentaire d'une faille profonde (dans le substratum infra-évaporites triasique) primitivement située à la racine de la future rampe de chevauchement. Cette rampe néoformée est supposée s'être déve-

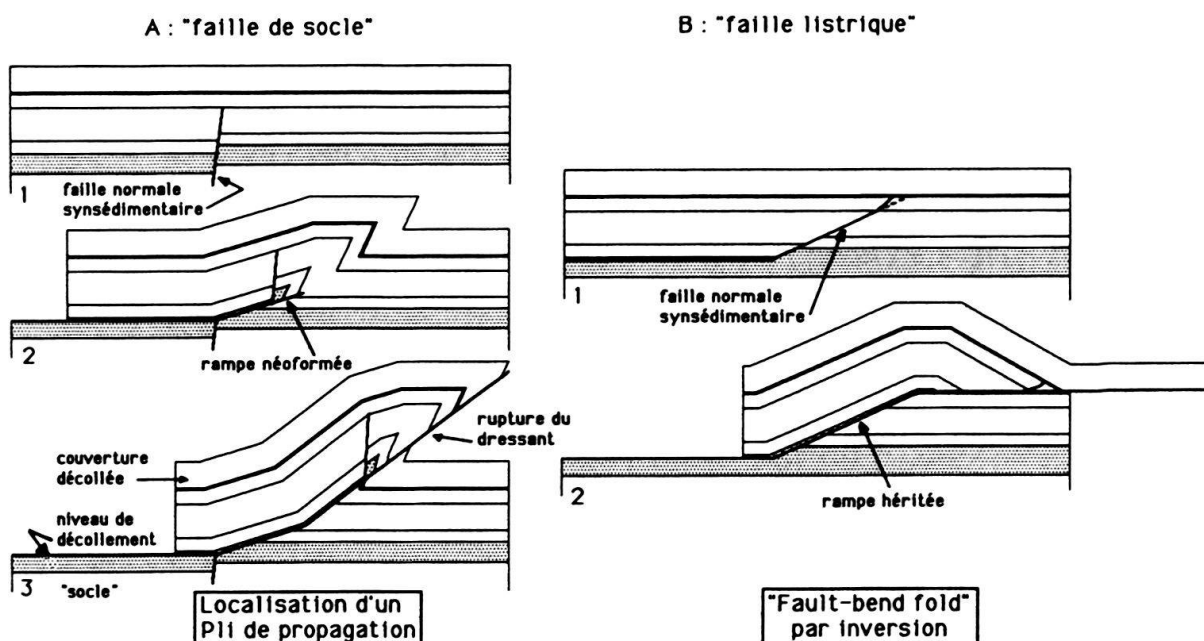


Fig. 4. Deux scénarios possibles pour une structure distensive reprise en compression. A: il y a localisation de la racine d'une rampe néoformée sur une faille de socle (d'après Creuzot et al. 1992). B: il y a inversion d'une faille listrique synsédimentaire héritée. La géométrie des plis engendrés au dessus des rampes, est différente.

loppée ensuite, durant la compression, à partir de l'endroit où le niveau d'évaporites était décalé par le jeu de la faille profonde, en accord avec certains modèles analogiques (Ballard et al. 1987, Wilschko & Eastman 1988, Souriot et al. 1991). De telles relations géométriques entre structures d'extension téthysienne et structures de chevauchement-plissement alpin pourraient ne pas représenter un cas isolé.

Le modèle proposé ici implique donc que le contrôle profond de la structure visible à l'affleurement s'opère en arrière et non à son aplomb et que le contrôle des structures compressives par les structures distensives se manifeste par une localisation, et non par une inversion.

### *C. Quelle allochtonie pour la structure du jebel Sidi Khalif?*

Le modèle proposé permet de quantifier le rejet sur le plan de coupe. Cependant, du fait d'une importante composante en décrochement (étape 2 de la fig. 3), les valeurs calculées ne concernent en fait que la projection des vecteurs transport sur le plan de coupe. Seule l'analyse des stries sur le terrain permet de connaître l'orientation réelle du vecteur transport et donc de calculer l'ampleur du déplacement réel de l'allochtone.

Dans cet esprit, on note que le module du vecteur figurant le mouvement suivant les plans de rupture du dressant, varie à l'inverse du cosinus de l'angle entre ce vecteur et le plan de coupe. Pour une valeur donnée de la projection sur le plan de coupe, plus l'obliquité est importante, plus le module est élevé. Des calculs trigonométriques simples montrent par ailleurs que plus ces valeurs sont importantes, plus une erreur fixe de quelques degrés sur la mesure de la première va induire une croissance de l'incertitude sur le calcul de la seconde. Cette croissance affecte bien sûr l'incertitude absolue, mais aussi l'incertitude relative.

Dans le cas du Sidi Khalif, le transport initial accommodé sur la rampe est de 2,6 km (phase 1). La projection sur le plan de coupe du vecteur figurant le mouvement sur les plans de rupture du dressant, serait de 6,6 km, ce qui correspondrait à un mouvement en décro-chevauchement de 15 à 20 km (transport vers le S-SE: étape 2). Ce dernier mouvement est important mais il ne faut en retenir que l'ordre de grandeur tant l'incertitude est grande sur l'obliquité entre la strie moyenne mesurée sur le terrain, et le plan de coupe (pitch des stries partout faible mais variable).

Le plan de rupture interne du dressant est la surface de glissement ayant le pendage le plus fort dans la structure modélisée; le mouvement sur celui-ci constitue donc un élément de contrôle mécanique de la cinématique syn-étape 2. Le plongement calculé des stries théoriques résultant de ce mouvement est de 20 à 30°, ce qui paraît mécaniquement vraisemblable.

## **5. Autres structures majeures modélisées**

Plusieurs coupes sont disponibles dans les tronçons les plus cylindriques de différents chaînons de Tunisie centrale (quelques exemples en sont donnés: figure 5). Elles ont toutes pu être modélisées dans des conditions comparables à celles exposées pour le jebel Sidi-Khalif. D'un chaînon à l'autre, l'ampleur du mouvement sur les plans de rupture du dressant varie beaucoup (décro-chevauchement de l'étape 2 du modèle); elle est le plus

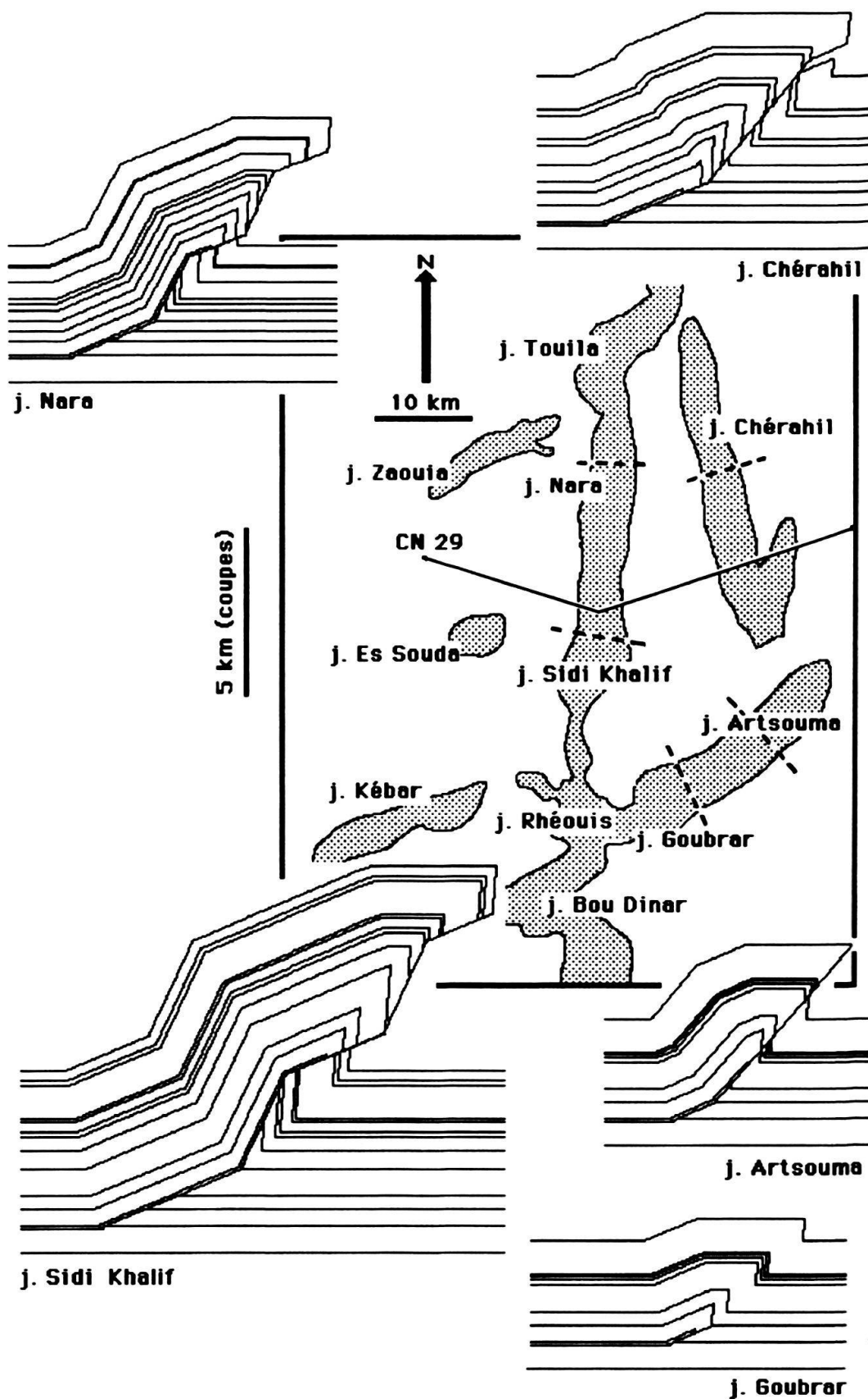


Fig. 5. Modélisation des principaux chaînons de la zone étudiée. On constate une unicité de style qui rendrait compte de l'unicité de l'histoire tectonique.

important dans l'Axe Nord-Sud *s.s.* où elle dépasse 15 km. Dans les chaînons plus orientaux (jebel Cherahil), l'évaluation est impossible du fait du quasi-parallélisme entre les stries et l'axe de la structure. Dans les chaînons orientés NE-SW (jebel Goubrar, jebel Kébar, jebel Bou Dinar et plus au Nord jebel Es Souda et jebel Zaouia), la rupture du flanc SE ne semble pas avoir eu lieu. Le jebel Artsouma, qui présente un plan de rupture du dressant dont le pendage avoisine  $55^\circ$ , constitue une exception. Le transport sur ce plan est limité (1 km), mais sa direction (N  $130^\circ$ ) est presque perpendiculaire à la direction générale de la structure. Latéralement, ce chevauchement s'amortit rapidement vers le SW (jebel Goubrar).

Certains chaînons de la zone étudiée portent, plus que d'autres, l'empreinte d'une histoire précoce distensive (jebel Kébar) et/ou halocinétique (jebel Touila, jebel Rhéouis, jebel Es-Souda ...), notre modèle ne peut donc y être appliqué car un de ses postulats est mis en défaut (régularité des couches avant raccourcissement). De même, en dehors des structures les plus cylindriques, l'analyse est apparue fortement compliquée et les résultats d'autant plus incertains; nous n'en n'avons pas tenu compte. Mais l'existence de tels secteurs défavorables à l'application du modèle ne peut constituer un obstacle à l'utilisation des secteurs favorables comme témoins, et marqueurs, de la déformation d'ensemble.

Notre modèle peut donc globalement simuler la tectogenèse alpine en Tunisie centrale. Son originalité réside dans l'enchaînement de deux cinématiques, exprimé par une modification fondamentale du mode de déformation. Nous allons montrer que cela pourrait correspondre à un changement du champ de contrainte régional au cours du Cénozoïque-Quaternaire, déjà envisagé sur la base d'analyses structurales et microstructurales (Ouali 1985; Soyer & Tricart 1989).

## 6. Implications régionales et discussion

### A. Polyphasage de la tectogenèse atlasique

Les déformations ayant lieu dans un contexte superficiel (Creuzot & Yaich 1989), toute accentuation du raccourcissement régional se traduit par un rehaussement des reliefs structuraux. Ce phénomène active l'érosion, induisant une sédimentation au pied de la structure. Il en résulte, à l'avant et à l'arrière du pli, des discordances emboîtées dans les terrains du Mio-Plio-Quaternaire, qui témoignent des phases orogéniques successives (Burolet 1956). On peut ainsi attribuer à la phase paraxysmale tortonienne le mouvement initial suivant les rampes et à la phase fini-villafranchienne les jeux décro-chevauchants sur les plans de rupture des dressants. Ces phases, caractérisées par des modes de déformation en réponse à des champs de contraintes différents, sont séparées par une période de quiescence d'âge pliocène.

La surface d'érosion tortonienne détermine des points triples localisés sur la figure 6-A. Notre modèle implique que lors de la reprise villafranchienne, ces points triples vont disparaître, par érosion ou recouvrement, de manière d'autant plus franche que l'allochtonie est importante (figure 6-B). C'est effectivement ce qui peut être observé sur le terrain; ainsi par exemple, dans l'Axe Nord-Sud où l'allochtonie villafranchienne serait maximum, d'après notre modélisation, on observe, contrairement aux autres chaînons,

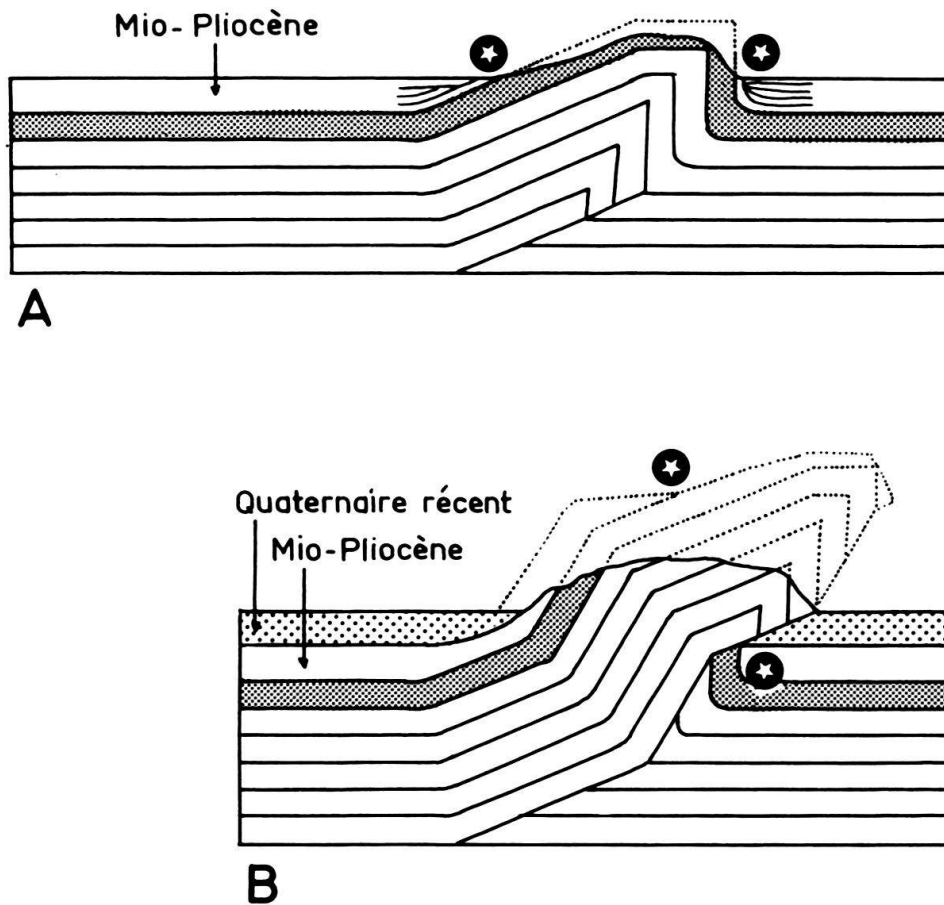


Fig. 6. Evolution tectono-sédimentaire. A: Mise en place de discordances emboîtées dans le Mio-Pliocène, contrôlées, entre autres, par la croissance du pli et la migration des charnières. B: Phase compressive villafranchienne, dépôt du quaternaire récent et oblitération des points remarquables, issus de l'étape précédente, et indiqués par les étoiles.

une accordance entre la formation Ségui (Tortonien moyen-sup. à Plio-Quaternaire) et les dépôts antérieurs, à l'arrière du pli.

### B. Structure profonde et dynamique de la couverture de Tunisie centrale

Remobilisés en extension au Jurassique-Crétacé, les accidents hérités dans le substratum infra-évaporitique, ont pu guider le développement des structures distensives dans la couverture supra-évaporitique, avec ou sans intervention de phénomènes halocinétiques. Durant les compressions du Cénozoïque-Quaternaire la translation de la couverture supra-évaporitique est suffisante, pour qu'il n'y ait plus correspondance entre structures de part et d'autre des évaporites (fig. 7). Dès lors, la couverture peut réagir seule aux sollicitations tectoniques régionales, en fonction de ses propres discontinuités. Le substratum a pu faire de même, de façon plus ou moins indépendante. Notre modèle implique clairement qu'au front de la zone alpine, une part significative des compressions s'est transmise dans l'avant-pays, de part et d'autre du niveau de décollement généralisé que représentent les évaporites triasiques. Il en résulte, et en accord avec les données

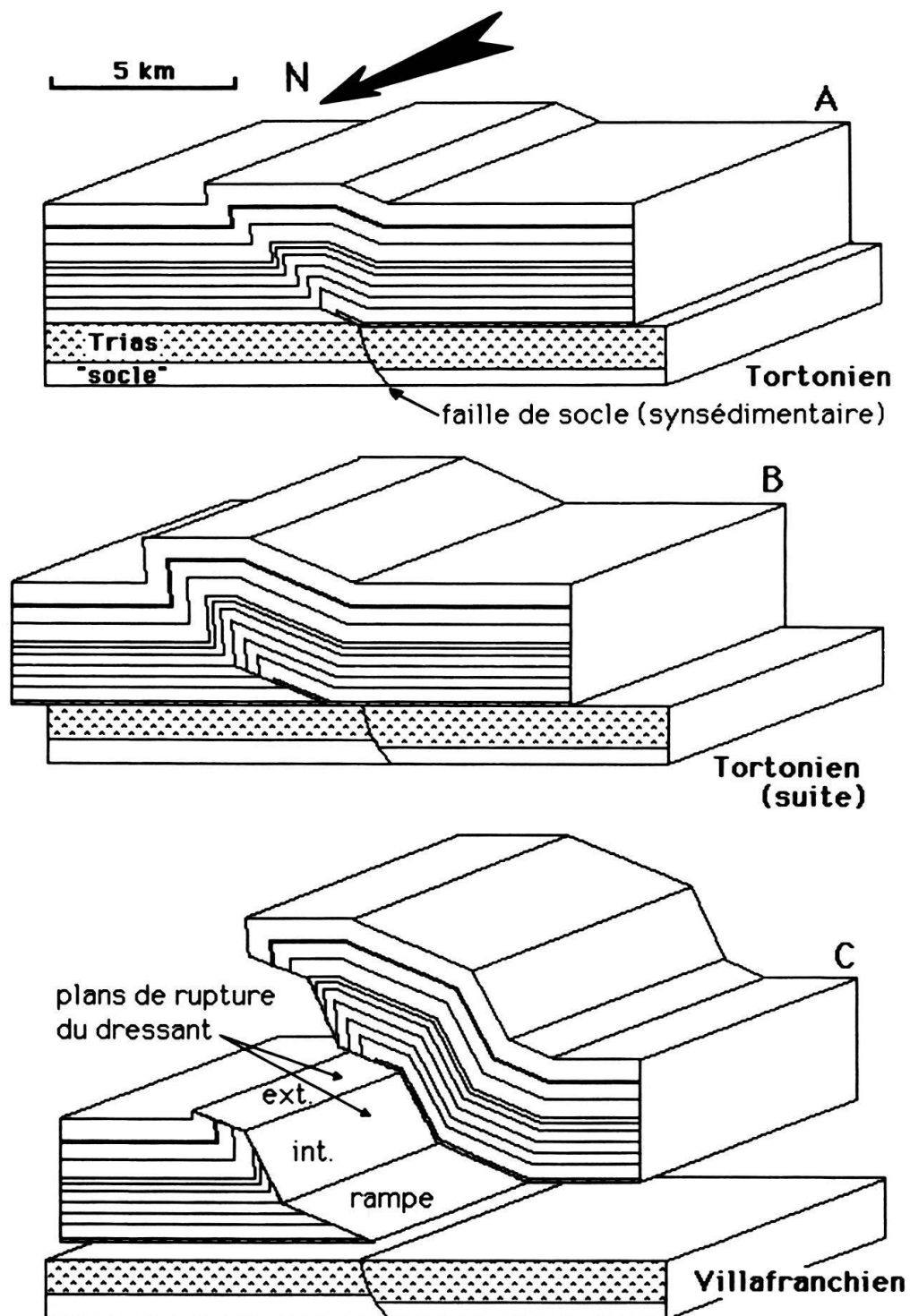


Fig. 7. Evolution schématique d'un chaînon de l'Atlas de Tunisie centrale (exemple choisi: le jebel Nara; bloc diagramme vu vers le SSE). Le substratum est supposé passif. A: Lors des déformations tortoniennes, une rampe s'élève dans la couverture. Elle est localisée par un accident de socle dont jeu synsédimentaire mésozoïque, n'est pas illustré ici (voir fig. 4A). B: Suite des déformations tortoniennes, la rampe continue à se propager et le pli à croître. L'autochtone relatif, lui même allochtone d'un autre chaînon (J. Cherahil dans l'exemple choisi), est déplacé vers l'avant, ce qui déracine la rampe. C: Après le calme Pliocène, la couverture est impliquée différentiellement dans des mouvements décro-chevauchants senestres avec rupture composite du dressant du pli. L'ordre de grandeur des différents mouvements est respecté sur la figure, sauf pour la composante décrochante du décro-chevauchement sur la rampe et ses satellites, qui devrait être 3 à 4 fois plus importante.

géophysiques de Yaich (1984), que seuls les chaînons situés sur la limite orientale de l'Atlas de Tunisie centrale demeurent ancrés en profondeur.

### *C. Cinématique de la tectogenèse atlasique*

Si le polyphasage de la déformation est admis par une majorité d'auteurs, la conception développée ici permet d'esquisser une quantification. La tectogenèse tortonienne se traduirait par des mouvements d'ampleur réduite et d'orientations variées, partiellement contrôlés par l'héritage distensif. Ceci suggère un faible déviateur des contraintes. Par ailleurs, ces déformations seraient caractérisées par un style en plis de propagation, indicateur d'une cinétique lente qui permet à des structures d'accommodation de se développer (Suppe & Medwedeff 1990). Dans le NW tunisien, Rouvier (1977) montre que cette tectogenèse se développe du Serravalien supérieur au Tortonien final. Pendant cette période, longue de 5 à 7 Ma, le mouvement de plus grande ampleur (au J. Sidi Khalif) pourrait s'être fait à une vitesse de 0,4 mm/an. Ce serait 2 à 3 fois plus faible que les vitesses minimales citées pour la mise en place des «Fault-bend fold» (Mugnier & Endignoux 1991), phénomène justement réputé plus rapide que celui conduisant à la formation des plis de propagation (Suppe & Medwedeff 1990).

Après une période de calme tectonique relatif, la tectogenèse fini-villafranchienne présenterait des caractéristiques différentes (fig. 8). Elle traduit une compression générale NNE-SSE, bien documenté du Nord du Pays à la plate-forme saharienne. L'accentuation des structures compressives suivant l'Axe Nord-Sud et ses chaînons satellites traduirait le poinçonnement de la plate-forme sahélienne (promontoire nord de la plateforme saharienne stable) par l'Atlas centro-occidental. Dans le secteur étudié ici, ce poinçonnement serait lié à un déplacement de 15 à 20 km. L'axe Nord-Sud se prolonge au Nord par la flexure de Zaghouan à laquelle est associé un chevauchement majeur. Nous avons précédemment ré-évalué, par les mêmes méthodes que celles utilisées ici, la composante perpendiculaire à la flexure du rejet de ce chevauchement, elle est d'environ 10 km (Creuzot et al. 1992). Vu les orientations de la flexure et du mouvement, le rejet réel calculé est du même ordre qu'au niveau de l'axe Nord-Sud (environ 17 km).

Entre les deux grands ensembles, Atlas centro-tunisien et plateforme sahélienne, le bloc de Béhirat, détaché de cette dernière, tournerait dans le sens horaire. Si l'on se référait simplement aux données disponibles au Sud de ce bloc, on caractériserait cette rotation par une valeur de 2 à 3° et par un pôle situé près du jebel Rhéouis. Mais une telle rotation, ne semble pas compatible avec le détail des décrochements sénestres longitudinaux et tardifs qui lacèrent le jebel Chérahil (Yaich 1984). Il est donc probable, comme le suggère la géophysique (Haller 1983, Yaich 1984), que le bloc de Béhirat soit tronçonné et que la rotation d'ensemble soit en partie accommodée par des décrochements sénestres à l'intérieur du bloc. De même, on serait tenté de considérer que les plis dans l'Atlas centro-occidental sont transportés passivement et que la plate-forme sahélienne reste rigide, mais en fait, dans l'un et l'autre ensemble, l'accentuation de plis tortoniens traduit un certain raccourcissement propre.

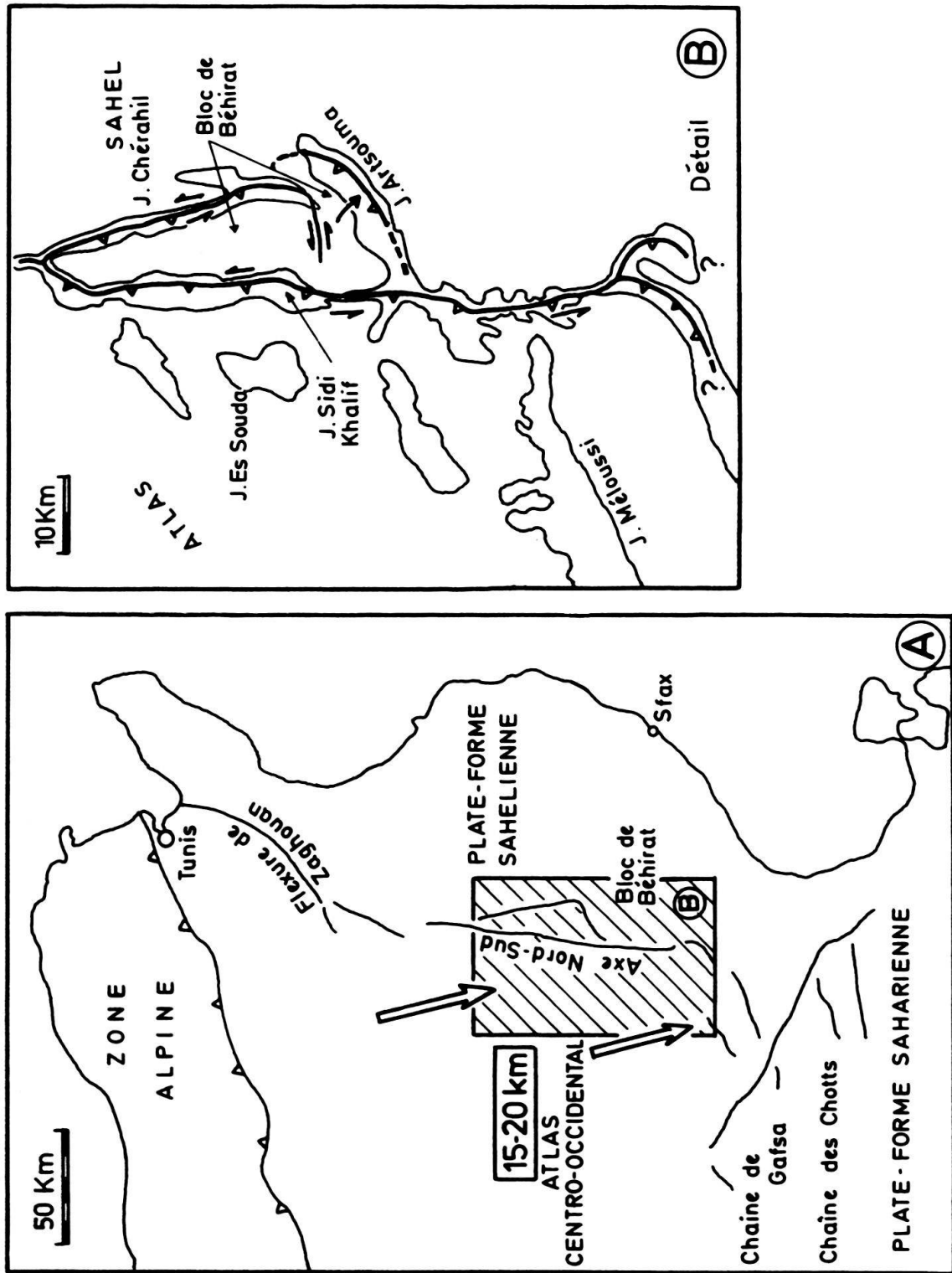


Fig. 8. Evolution de l'Atlas centro-tunisien au Villafranchien; explications dans le texte.

## 7. Limites de la modélisation proposée et conclusions

Notre conception de la tectonogenèse atlasique en Tunisie centrale repose sur une hypothèse (non implication directe du « socle » dans la tectogenèse) et sur une modélisation géométrique. Celle-ci correspond à un équilibrage pseudo-3D (en volume) de certains tronçons de chaînons sélectionnés en fonction de critères imposés par le type de modélisation. Sur ces secteurs test, considérés comme des témoins et des marqueurs de la déformation d'ensemble, on a pu fixer le comportement cinématique lors des différentes phases tectoniques.

Cette modélisation intègre les principales caractéristiques de la tectogenèse atlasique telles qu'elles apparaissent sur le terrain. Elle permet aussi, et surtout, de préciser l'évolution cinématique et dynamique régionale. Celle-ci comprendrait deux grandes étapes: (1) la première, tortonienne, est marquée par le développement de plis de propagation initiés sur des accidents de socle, hérités, et d'orientation variées; (2) la seconde, villafranchienne, qui fait suite à une période de calme Pliocène, et dont le contexte est schématisé à la figure 8, correspond à la reprise en décrochevauchement des plis antérieurs.

Au stade actuel, les principaux problèmes nous paraissent se poser aux limites de l'Atlas de Tunisie centrale, objet de cette étude:

(1) vers le Nord-Ouest (Atlas de Tunisie septentrionale) jusqu'où l'hypothèse d'une non implication directe du « socle » dans les chevauchements de la couverture, peut-elle être retenue, alors que l'ampleur du raccourcissement régional grandit?

(2) vers le Sud, le déplacement du bloc atlasique, par rapport aux plate-formes sahélienne et saharienne, devrait être accommodé dans la chaîne de Gafsa et dans la chaîne des Chotts c'est à dire dans le prolongement oriental de la flexure Nord-saharienne (ou Sud-atlasique) d'Algérie. Des déformations y sont effectivement connues à cette époque (Zouari et al. 1990), mais nulle part, dans l'état de nos connaissances, un raccourcissement Nord-Sud d'une quinzaine de kilomètres n'est envisageable. Remarquons cependant qu'au Sud des Aurès (300 km à l'Ouest), la flexure Sud-atlasique pourrait suivre en surface un chevauchement aveugle post-Pliocène de flèche plurikilométrique (Frizon de Lamotte et al. 1990). Une telle conception, transposée en Tunisie, apporterait une solution au problème évoqué ici.

## Remerciements

Ce travail a été effectué dans le cadre d'un accord-programme de coopération entre les Universités de Sfax (Tunisie) et du Mans (France). Contribution 607 de l'URA 718 CNRS.

## BIBLIOGRAPHIE

- ALONSO, J. L. & TEIXELL, A. 1992: Forelimb deformation in some natural examples of fault-propagation folds. In: Thrust tectonics (Ed. by McCCLAY, K. R.). Chapman and Hall (London) 175–181.
- BALLARD, J. F., BRUN, J. P., VAN DEN DRIESSCHE, J. & ALLEMAND, P. 1987: Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement: modèles expérimentaux. C. R. Acad. Sci. Paris 305, Série II, 1249–1253.
- BLONDEL, T. 1991: Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen de Tunisie centrale. Publ. dépt. Géol. et Paléont. Univ. Genève 9.
- BLONDEL, T., YAICH, C. & DECROUEZ, D. 1988: La formation Messioua en Tunisie centrale (Miocène inférieur continental): lithologie, sédimentologie et mise en place de cette formation. Géol. Méditer. (Marseille) 12–13, 155–165.

- BOBIER, C., VIGUIER, C., CHAARI, A. & CHINE, A. 1991: The post Triassic sedimentary cover of Tunisia: seismic sequences and structure. *Tectonophysics* 195, 371–410.
- BOUAZIZ, S. 1986: La déformation dans la plate-forme du Sud tunisien (Dahar et Jeffara): approche multiscalaire et pluridisciplinaire. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Tunis.
- BOYER, S. E. 1992: Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belts. In: *Thrust tectonics* (Ed. by MCCLAY, K. R.) Capman and Hall (London) 377–390.
- BRAHIM, N. 1983: Application de l'étude en stratigraphie sismique dans la région du Djelma-Hajeb El Aïoun. Thèse Sci., Univ. Paris Sud.
- BUROLLET, P. F. 1956: Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines et Géol. (Tunis)* 13.
- 1991: Structures and tectonics of Tunisia. *Tectonophysics* 195, 359–369.
- CHESTER, J. S. & CHESTER, F. M. 1990: Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *J. Struct. Geol.* 12, 903–910.
- CREUZOT, G. & OUALI, J. 1989: Extension, diapirisme et compression en Tunisie centrale: le Jebel Es Souda. *Géodynamique (ORSTOM)* 4, 39–48.
- CREUZOT, G. & YAICH, C. 1989: Plissement et morphogenèse quaternaires dans l'Atlas de Tunisie centrale: le Jebel Khechem el Artsouma. *C. R. Acad. Sci. Paris* 309, série II, 1383–1386.
- CREUZOT, G., MERCIER, E., OUALI, J. & TURKI, M. M. 1992: Héritage distensif et structuration chevauchante: apports de la modélisation du chevauchement alpin de Zaghouan (Atlas tunisien). *C. R. Acad. Sci. Paris* 314, série II, 961–965.
- DELTEIL, J. & TRUILLET, R. 1983: Le style structural de l'Atlas tunisien alpin. *Rapp. Comm. int. Mer Médit.* 28(4).
- DELTEIL, J., ZOUARI, H., CHIKHAOUI, M., CREUZOT, G., OUALI, J., TURKI, M. M., YAICH, C. & ZARGOUNI, F. 1991: Relation entre ouvertures téthysienne et mésogéenne en Tunisie. *Bull. Soc. géol. Fr.* 162, 1173–1181.
- DE PAOR, D. G. 1990: Cross-section balancing in space and time. In: *Petroleum and tectonics in mobile belts* (Ed. par LETOUZEY, J.), Editions Technip (Paris), 149–154.
- FRIZON DE LAMOTTE, D., GHANDRICHE, H. & MORETTI, I. 1990: La Flexure Saharienne: trace d'un chevauchement aveugle post-Pliocène de flèche plurikilométrique au Nord du Sahara (Aurès, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris* 310, série II, 1527–1532.
- GOGUEL, J. 1939: Tectonique des Chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance. *Bull. Serv. cart. géol. France* 202, 189–235.
- GOURMELEN, C. 1984: Serrage polyphasé de paléostructures distensives dans l'Axe Nord-Sud tunisien: le segment Bou Zer-Rhéouis. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Grenoble.
- GOURMELEN, C., OUALI, J. & TRICART, P. 1989: Les blocs basculés mésozoïques dans l'Axe nord-sud de Tunisie centrale: importance et signification. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), V(1), 117–120.
- GRATIER, J. P. 1988: L'équilibrage et la restauration en carte de couches plissées et faillées. In: *L'équilibrage des coupes géologiques: buts, méthodes et applications* (Ed. par GRATIER, J. P.) *Mém. et doc. C.A.E.S.S. (Rennes)* 20, 145–159.
- HALLER, P. 1983: Structure profonde du Sahel tunisien, interprétation géodynamique. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Besançon.
- JAMISON, W. R. 1987: Geometrical analysis of fold development in overthrust terranes. *J. Struct. Geol.* 9, 207–219.
- KHESSIBI, M. 1978: Etudes géologiques du secteur de Maknassi-Mezzouna et du Jebel Kébar (Tunisie centrale). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Lyon I.
- LETOUZEY, J. & TRÉMOLIERE, P. 1980: Paleostress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics. In: *Géologie des chaînes alpines issues de la Théthys* (Ed. par AUBOUIN, J., DEBELMAS, J. & LATREILLE, M.). *Coll. C5 du 26<sup>ème</sup> Congrès Géol. Int. Paris, Mémoire B.R.G.M.* 115, 261–273.
- MÉNARD, G. 1988 a: Méthodologie générale de construction des coupes équilibrées. In: *L'équilibrage des coupes géologiques: buts, méthodes et applications* (Ed. par GRATIER, J. P.) *Mém. et doc. C.A.E.S.S. (Rennes)* 20, 5–25.
- 1988 b: Exercice n°2: modèles d'anticlinal de rampe et cisaillement couche sur couche associé. In: *L'équilibrage des coupes géologiques: buts, méthodes et applications* (Ed. par GRATIER, J. P.) *Mém. et doc. C.A.E.S.S. (Rennes)* 20, 77–84.
- MERCIER, E. 1992: Les plis de propagation transportés: modélisation et exemple. *Bull. Soc. géol. Fr.* 163, 713–720.
- MITRA, S. 1988: Three-dimensional geometry and kinematic evolution of the Pine Mountain thrust system, Southern Appalachians. *Geol. Soc. America Bull.* 100, 72–95.
- 1990: Fault-Propagation Folds: Geometry, Kinematic Evolution, and Hydrocarbon Traps. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* 74, 921–945.

- MUGNIER, J. L. & ENDIGNOUX, L. 1991: Cinématique et vitesse d'évolution des nappes superficielles: une simulation numérique. *Rev. Franç. Geotech.* 56, 23–32.
- OUALI, J. 1985: Structure et géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine (Pau)* 9, 155–182.
- , MARTINEZ, C. & KHESSIBI, M. 1986: Caractère de la tectonique crétacée en distension au Jebel Kebar (Tunisie centrale). *Géodynamique (ORSTOM)* 1, 3–12.
  - , TRICART, P. & DELTEIL, J. 1987: Ampleur et signification des recouvrements anormaux dans l'Axe Nord-Sud (Tunisie centrale): données nouvelles dans le chaînon Nara-Sidi Khalif. *Eclogae geol. Helv.* 80, 685–696.
  - , CREUZOT, G., MARTINEZ, C. & TURKY, M. M. 1990: Reprise en compression de paléofailles normales dans l'Axe Nord-Sud. 2<sup>ème</sup> Congr. Nat. Sci. Terre Tunis, Résumé, 220.
- RICHERT, J. P. 1971: Mise en évidence de quatre phases tectoniques en Tunisie. *Notes Serv. Géol. Tunisie* 34, 115–125.
- ROUVIER, H. 1977: Géologie de l'extrême Nord Tunisien: tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne Nord Maghrébine. Thèse Sci., Univ. Paris VI.
- SNOKE, A. W., SCHAMEL, S. & KARASEK, R. M. 1988: Structural evolution of Djebel Debadib Anticline: a clue to the regional tectonic style of the Tunisian Atlas. *Tectonics* 7, 497–516.
- SOURIOT, TH., BALLARD, J. F. & BRUN, J. P. 1991: Influence des «barrières» sur la propagation de la déformation de long des surfaces de décollement: étude expérimentale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 321, Série II, 69–75.
- SOYER, C. 1987: Inversions structurales le long de la direction atlasique en Tunisie centrale: le Jebel Boudinar. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Grenoble.
- & 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* 305, série II, 301–305.
  - 1989: Tectonique d'inversion en Tunisie centrale: le chaînon atlasique Segal-Boudinar. *Bull. Soc. géol. Fr.* 8, V, 829–836.
- SUPPE, J. 1983: Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Amer. J. Sc.* 283, 684–721.
- & MEDWEDEFF, D. A. 1990: Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.* 83, 409–454.
- WILDI, W. 1983: La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* 24, 201–297.
- WILKERSON, M. S., MEDWEDEFF, D. A. & MARSHAK, S. 1991: Geometrical modelling of fault-related folds: a pseudo-three-dimensional approach. *J. Struct. geol.* 13, 801–812.
- WILSCHKO, D. V. & EASTMAN, D. B. 1988: A photoelastic study of the effects of preexisting reverse faults in basement on the subsequent deformation of the cover, *Geol. Soc. Amer. Mem.* 171, 111–118.
- YAICH, C. 1984: Etude géologique des chaînons du Cherahil et du Krechem el Artsouma (Tunisie centrale): leur liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Besançon.
- ZARGOUNI, F. 1985: Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie. Evolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse Sciences, Univ. Strasbourg.
- ZOUARI, H., TURKI, M. M. & DELTEIL, J. 1990: Nouvelles données sur l'évolution tectonique de la chaîne de Gafsa. *Bull. soc. géol. France* (8), VI, 621–629.

Manuscript reçu le 15 Octobre 1992

Révision acceptée 30 mars 1993

