

TECTONIQUE TANGENTIELLE ATLASIQUE DANS LES BASSINS SYNOROGENIQUES NEOGENES DE OUARZAZATE ET D'AÏT KANDOULA (BORDURE SUD DU HAUT ATLAS CENTRAL, MAROC)

Mohamed Benammi¹, El Arbi Toto¹ et Said Chakiri²

¹ Université Ibn Tofail, Faculté des Sciences, Département de Géologie, Laboratoire de Géophysique de l'Exploration et Environnement, BP. 133, Kénitra, Maroc. Benammim@hotmail.com

² Université Ibn Tofail, Faculté des Sciences, Département de Géologie, Laboratoire de Géologie Dynamique et Appliquée, BP. 133, Kénitra, Maroc

Resumen: La región estudiada consta de materiales cretácicos, terciarios y plio-cuaternarios discordantes sobre un zócalo Hercínico o Precámbrico, afectados por una tectónica tangencial. Las secciones estratigráficas muestran que la serie Cretácico-Eoceno está plegada, formada por una serie de escamas apiladas unas sobre otras, cabalgadas al N por materiales del Triás-Lias del manto de Toundoute. Los perfiles sísmicos interpretados y equilibrados mediante el método «kink», ilustran mejor este estilo de deformación que caracteriza esta zona del Alto Atlas Central. La compresión a lo largo de fallas cavalgantes, subparalelas a la estratificación, inclinadas 20-25° hacia el N, permite la formación de duplex complejos sobre sus rampas. Estas fallas se relacionan en profundidad con una o varias superficies de despegue que se inician en la base de la serie fosfatada, o en el interior del zócalo. La influencia del zócalo en la deformación de la cobertera complica la geometría y la cinemática de estas estructuras. Las tasas de acortamiento locales, medidas en distintas secciones entre puntos fijos equidistantes, son del orden del 30 al 40%. Estas ligeras variaciones pueden explicarse por el juego en desgarre de ciertas fallas subparalelas a la dirección del movimiento, o por la débil variación de la orientación de los perfiles sísmicos en relación con la dirección del transporte tectónico. Los sedimentos continentales detríticos de edad Oligoceno y Mio-Plioceno de la cuenca intramontañosa de Aït Kandoula han registrado los movimientos compresivos atlásicos del manto de Toundoute y el estilo tectónico de cobertera «thin skin style».

Palabras clave: Tectónica tangencial, cuencas neógenas, Alto Atlas Central, Marruecos.

Résumé : La région étudiée est essentiellement formée de terrains crétacés, tertiaires et plio-quatérnaires discordants sur un socle hercynien ou précambrien. Ces terrains sont affectés par une tectonique tangentielle matérialisée par des écaillages et des charriages sur une dizaine voir une vingtaine de kilomètres de flèche. Les coupes de surface montrent également que la série crétacé-éocène est plissée et formée par un certain nombre d'unités ou écaillages empilées les unes sur les autres et chevauchées du côté nord par les assises triasico-liasiques de la nappe de Toundoute. Les sections sismiques interprétées et équilibrées selon la méthode «kink» illustrent mieux ce style de déformation qui caractérise cette partie du Haut Atlas central. Le mouvement compressif le long des failles chevauchantes, sub-parallèles à la stratification et qui sont inclinées de 20° à 25° vers le nord, permet la formation de duplex complexes sur leurs rampes. Ces failles s'embranchent en profondeur à une ou plusieurs surfaces de décollement qui s'initient à la base de la série phosphatée ou à l'intérieur du socle. L'intervention du socle dans la déformation de la couverture par soulèvement et écrasement latéral complique d'avantage la géométrie et la cinématique de ces structures. Les taux de raccourcissement locaux, mesurés sur les différentes sections, entre des points fixes équidistants, sont de l'ordre de 30% à 40%. Ces légères variations pourraient s'expliquer soit par le jeu en décrochements de certaines failles sub-parallèles à la direction du mouvement, soit par la faible variation de l'orientation des profils sismiques par rapport à la direction du transport tectonique. Les dépôts detrétiques continentaux oligocènes et mio-pliocènes du bassin intramontagneux des Aït Kandoula ont enregistré les mouvements compressifs atlásiques de la nappe de Toundoute et le style tectonique de couverture «thin skin style». L'âge de mise en place des unités allochtones est post Eocène et syn Miocène à Pliocène.

Mots clés: Tectonique tangentielle, bassins néogènes, Haut Atlas Central, Maroc.

Benammi, M., Toto, E.A. et Chakiri, S. (2005): Tectonique tangentielle atlasique dans les bassins synorogéniques néogènes de Ouarzazate et d'Aït Kandoula (bordure sud du Haut Atlas Central, Maroc). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (3-4): 151-162

La région étudiée est une partie du grand domaine des chaînes atlasiques qui correspond à des terrains méso-cénozoïques plissés ou restés tabulaires lors de l'orogénèse alpine. Ce domaine s'étend entre la chaîne alpine rifaine de collision au nord et l'Anti Atlas au sud (Fig. 1A).

Le Haut Atlas central (Fig. 1B), est caractérisé par une puissante série sédimentaire jurassique et un magmatisme triasico-jurassique et crétacé bien développé. Les axes de structures majeures (plis, failles, failles-plis et intrusifs) se répartissent selon trois directions privilégiées, par ordre de fréquence : NE-SW, WNW-ESE et E-W. Les rides anticlinales, souvent jalonnées par des failles et ou des intrusions magmatiques, sont étroites et séparées par de larges synclinaux coffrés selon un style éjectif. Avec la compression atlasique, les failles NE-SW et ENE-WSW correspondent essentiellement à des failles inverses et à des décro-chevauchements sénestres. Les failles transverses WNW-ESE et NW-SE obliques à la direction générale de la chaîne sont décrochantes dextres (Benammi *et al.*, 2001).

Le secteur étudié se trouve sur la bordure sud-ouest du Haut Atlas central au nord de la ville de Skoura (Fig. 1B). Ce secteur est limité, au nord par les premiers affleurements du socle paléozoïque, au sud

par les affleurements mio-pliocènes et plio-quaternaires du bassin néogène de Ouarzazate, à l'est par la vallée de l'oued Mgoun et à l'ouest par la vallée de Assif n'Imi n'Tazaght-oued Madri (Fig. 2). Dans cette région affleurent des terrains dont l'âge s'échelonne du Cambro-Ordovicien jusqu'au Quaternaire.

La région de Toundoute est marquée par une famille de failles chevauchantes subéquatoriales à NE-SW qui découpe une série crétacée-tertiaire en un certain nombre d'écailles chevauchant vers le sud les dépôts récents du bassin de Ouarzazate Gauthier (1957-60). Du nord au sud de ce secteur, on distingue trois parties (Fig. 2):

1. Le domaine du Haut Atlas central proprement dit au milieu duquel affleurent les roches paléozoïques de la boutonnière de Skoura.
2. La zone subatlasique méridionale (ZSM) subdivisée en:
 - une sous zone subatlasique nord (SZSAN) correspondant à la nappe de Toundoute et au bassin intra-montagneux néogène des Aït Kandoula
 - une sous zone subatlasique sud (SZSAS) correspondant aux plis et écailles de la série phosphatée

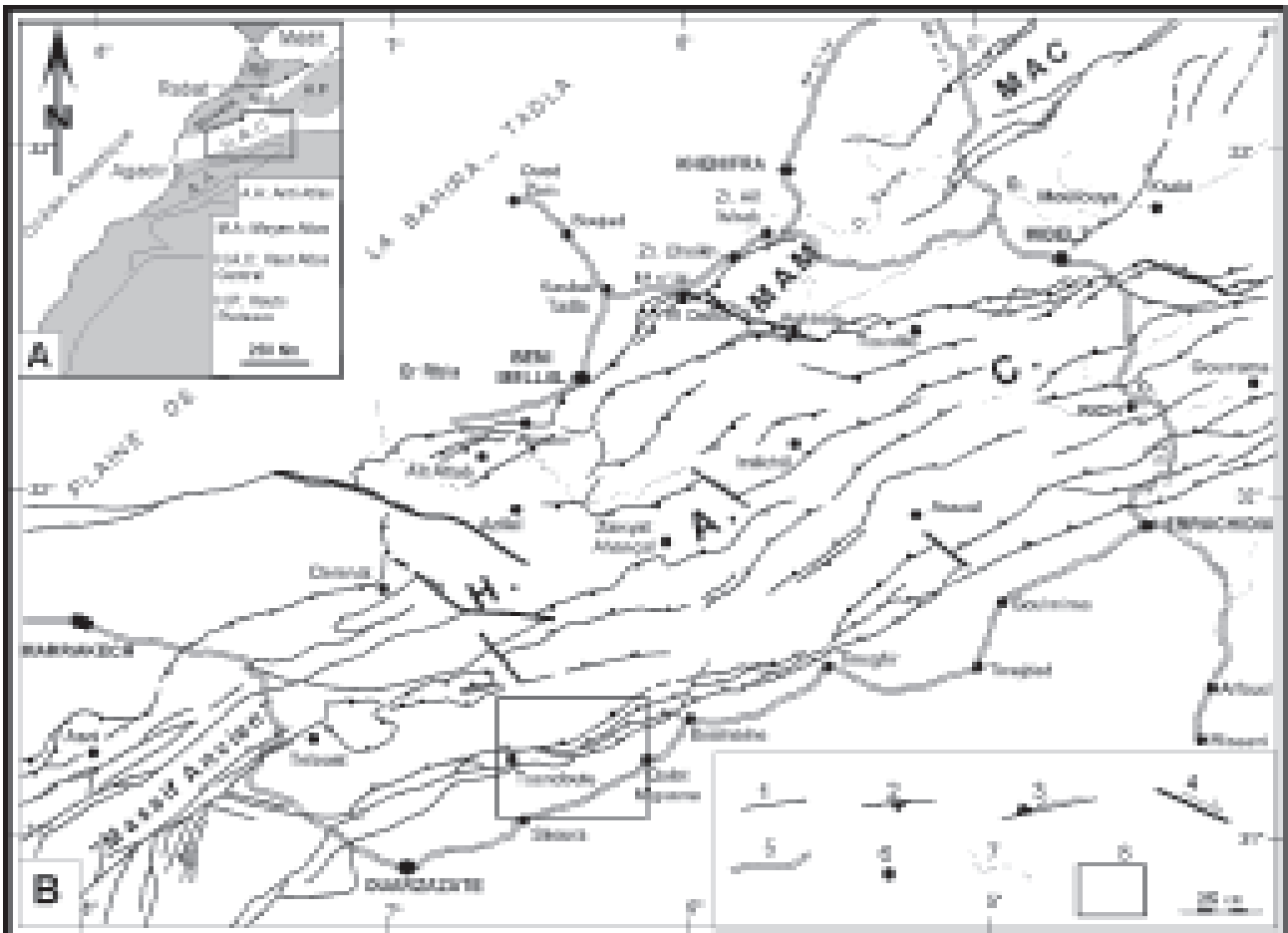


Figure 1.- Localisation du Haut Atlas central parmi les domaines géologiques du Maroc (A) et schéma structural du Haut Atlas central (B). 1 : Faille, 2: Faille inverse, Faille décrochevauchante sénestre, 4: Faille transverse dextre, 5: Route principale, 6: Ville ou localité, 7: Oued, 8: Situation du secteur de Skoura.

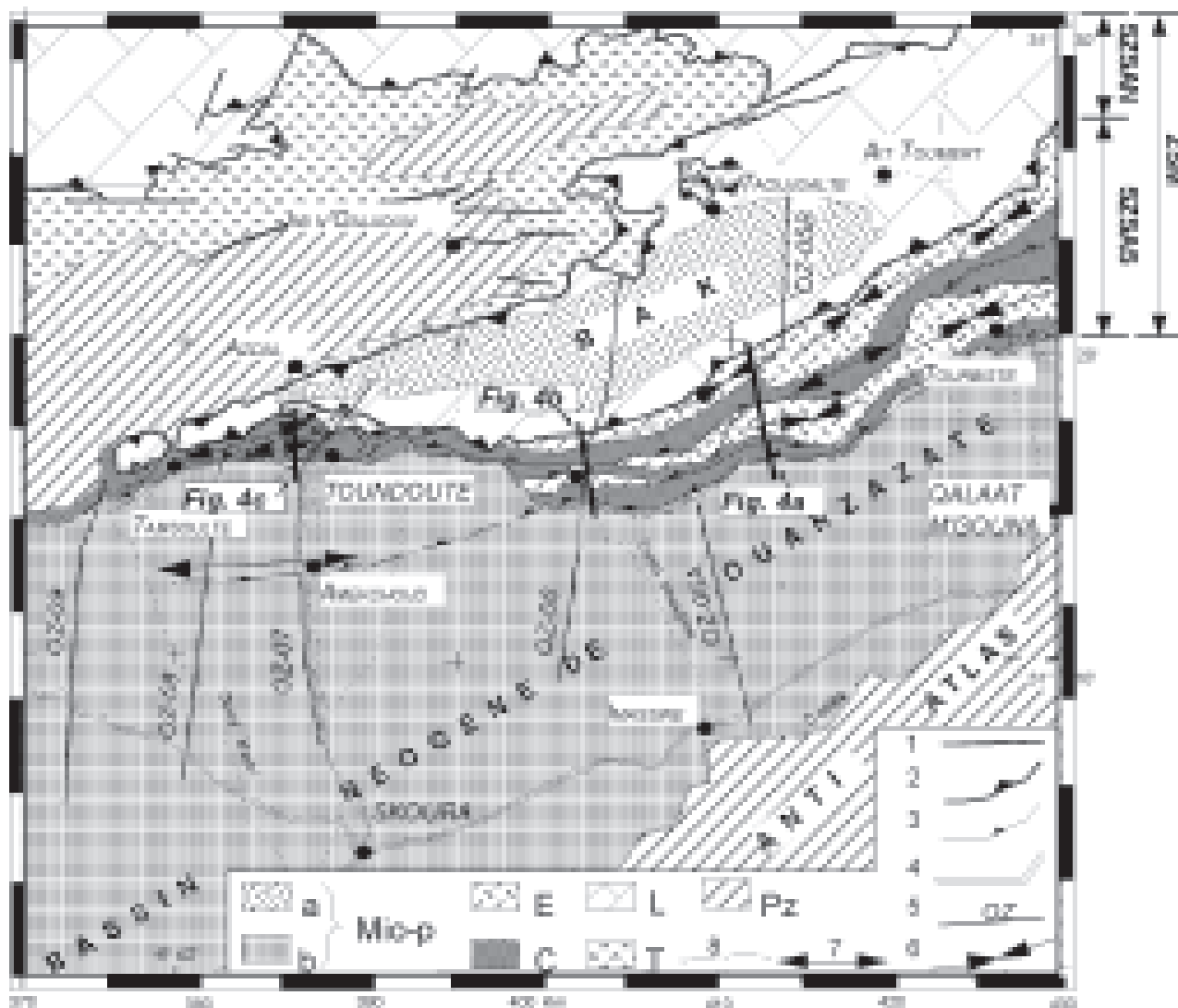


Figure 2.- Carte géologique simplifiée et de localisation du secteur de Skoura dans la zone subatlasique méridionale (Localisation voir Fig. 1B). 1: Faille, 2: Chevauchements de la nappe de Toundoute, 3: Chevauchements de la sous zone subatlasique sud, 4: Route principale, 5: Profil sismique, les traits épais marquent l'emplacement des coupes géologiques de surface, 6: Axe de pli synclinal, 7: Axe de pli anticlinal, 8: Limite sud de la zone subatlasique méridionale. Mio-p: Néogène du bassin des Ait Kandoula (B.A.K.) (a), et du bassin de Ouarzazate (b); E: Eocène, C: Crétacé, L: Lias, T: Trias, Pz: Paléozoïque.

3. Le bassin néogène de Ouarzazate. Les premiers travaux se sont intéressés à la stratigraphie et à la description pétrographique des différentes formations de la région (Roch, 1950; Gauthier, 1957-60). Ce n'est qu'en 1966 que les géologues de la Société Chérifienne des Pétroles (SCP) marquent un tournant d'intérêt vers la géométrie et la structure des formations en découvrant la fenêtre crétacée d'Amasker- El Fougani au Nord immédiat de la région étudiée. Ils prouvent ainsi le caractère allochtone de la série triasico-liasique de la nappe de Toundoute qui se met par dessus d'un Crétacé autochtone. Laville (1980) retrace, à travers une analyse macro et microtectonique détaillée, les histoires orogéniques hercynienne et atlasique de la boutonnière de Skoura et de la nappe de Toundoute.

D'autres travaux récents ont été particulièrement axés sur la chronologie de la tectogenèse atlasique (Görler *et al.*, 1988; Fraissinet *et al.*, 1988, Jacobshagen *et al.*, 1988; Fraissinet 1989) et sur la datation des séries néogènes (Helmdach, 1988;

Benammi *et al.*, 1995; Benammi, 1997). En fin Beauchamp *et al.* (1999) ont interprété la section sismique OZ-05 A et B qu'ils ont intégré dans une coupe équilibrée à travers le Haut Atlas central.

Dans cette étude nous nous intéresserons seulement à la zone subatlasique méridionale et son avant pays sub-tabulaire qui sont touchés par les profils de la campagne sismique de 1988 qui ont été mis à notre disposition par l'ONAREP. La combinaison des données de surface et de sub-surface nous permettra d'apporter des éclaircissements quant à la géométrie, le style, le taux et l'âge de la déformation compressive atlasique à ce niveau.

Lithostratigraphie

Le socle

Le substratum de la région est formé de terrains précambriens et paléozoïques déformés par les orogénèses panafricaine et hercynienne (Gauthier,

1957). Le soubassement précambrien montre deux types de formations: 1) des quartzites, des grès, des schistes lustrés et des faciès volcano-sédimentaires métamorphisés (PC II) et 2) des Rhyolites, des ignimbrites et des laves à faciès porphyrique (PCIII).

Les terrains primaires sont essentiellement représentés par une série schisto-gréseuse avec des barres quartziques massives, épaisse d'environ 2200 m attribuée au Cambro-Ordovicien. Au dessus viennent des schistes noirs fossilifères à graptolites qui datent le Silurien-supérieur. Le Dévonien est représenté par des marno-calcaires fossilifères d'environ 100 m de puissance. Le Paléozoïque supérieur est représenté par des terrains viséens qui reposent en discordance directement sur le PCII par le biais d'un conglomérat de base dont la puissance diminue de l'ouest vers l'est (Laville, 1980).

La série triasico-jurassique

Les dépôts triasiques sont représentés par des conglomérats, grès et argiles rouges ou violacées à passées gypseuses qui s'organisent en une puissante série (800 à 1000 m), au sein de laquelle s'intercalent des basaltes doléritiques datés de l'Infra-Lias (180-190Ma) (Bertrand et Westptal, 1977).

Le Jurassique n'est représenté que par le Lias (450 m). Le Lias inférieur est formé de basaltes doléritiques, d'argiles, de dolomies et de calcaires massifs à caractère lagunaire (Hettangien-Sinemurien voire Lotharingien), qui sont surmontés par des calcaires généralement lités montrant de rares ammonites (Pliensbachien). Le Lias moyen montre une alternance de marnes et de calcaires à ammonites qui passent latéralement à des calcaires récifaux (Domérien). Le Lias supérieur est formé par des marnes et de grès verts (Toarcien), il n'est conservé qu'au sud des Aït Toumert.

La série du Crétacé-Tertiaire

Les assises du Crétacé reposent en discordance directement sur le socle paléozoïque, sur les roches et les basaltes triasiques et sur les roches liasiques. Le Crétacé montre une trilogie de faciès (Gauthier, 1957-60; Laville, 1980) à savoir de bas en haut:

- L'Infra-Cénomaniens ou Complexe rouge inférieur, formé de grès et de conglomérats rouges à éléments de socle et parfois à éléments de calcaires liasiques. Ce complexe montre également des basaltes doléritiques, des spillites, des gypses, des lignites et des calcaires dolomitiques interstratifiés.

- Le Cénomaniens-Turonien ou calcaires intermédiaires, composé de calcaires massifs plus ou moins dolomitiques compacts à exogyres et à astrates, séparés par des joints marneux et surmontés par des calcaires marneux lités à rognons de silex.

Ces faciès se sont déposés lors de la transgression qui envahit le domaine atlasique à l'époque.

- Le Sénonien ou série rouge supérieure, formé de grès, d'argiles rouges à gypses, de marnes gréseuses jaunes-verdâtre, de bancs de calcaires-gréseux et de dolomies interstratifiées. Ces dépôts annoncent le début du retrait de la mer mésogène.

Roch (1939) signale que le complexe rouge inférieur et les calcaires intermédiaires disparaissent le long de la sous zone subatlasique sud sur environ 35 km, depuis Aït Kandoula jusqu'à la vallée de l'oued Dadès. Les plis et les failles de la sous zone subatlasique sud affectent donc uniquement le Crétacé supérieur rouge (Sénonien), l'Eocène et l'Oligocène-Miocène.

Les terrains de l'Eocène et ceux du Maestrichtien-Danien sous-jacents ont été décrits et désignés sous le terme de «complexe phosphaté» par Roch (1939) et Gauthier (1957-60). Récemment, ils ont été étudiés par Herbig et Trappe (1994) sous l'appellation de «Subatlas Group». Ces dépôts marins à faciès néritique, qui commencent par des siltites et des calcaires dolomitiques à cassure esquilleuse (4 à 5 m), sont surmontés par une terrasse épaisse de calcaires bioclastiques lumachelliques à huîtres. Après un épisode silto-gréseux, on retrouve une nouvelle barre de calcaires à huîtres jaunâtre, formant un véritable «conglomérat lumachellique» datée de l'Yprésien. Après une épaisse série marno-silteuse et gréseuse à intercalations de calcaire et de gypse, attribuée au Lutétien-Barthonien, vient une décharge grésoconglomératique rouge ou violacée à caractère nettement continental datée de l'Eocène supérieur (Priabonien).

Pour les dépôts néogènes, nous retiendrons la coupe type synthétique (Fig. 3), décrite par Fraissinet *et al.* (1988) et Fraissinet (1989).

Ces différentes formations correspondent généralement à des méga-séquences positives formés de bas en haut par des conglomérats, des grès grossiers, des grès fins, des siltites, des argilites et des calcaires lacustres. Elles sont datées par des Ostracodes (Helmdach, 1988) et par des dents de rongeurs (Benammi *et al.*, 1995).

Analyse tectonique

La zone subatlasique méridionale, montre une déformation intense matérialisée par des chevauchements et les plis qui leur sont généralement associés. Les structures affectent une série crétacé-tertiaire formée essentiellement par la série rouge supérieure sénonienne, des barres calcaires jaunâtres à beiges de l'Eocène inférieur et moyen puis des conglomérats, grès et argiles rouges de l'Eocène supérieur. Ces failles et plis sont parfois cachetés par les dépôts néogènes sus-jacents.

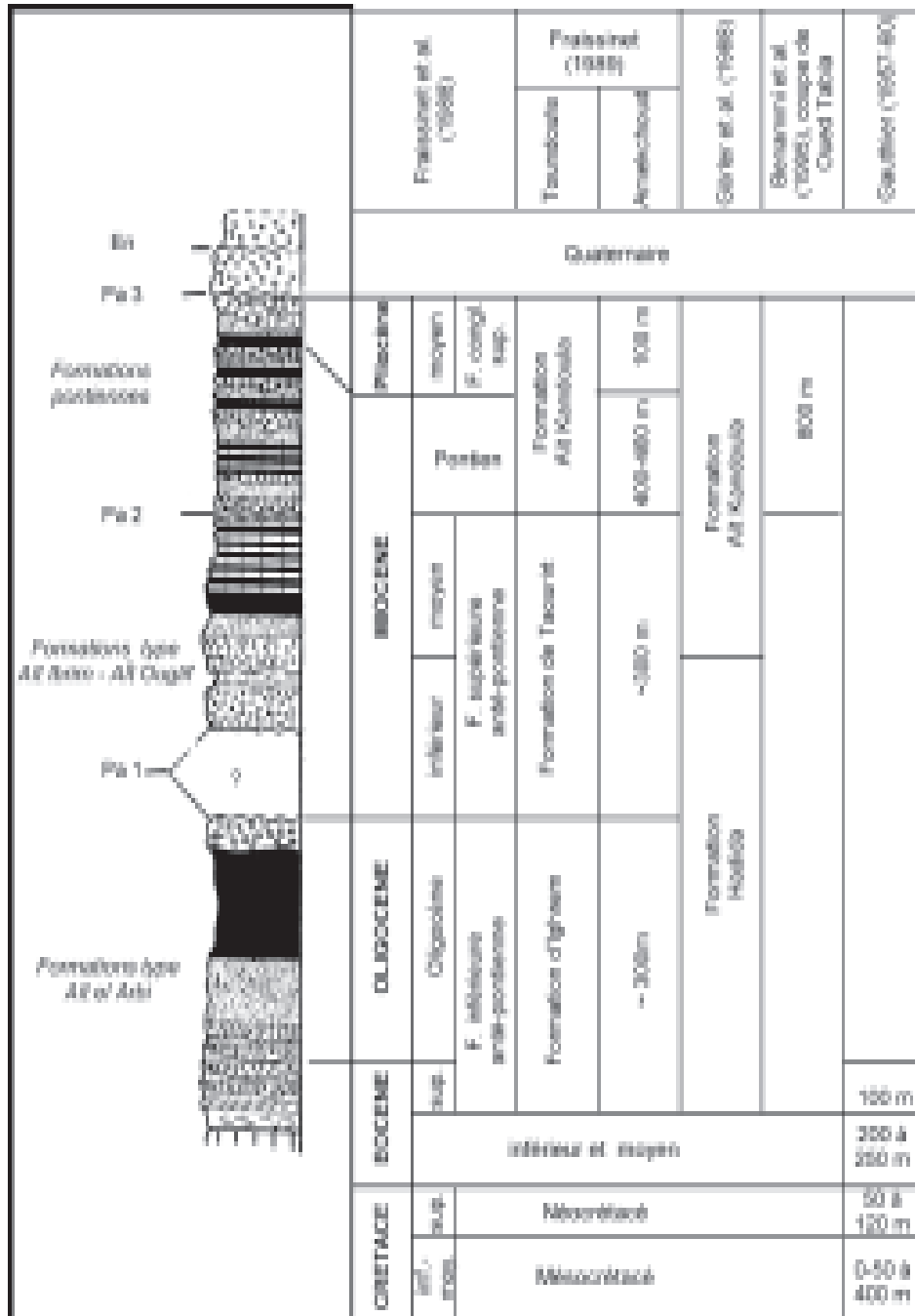


Figure 3.- Découpage stratigraphique et épaisseurs des séries de l'Oligo-Miocène et du Plio-Quaternaire de la région de Skoura.

Trois coupes structurales ont été effectués dans la sous-zone subatlasique sud, parallèlement aux tracés des profils sismiques (Fig. 4). Du sud vers le nord, la coupe a de la figure 4 débute par une faille chevauchante F_1 qui met en contact anormal des marnes grises-verdâtres et des argilites rouges sénoniennes, inclinées d'environ 30° vers le nord, sur des couches horizontales de calcaires lumachelliques à Gryphea alternant avec des marnes vertes de l'Eocène inférieur et moyen. Les argilites rouges sénoniennes, surmontés par des dépôts carbonatés de l'Eocène inférieur et moyen, forment la première écaille ou unité écaillée. L'écaille sus-

jacente est formée par une série beaucoup plus complète avec des argilites rouges sénoniennes à la base, des marno-calcaires à huîtres et de l'Eocène inférieur et moyen au milieu, puis des argilites rouges, des grès à stratifications entrecroisées et des conglomérats rouges de l'Eocène supérieur au sommet. Ces deux écailles montent une succession de plis généralement cisailés au niveau de leurs charnières. Ces plis sont déjetés à déversés vers le sud (Fig. 4, coupe b).

Le Lias, massif et récifal à la base et lité au sommet, chevauche les faciès rouges de l'Eocène supérieur par l'intermédiaire d'une semelle d'argilites

rouges et de basaltes triasiques : c'est la nappe de Toundoute. Ce chevauchement majeur (F_1) de direction subéquatoriale à NE-SW longe Jbel Tadaout et plonge de 20° à 25° vers le nord (Figs. 2 et 4).

Au niveau de la coupe de Toundoute (Fig. 4, coupe c), on observe des conglomérats d'âge Oligo-Miocène reposer en discordance angulaire sur une unité écaillée Crétacé-Eocène. Le contact chevauchant entre les écaillés de Taourirt Aït Zaghar et de Jbel Tafrant, souligné par une zone de broyage, prend en pincée un petit synclinal à cœur éocène moyen identique à celui de la figure 4b. Notons que les dénominations F_1 , F_2 et F_3 sont seulement à titre indicatif et ne coïncident pas forcément latéralement comme on peut le voir sur la figure 2. Le seul grand chevauchement qu'on peut corrélérer est celui de la nappe de Toundoute (F_1).

Interpretation et équilibrage des sections sismiques

Interprétation de la section sismique OZ-06 (Fig.5)

Situé au centre de la région étudiée (fig. 2), ce profil long d'environ 24 km, montre deux domaines séparés par la faille F_1 . La sous zone subatlasique nord (SZSAN) qui correspond à la nappe de Toundoute proprement dite et la sous zone subatlasique sud (SZSAS) correspondant à la série crétacée-tertiaire plissée et écaillée. Trois failles chevauchantes majeures émergent en surface. Les failles F_1 et F_2 s'embranchent en profondeur en un décollement superficiel D_2 . Ces deux failles montrent une progression contraire. La sous zone subatlasique nord, correspond à un synclinal également cintré sur la faille chevauchante F_1 : c'est

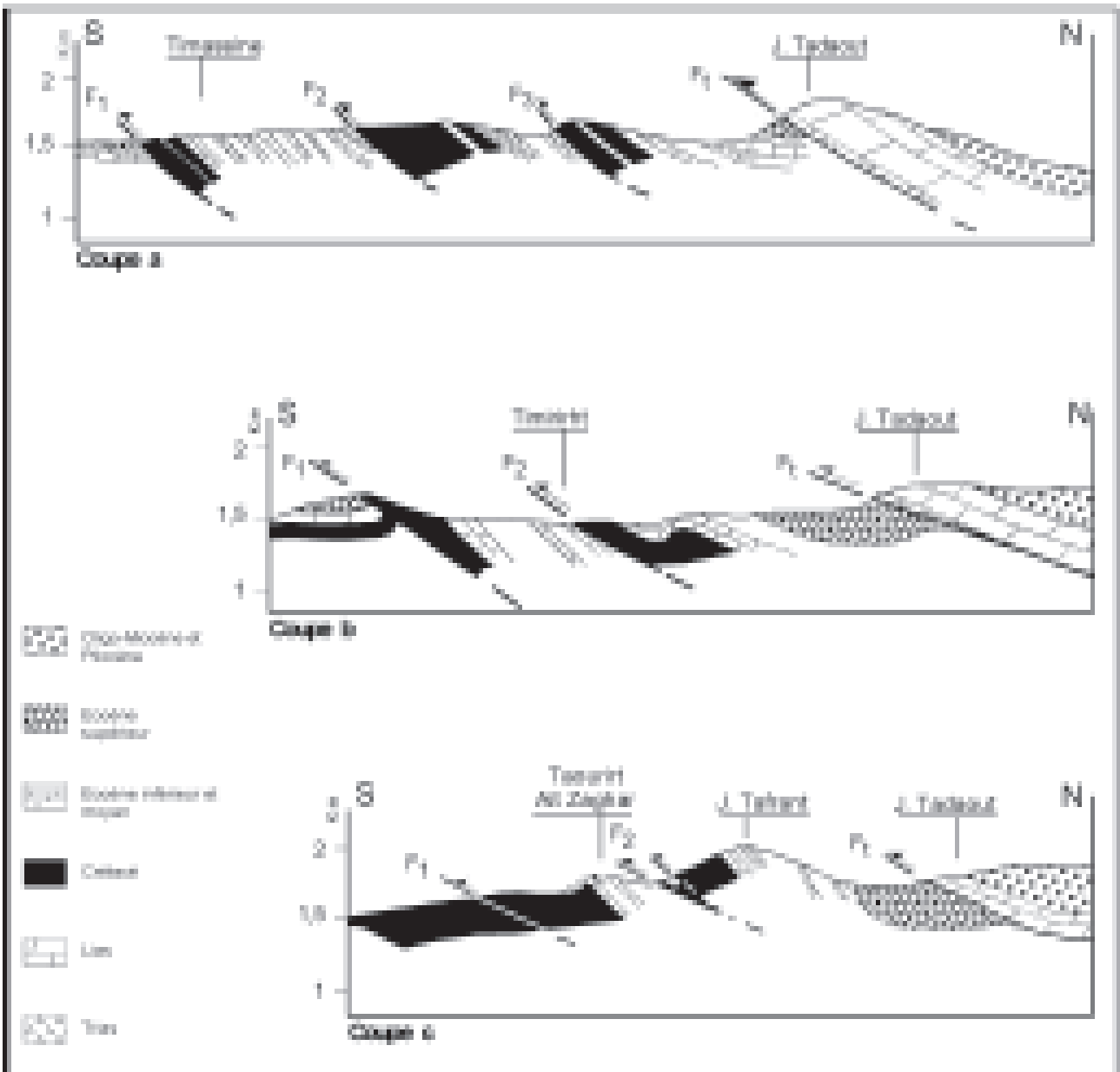


Figure 4.- Coupes effectuées parallèlement aux tracés des sections sismiques, illustrant le style de déformation en écaillés et montrant les valeurs angulaires de pendage des failles et de la stratification mesurés en surface (Localisation sur Fig. 2). **Coupe a** de Timassine, **coupe b** de Timirirt et **coupe c** de Toundoute.

l'unité U_4 . Cette unité montre de bas en haut une semelle triasique sur laquelle repose les terrains liasiques montrant des variations progressives de l'épaisseur, viennent ensuite, en discordance, des dépôts détritiques continentaux néogènes de remplissage du bassin intra-montagneux des Aït Kandoula. Les horizons sismiques relatifs à ces dépôts néogènes montrent des témoins d'une croissance sédimentaire syntectonique «growth strata». La faille F_1 , qui correspond au décollement le plus superficiel D_3 , permet le chevauchement du

matériel liasique sur la série du crétacée-éocène déformée (Fig. 5).

Ces chevauchements permettent de dupliquer la série crétacée-tertiaire de la sous zone subatlasique sud en plusieurs unités. Les unités U_1 et U_3 se déplacent vers le sud en formant des plis de cintrage sur les rampes du décollement D_2 (Fig. 5). L'échelle U_3 montre deux plis anticlinaux qui encadrent le synclinal à cœur Eocène supérieur de Timirihht.

Contrairement aux rampes des décollements et aux failles superficielles qui sont généralement inclinés de

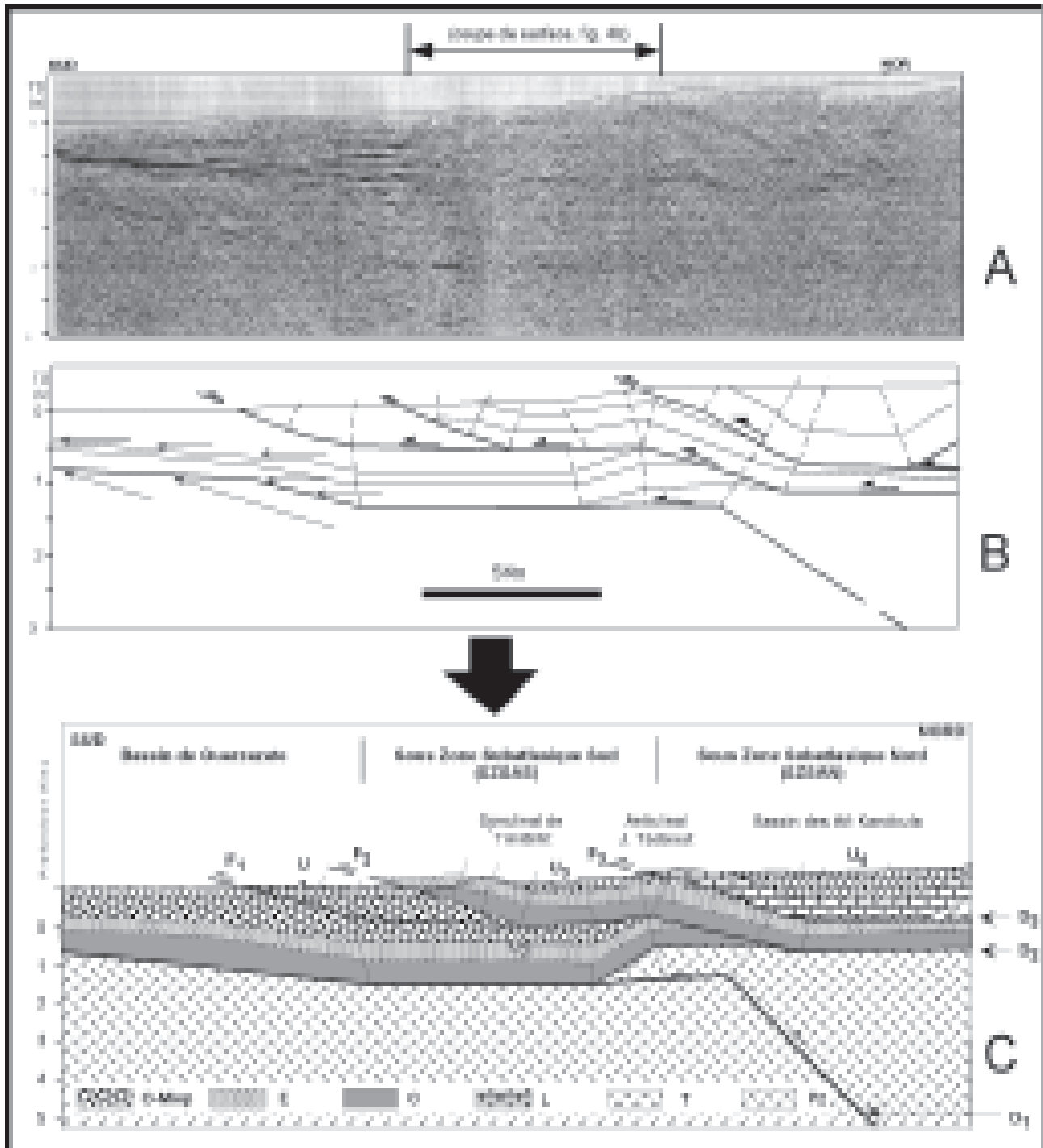


Figure 5.- Interprétation de la section sismique OZ-06. Section sismique temps vierge (A), interprétation temps (B) (les flèches indiquent les discordances en «on lap» et en «top lap» et les demi-flèches marquent le sens du mouvement chevauchant) et interprétation convertie en profondeur (C).

15° à 20°, le décollement D_1 «intra-socle» montre une rampe avec un pendage plus fort (plus de 45°).

Le mouvement de l'écaille U_2 vers le sud est dû au fait que le socle adjacent a été repris lors de la déformation alpine (réactivation d'anciens chevauchements du socle). Ce dernier, soulevé puis déplacé vers le sud le long du décollement D_1 , aboutit à l'écrasement et à la poussée vers le sud de l'écaille la plus profonde U_2 (Fig. 5). Deux modes ou styles de déformation distincts se dégagent :

- Tantôt la couverture décollée se déforme indépendamment du socle «thin skin style» notamment dans la sous zone subatlasique sud (style de couverture);
- Tantôt le socle intervient par soulèvement et par écrasement latéral de la couverture, comme c'est le cas au dessous et à l'arrière de la nappe de Toundoute «thick skin style».

Equilibrage de la section sismique OZ-06 (Fig. 6)

Des points fixes PL_1 et PL_2 sont placés respectivement au niveau de la charnière du pli anticlinal cintré sur la rampe de F_2 et au niveau du cœur plat du synclinal d'Aït Kandoula. Ils sont distants de 11,6 km (I). La curvimétrie des lignes correspondant au toits de

l'Eocène et du Crétacé indiquent que celles ci sont d'égales longueurs ($I_0 = 17,5$ km). Le raccourcissement est de ($I_0 - I = 17,5 - 11,6 = 5,9$ km) soit un taux de 33,71 %. La coupe OZ-06 pourrait donc être équilibrée.

La restauration de l'état initial par la recherche d'un chemin cinématique à partir de l'état final est une opération délicate. L'intervention du socle dans la déformation de la couverture a compliqué cette histoire cinématique. Sur la figure 6A schématisant le stade final, on voit que le mouvement le long du décollement D_2 est le plus récent. En ramenant les points de recoupement de toit sur leurs vis à vis du mur, on obtient le stade intermédiaire qu'illustre la figure 6B. Le soulèvement du socle et son déplacement latéral vers le sud le long du décollement D_1 , ont permis de ployer la série crétacée-tertiaire avant que celle-ci ne soit affectée par la rampe du décollement D_2 (Fig. 6B et C).

Cette reconstitution implique un déplacement du bloc de socle localisé sous la nappe de Toundoute (Fig. 6B) latéralement vers le nord et verticalement vers le bas.

Le bassin néogène des Aït Kandoula: un «piggyback basin»

Les dépôts détritiques continentaux oligocènes et mio-pliocènes du bassin intramontagneux des Aït

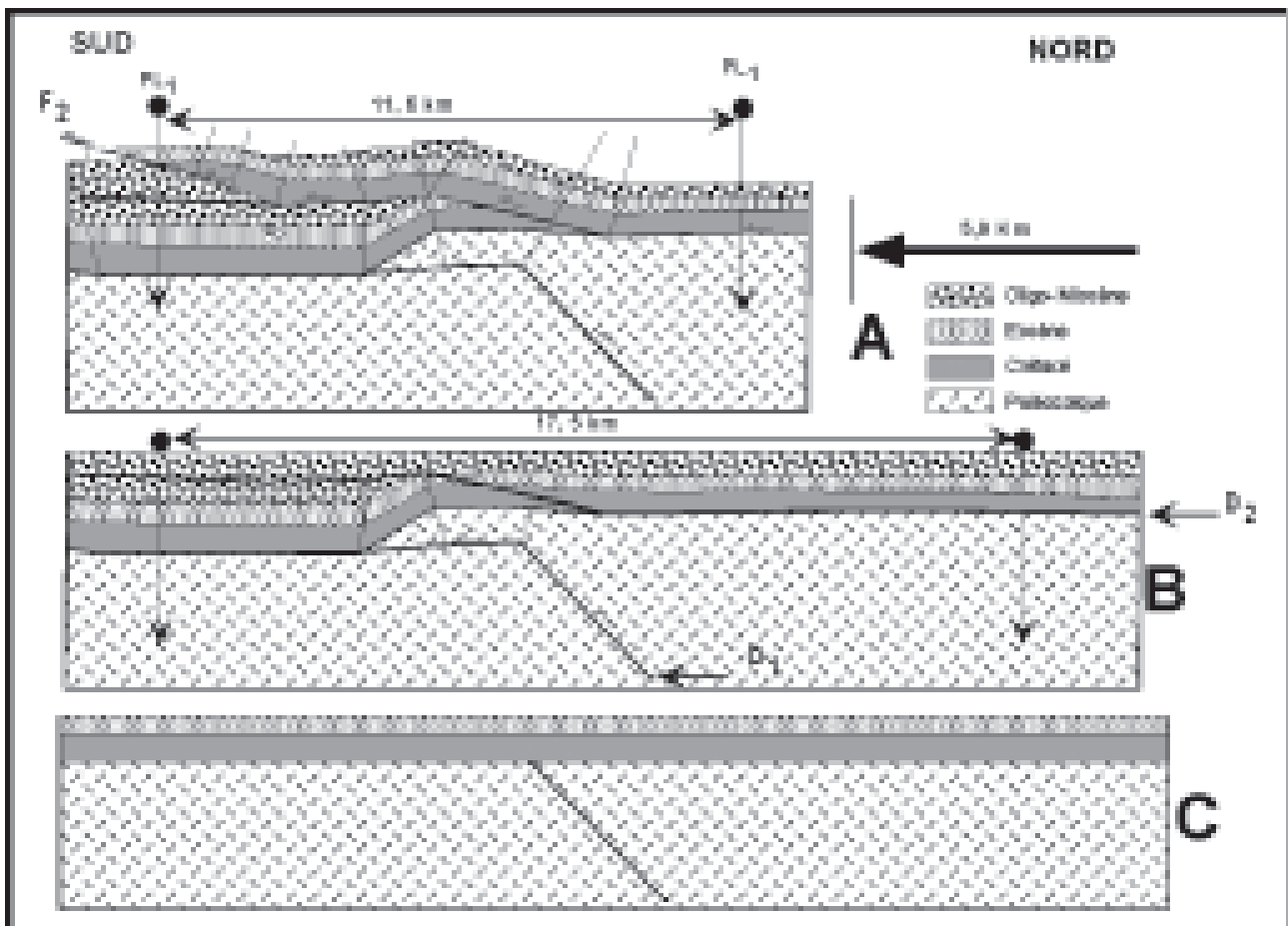


Figure 6.- Equilibrage et étapes de remise à plat de la section OZ-06.

Kandoula ont enregistré les mouvements de la nappe de Toundoute qui est mise en place à cette époque (Laville, 1980 ; Görler *et al.*, 1988). L'analyse des surfaces de discordances sur la section sismique, déjà utilisée par Deramond *et al.*, (1993), permet de distinguer sur la partie septentrionale de la section OZ-05B (Fig. 7), deux mouvements de sens opposés. Le premier se fait vers le sud. Il est attesté par la discordance **HG₁**, bien visible sur la moitié sud du bassin, entre les dépôts oligo-miocènes de la formation des Aït Kandoula qui viennent reposer en «onlaps» sur les calcaires marins du Lias. Le second mouvement se fait vers le nord «back thrust», comme en témoigne la discordance **HG₂**, plus superficielle et du côté nord, des terrains pliocènes et plio-quadernaires sur la formation d'Aït Kandoula (Görler *et al.*, 1988 ; Frassiniet, 1989). Les horizons sismiques ont tendance à se biseauter dans le sens du mouvement et s'ouvrent dans le sens contraire. Cette structure est celle d'un bassin de type «piggyback basin» (Ori et Friend, 1984 ; Mugnier, 1988 et Hippolyte *et al.*, 1994), qui montre généralement une migration de l'aire de subsidence dans le sens opposé à celui du chevauchement.

Interprétation de la section sismique OZ-07

Localisée sur le méridien de Toundoute, cette ligne sismique se prolonge depuis le centre du bassin de Ouarzazate au sud jusqu'au centre du bassin des Aït Kandoula au nord sur environ 23,5 km de long (Fig. 8).

Les décollements superficiels sont tantôt émergents tantôt cachetés par les dépôts néogènes récents (mio-pliocènes). Des plis anticlinaux et synclinaux se forment sur ces failles selon un mode de cintrage sur les rampes.

Si en surface, les plis de la zone sub-atlasique sont restreints au synclinal de Toundoute et aux deux anticlinaux à cœur crétacé qui le bordent vers le sud, en subsurface, les structures plicatives se prolongent plus au sud sous les dépôts néogènes jusque dans la région d'Amekchoud où on observe un pli anticlinal à cœur Eocène qui se propage sur la rampe du décollement le plus profond. Cette faille **F₁** montre un pendage plus fort que les autres. La zone subatlasique devrait donc être étendue plus loin vers le sud jusqu'au sud immédiat d'Amekchoud (Figs. 2 et 8). Pour Frassiniet (1989), ce pli anticlinal d'Amekchoud, orienté E-W et qui affecte les conglomérats pontiens, peut s'expliquer par la réactivation de la surface du décollement de la zone subatlasique qui progresse vers le sud (progression conforme). Le pendage fort de la faille **F₁** s'expliquerait selon lui par un blocage de cette progression du décollement vers le sud.

La structure de l'écaïlle **U₂** correspond à un coin extrusif ou «pop-up» coincé entre le décollement **D₂** qui est incliné de 21° vers le sud et

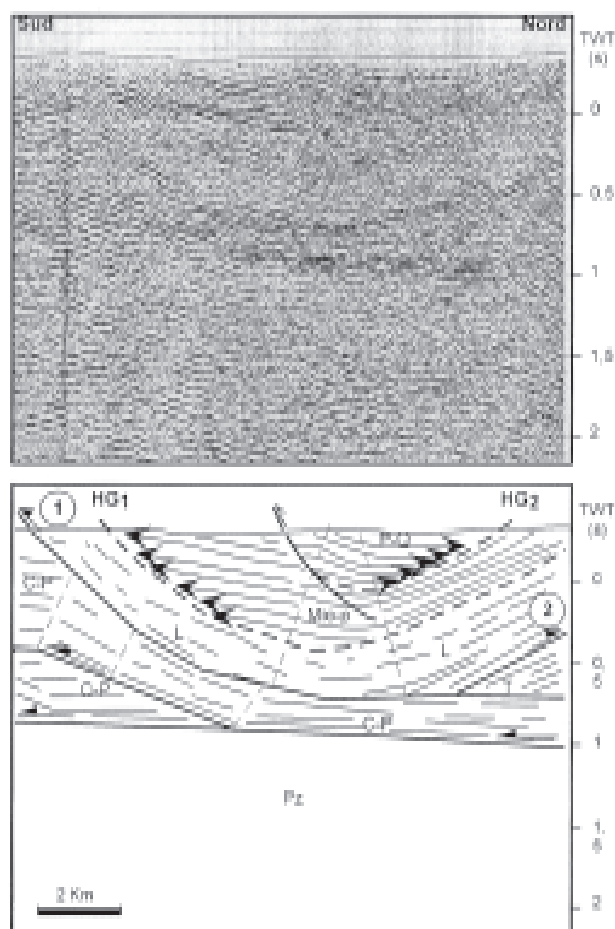


Figure 7.- Détail de la nappe de Toundoute supportant le «piggyback basin» des Aït Kandoula. Les flèches montrent les discordances **HG₁** et **HG₂** en «on lap» 1: sens du premier mouvement sur le contact chevauchant à la base de la nappe de Toundoute et 2: sens du second mouvement (back thrust), Mio-p: Mio-Pliocène, C-P: Crétacé-Paléogène, L: Lias, T: Trias, Pz: Paléozoïque.

la faille **F₁** s'enracinant dans le décollement le plus profond **D₁**. Cette unité **U₂** est rétro-charriée vers le nord (Fig. 8).

Equilibrage de la section sismique OZ-07

La mesure des lignes correspondant au toit et à la base du Crétacé et au toit de l'Eocène, entre les deux points fixes **PL₁** et **PL₂** distants de 11,6 km (**I**), montre que ces lignes ont la même longueur (**I₀** = 16 km) (Fig. 8). Le raccourcissement local est de 4,4 km, soit un taux de 27,5 %. La coupe peut donc être est équilibrée.

La restauration de l'état initial suppose l'existence vers le nord de la section d'une rampe inclinée vers le nord (Fig. 9D et C). Vers le sud, une autre rampe également inclinée vers le nord recoupe la série crétacée-tertiaire. Ces deux rampes sont séparées par un palier situé au niveau de l'interface socle-couverture. Le serrage atlasique permet la remontée, le long de la rampe septentrionale, de matériaux de socle et la formation d'un pli de cintrage de rampe (Fig. 9C). Ceci provoque le déplacement vers le sud de la série crétacée-

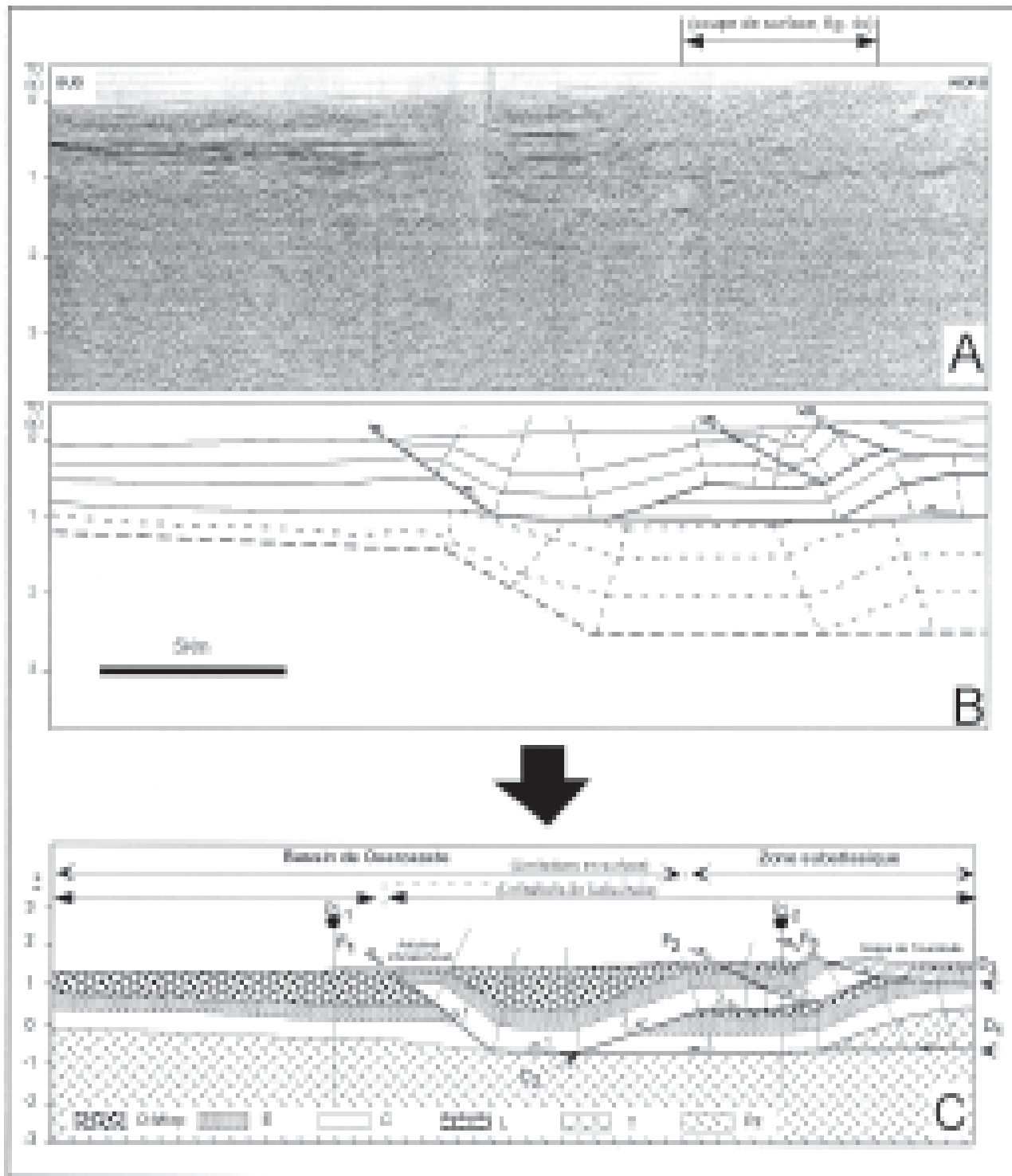


Figure 8.- Interprétation de la section sismique OZ-07. Section sismique temps vierge (A), Interprétation temps (B) et interprétation convertie en profondeur (C).

tertiaire sus-jacente qui vient se cintrer sur la rampe méridionale.

Le blocage de ce mouvement, vraisemblablement contre les dépôts oligo-miocènes, implique la formation d'une troisième rampe inclinée vers le sud entre les deux premières (Fig. 9C et B). Le rétro-charriage «backthrust» sur cette rampe permet de dupliquer la série du «Subatlas Group» (Fig. 9B). Par la suite, cette série est affectée par la faille F_2 puis par la faille F_1 dessinée en tiret (Fig. 9A).

Comme sur la section OZ-05B (Fig. 7), on voit bien sur cette section, qu'à une certaine étape de la structuration de la zone subatlantique méridionale, la série crétacée-tertiaire est rétro-charriée vers le nord.

Conclusions

Dans le secteur de Skoura, la bordure sud de la chaîne ou zone subatlantique méridionale est

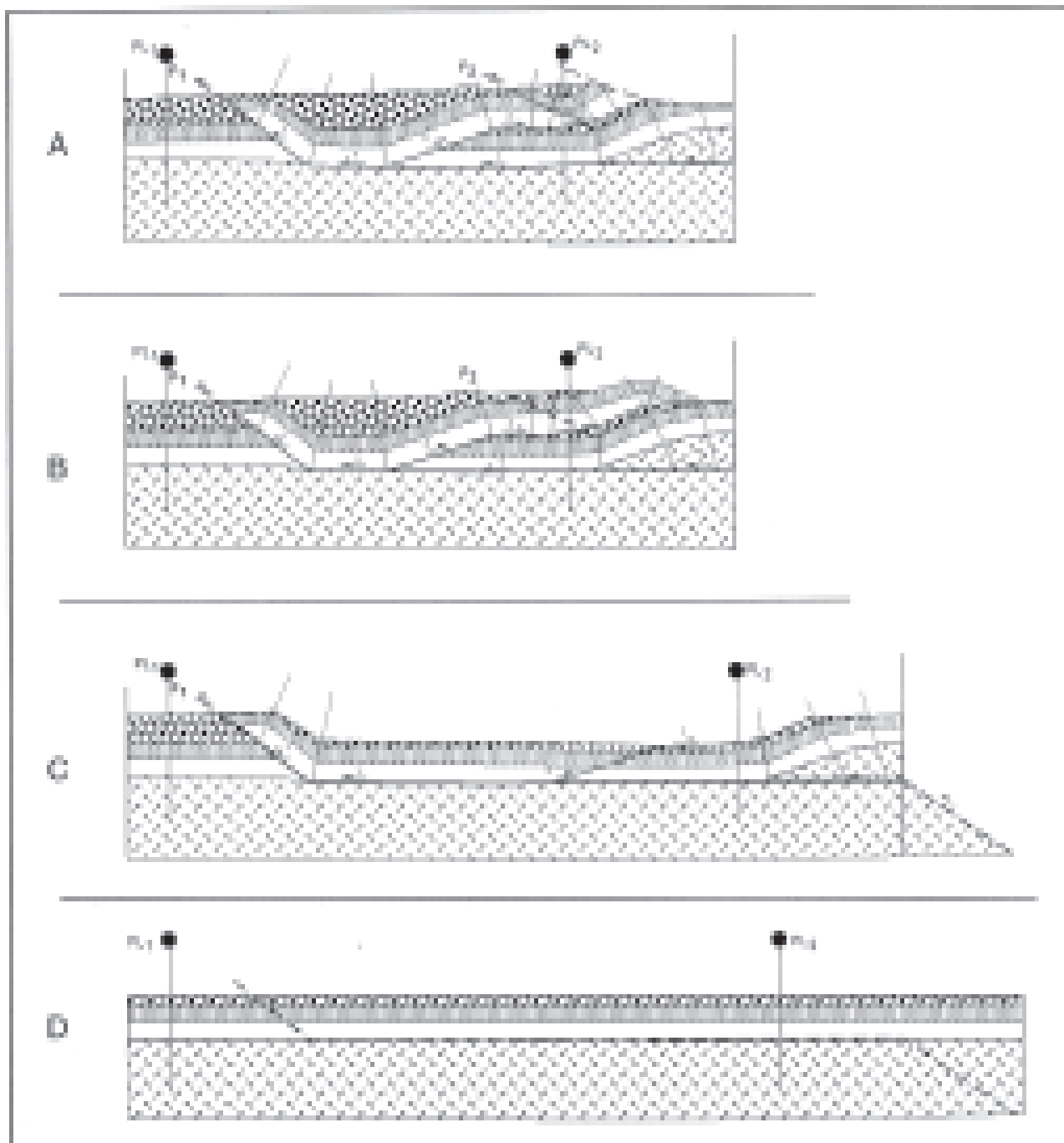


Figure 9.- Equilibrage et étapes de remise à plat de la section OZ-07.

essentiellement formée de terrains crétacés, tertiaires et plio-quaternaires discordants sur un socle hercynien ou précambrien. Ces terrains sont affectés par une tectonique tangentielle matérialisée par des écaillages et des charriages sur plusieurs kilomètres de flèche. Les coupes de surface montrent également que la série crétacé-éocène est plissée et formée par un certain nombre d'unités ou écaillages empilées les unes sur les autres et chevauchées du côté nord par la nappe de Toundoute.

Les sections sismiques interprétées illustrent mieux le style de déformation qui caractérise cette partie de la bordure sud du Haut Atlas central. Le mouvement compressif le long des failles

chevauchantes, sub-parallèles à la stratification et qui sont inclinées de 20° à 25° vers le nord, permet la formation de duplex complexes sur leurs rampes. Ces failles s'embranchent en profondeur à une ou plusieurs surfaces de décollement qui s'initient à la base de la série phosphatée ou à l'intérieur du socle. L'intervention du socle dans la déformation de la couverture par soulèvement et écrasement latéral complique d'avantage la géométrie et la cinématique de ces structures.

Les taux de raccourcissement locaux, mesurés sur les différentes sections, entre des points fixes équidistants, sont variables. Ils sont de l'ordre de 40 % (OZ-05B, Benammi, 2002), 33,71 % (OZ-06) et 28

% (OZ-07). Ces légères variations pourraient s'expliquer:

1) Soit par le jeu en décrochements de certaines failles sub-parallèles à la direction du mouvement, comme la faille sénestre NNE-SSW qui longe la vallée de l'Oued Toundoute

2) Soit par la faible variation de l'orientation des profils sismiques par rapport à la direction du transport tectonique (un angle de 25° est toléré). Ces taux de raccourcissement sont les plus importants parmi ceux relevés de part et d'autres de la chaîne (Benammi *et al.*, 2001).

L'analyse et l'interprétation des données de subsurface permet de dater les événements compressifs atlasiques et de confirmer l'âge de mise en place des unités allochtones. Ce dernier, bien enregistré dans les dépôts synorogéniques des bassins néogènes de Ouarzazate et d'Aït Kandoula, est post Eocène et syn Miocène à Pliocène.

Notons enfin que la plupart des rampes de failles et de décollements superficiels à travers ces sections se situent à l'aplomb de rampes de décollements profonds à l'intérieur du socle. Ceci témoigne de la réactivation des anciens chevauchements hercyniens voire même panafricains et l'implication directe du socle dans la déformation compressive de la couverture.

Références

- Beauchamp, W., Allmendinger, R., Barazangi, M., Demnati, M., El Alji, M. and Dahmani, M. (1999): Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18 (2): 163-184.
- Benammi, M. (2002): *Tectonique et Géophysique appliquées à l'étude de l'évolution géodynamique méso-cénozoïque du Haut Atlas central et de sa zone de jonction le Moyen Atlas méridional (Maroc)*. Thèse d'état, Univ. Ibn Tofail, Kénitra, 247 p.
- Benammi, M., Toto, E. et Chakiri, S. (2001): Les chevauchements frontaux du Haut Atlas central marocain : styles structuraux et taux de raccourcissements différentiels entre les versants nord et sud. *Comptes Rendus Académie Sciences de Paris*, 333 (4): 241-247.
- Benammi, M. (1997): Magnétostratigraphie du Miocène supérieur continental du Maroc (coupe d'Afoud, bassin d'Aït Kandoula). En : *Congrès BiochroM'97* (J.P. Aguilar, S. Legendre et J. Michaux, Eds.). Mémoires Travaux E.P.H.E., Institut Montpellier, 21: 295-291.
- Benammi, M., Orth, B., Vianey-Liaud, M., Suteethon, V., Feraud, G., Hernandez, J. et Jaeger, J.J. (1995): Micromammifères et biochronologie des formations néogènes du flanc sud du Haut Atlas marocain: implications biogéographiques, stratigraphiques et tectoniques. *Afric Geoscience Review*, 2 (2): 279-310.
- Deramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M.J. and Specht, M. (1993): En: *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy* (G.D. Williams and A. Dobb, Eds.). Geological Society Special Publication, 71: 193-219.
- Bertrand, H. et Westphal, M. (1977): Comparaisons géologiques et paléomagnétiques des tholeïtes du Maroc et de la côte orientale de l'Amérique du nord : implications pour l'ouverture de l'Atlantique. *Bulletin Société Géologique France*, 7 (3): 513-520.
- Fraissinet, C. (1989): *Les étapes de la structuration récente du Haut Atlas calcaire (Maroc): analyse des rapports entre raccourcissement et surrection au sein d'une chaîne intracontinentale*. Thèse Sciences, Paris XI, 267 p.
- Fraissinet, C., Zouine, E., Morel, J.L., Poisson, A., Andrieux, J. and Faure-Muret, A. (1988): Structural evolution of the southern and northern Central High Atlas in Paleogene and mio-pliocene times. En: *The Atlas System of Morocco* (V.H. Jacobshagen, Ed.). Lecture Notes in Earth Sciences, 273-291.
- Gauthier, H. (1957-60): Contribution à l'étude géologique des formations post-liasiques des bassins du Dadès et du Haut Todra (Maroc méridional). *Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, 119 : 212 p.
- Görler, K., Helmdach, F.F., Gaemers, P., Heissig, ?, Hirsch, W., Mädler, K., Schwarzhan, S.W. and Zucht, M. (1988): The uplift of the Central High Atlas as deduced from neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. En: *The Atlas System of Morocco* (V.H. Jacobshagen, Ed.). Lecture Notes in Earth Sciences, 261-404.
- Helmdach, F.F. (1988): The ostracode fauna of the Aït Kandoula region, systematic description. En: *The Atlas System of Morocco* (V.H. Jacobshagen, Ed.). Lecture Notes in Earth Sciences, 405-423.
- Herbij, H.G. and Trappe, J. (1994): Stratigraphy of the subatlas group (Maastrichtian-Middle Eocene, Morocco). *Newsletters Stratigraphy*, 30 (3): 125-165.
- Jacobshagen, V., Brede, R., Hauptmann, M., Heinitz, W. and Zylka, R. (1988): Structure and post-paleozoic evolution of the Central High Atlas. En: *The Atlas System of Morocco* (V.H. Jacobshagen, Ed.). Lecture Notes in Earth Sciences, 245-271.
- Laville, E. (1980): Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut Atlas marocain (boutonnière de Skoura, nappe de Toundoute). *Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, 285: 81-183.
- Roch, E. (1939): Description géologique des montagnes à l'est de Marrakech. *Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, 51: 438 p.
- Roch, E. (1950): Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, 80: 435 p.

Manuscrito recibido el xx de xxxxxx de 2005

Aceptado el manuscrito revisado el xx de xxxxxx de 2005