

# Paléocontraintes et déformations syn- et post-collision Afrique–Europe identifiées dans la couverture mésozoïque et cénozoïque du Haut Atlas occidental (Maroc)

Mostafa Amrhar

Département de géologie, faculté des sciences Semlalia, UCA, Marrakech, Maroc

Reçu le 12 décembre 2000 ; accepté le 20 novembre 2001

Présenté par Michel Durand-Delga

---

**Abstract – Syn- and post-collision Africa–Europe palaeostresses and deformations identified in the West High-Atlas Mesozoic and Cenozoic cover (Morocco).** Palaeostresses and deformation axis reconstruction related to the intracontinental High-Atlas uplift evidences two shortening phases from Upper Cretaceous to Quaternary. The first compression is oriented N20–30°E and is Maastrichtian to Oligocene age; the second one, oriented N120–160°E, is syn-Mio-Pliocene. Tectonic inversion of the lateral to compressive Jurassic regime is contemporaneous with the beginning of Africa and Europe collision. Rotation of the Mio-Pliocene shortening orientation could be linked to the change of the convergence direction between the Africa and Europe plates. *To cite this article: M. Amrhar, C. R. Geoscience 334 (2002) 279–285.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

High-Atlas / Atlantic / collision / faults / inversion / microtectonics / stress

**Résumé –** La reconstitution des paléocontraintes et des axes de déformation correspondants, liés à l'orogénèse de la chaîne intracontinentale haut-atlasique, montre que du Crétacé supérieur au Quaternaire se sont succédé deux raccourcissements en régime compressif : le premier, N20–30°E, du Maastrichtien à l'Oligocène et le deuxième, N120–160°E, syn-mio-pliocène. L'inversion du régime tectonique décrochant jurassique en régime compressif est liée à la collision des deux plaques Afrique et Europe. La rotation anti-horaire de la direction du raccourcissement est en relation avec le changement du pôle de rotation des deux plaques. *Pour citer cet article : M. Amrhar, C. R. Geoscience 334 (2002) 279–285.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Haut Atlas / Atlantique / collision / failles / inversion / microtectonique / contraintes

---

## Abridged version

### 1. Introduction

In the Moroccan High-Atlas belt (Fig. 1a), the Mio-Pliocene major shortening, oriented N150–160°E, has continued until the Quaternary [5, 17]. The uplift is controlled by N70 to N90°E reverse faults [14]. Microtectonic data related to the major shortening are numerous [5, 7, 17, 19], but they remain badly distributed along the belt. On the

other hand, the fault throws and microtectonic data related to the Upper Cretaceous and to the Mio-Pliocene periods are unknown. From performed microtectonic studies in 30 stations (approximately 1000 measures), we present here a reconstruction of the different tectonic regimes in connection with the western High-Atlas uplift, that spreads between the Upper Cretaceous and the Plio-Quaternary. It allows: (i) to specify the palaeostress linked to the major at-laslic inversion, (ii) to provide a microtectonic support to the dynamic framework of the sedimentation, (iii) to spec-

ify the age and the tectonic regime duration related to the convergence and collision between Europe and Africa.

## 2. Sedimentary series and tectonic structures

The western High-Atlas (Fig. 1a) exhibits a Precambrian to Palaeozoic basement and a Meso- to Cenozoic sedimentary cover. A Senonian regressive series composed of carbonates, silts, sands and continental breccias follows the Cenomanian transgression, marked by deposition of a calcareo-dolomitic bar. The Eocene series is constituted by Early Eocene sands, dolomites and silicified marls, Early to Mid-Eocene carbonates with thersities and marls, Mid-Eocene phosphated sands and silts, Upper Eocene sands and red marls [8, 24]. Oligocene red marls locally cover all these sequences. Mio-Pliocene continental molasse (sands, conglomerates) was deposited and covered by very coarse conglomerates attributed to the Plio-Quaternary alluvial cones, rivers and channels [5].

Faults are inherited from the Hercynian and Precambrian period [16, 19] and they are variously oriented (Fig. 1b): (i) N60 to N70°E, reverse, dominant and present important vertical rejects; (ii) N40 to 50°E, reverse and particularly represented in the western part of the belt; (iii) 70 to 90°E, less abundant but prolonged on several tens of kilometres; (iv) N100 to N140°E and N20–30°E, generally situated between major faults.

## 3. Analytical procedure

Measures were made in various lithologies of the Upper Jurassic to Plio-Quaternary sedimentary terranes. This lithologic diversity has brought us to use several analytical methods [2, 6, 20]. Some of them gave the deformation axes  $X$  and  $Z$  (gashes and pressure-joints) while others specify palaeostress tensors (striated faults). Azimuths  $\sigma_1$  and shortening  $Z$  linked to unique tectonic phase have been postponed on a structural sketch-map, showing their spatial distribution and their angular relationships with the major faults.

## 4. Chronology of the shortening

Mio-Pliocene and Quaternary series have recorded only one shortening phase. By contrast, within the ante-Mid-Eocene sedimentary series, stations of measures show two different shortening phases.

### 4.1. One monophasic tectonic event during the Mio-Pliocene

Within the Mio-Pliocene conglomerates (six stations with approximately 350 measures) have been studied in the striated faults (Fig. 1b). The calculated tensor shows a unique compression (Fig. 1c) and azimuths of  $\sigma_1$  vary from N130–140°E (sites 3–6) to N160–170°E (sites 1 and 2) (Fig. 1b). The  $R$  ratio is comprised between 0.6 (sites 1 and 2) and 0.9 (sites 3 to 6), indicating an increase of the amplitude of  $\sigma_2$ , which nearly equals  $\sigma_1$ . The same regime has been identified in the Plio-Quaternary conglomerates

(sites 7–9, with approximately 100 measures); the common zone in shortening and in extension (Fig. 1d) shows a sub-horizontal shortening axis striking N140–160°E, and a sub-vertical extension axis.

### 4.2. Polyphased tectonics

The Early–Mid-Eocene thersities limestone (sites 10 to 16) shows two generations of pressure joints: N100–120°E direction, with peaks oriented N20–30°E, and/or N20–30°E direction, with peaks oriented N110–120°E (Fig. 2a). Peaks on Cenomanian–Turonian (sites 17 to 22) and Upper Jurassic chalky bars (sites 26 to 30) also mark these two coexisting shortening directions. Peaks related to the N120–160°E shortening are developed on the joints or pressure-joints linked to the N20–30°E shortening. In the Senonian sandstone levels (sites 23 to 25), the analysis of the striated faults shows two tensors, characterised by horizontal  $\sigma_1$ , respectively oriented N120–160°E and N20–30°E (Fig. 2b). In the Amizmiz region (Fig. 2d), cartographic N120–130°E reverse faults are seen in the Mid-Eocene chalky bar [1]. The reverse reject of the N120–130°E faults, linked to the shortening N20–30°E, is synchronous with Maastrichtian deposits characterised by syn-tectonic breccias.

### 4.3. Relationships between palaeostress, structures and the Atlantic sedimentary series

The coexistence of microtectonic structures associated with the two shortenings everywhere in western High-Atlas and in all the ante-Mio-Pliocene series, as well as the absence of intermediate direction indicates that the N20–30°E shortening is not a local perturbation of the N130–160°E regional shortening. There are therefore two different compressions that have followed one another at one time. From Maastrichtian, in connection with the N20–30°E shortening, N110–130°E faults are reverse, N40–50 and N70–90°E strike-slip faults are sinistral. The beginning of this tectonic phase is accompanied by a Senonian regression, marked by important detrital deposits. Locally, the chalky Mid-Eocene remains on the Turonian series are testifying a sedimentary erosion of the Senonian and Palaeocene series. This period corresponds, therefore, to the first phase of the Western High-Atlas uplift.

After the Mid-Eocene transgression, a second phase of western High-Atlas uplift, related to the N20–30°E shortening, is responsible for the Oligocene regression with important detrital deposits. From Mio-Pliocene, N60–70 major faults are reverse, N110–120°E faults are dextral.

## 5. Conclusion

In the Western High-Atlas, from the Upper Cretaceous to the Plio-Quaternary, two shortening phases in compressive regime have followed one another; they are respectively oriented N20–30°E and N120–160°E. The N20–30°E shortening phases are respectively synchronous of the Maastrichtian and Upper Eocene–Oligocene regression. The first phase, followed the N20–30 shortening in

lateral regime, is described in the Betic belt [11] and is contemporaneous with the beginning of the Africa and Europe convergence [3, 10, 21, 22]. The second phase of the N20–30°E shortening is recognised in the entire Alpine belt [4, 11, 12, 23].

The Mio-Pliocene shortening, described in the Betic and Iberic belts [4, 11, 12, 23], could be linked to the change of the Africa–Europe pole of rotation: during the Miocene, the convergence is rotated from NE–SW to NW–SE direction [3, 10, 21, 22].

## 1. Introduction

Au Maroc, dans la chaîne intracontinentale haut-atlasique (Fig. 1a), le raccourcissement *majeur*, orienté N150–160°E, est syn-Mio-Pliocène à Quaternaire [1, 5, 17]. L'orogénèse est contrôlée par les failles N70 à N90°E inverses en régime compressif, qui avaient joué en structures transtensives sénestres au Jurassique. Les données microtectoniques relatives au raccourcissement majeur sont nombreuses [7, 17, 19], bien que les mesures disponibles restent limitées et mal distribuées le long de la chaîne. Par contre, le jeu des failles et les données microtectoniques correspondant à l'époque qui s'étend entre le Crétacé supérieur et le Mio-Pliocène sont inconnus. Les stations de mesures microtectoniques étudiées doivent être bien réparties sur l'ensemble du Haut Atlas occidental, où affleurent les séries sédimentaires d'âge allant du Crétacé au Plio-Quaternaire ; la lithologie du matériel, les structures microtectoniques et les méthodes d'analyse doivent être variées et comparées entre elles. Toutefois, les questions qui restent posées sur l'inversion atlasique majeure concernent l'évolution de son état de contraintes et nécessitent des précisions chronologiques conduisant à des implications sédimentaires et structurales. À partir d'études microtectoniques détaillées sur 30 stations (totalisant environ 1000 mesures), on présente ici une reconstitution des différents régimes tectoniques, en relation avec la surrection du Haut Atlas occidental, qui s'étend entre le Crétacé supérieur et le Plio-Quaternaire. Cette reconstitution permet de préciser les paléo-états de contraintes liés à l'inversion atlasique précitée, de fournir un support microtectonique au cadre dynamique de la sédimentation et de préciser l'âge et la durée des régimes tectoniques liés au rapprochement et à la collision Afrique–Europe.

## 2. Séries sédimentaires et grandes structures tectoniques

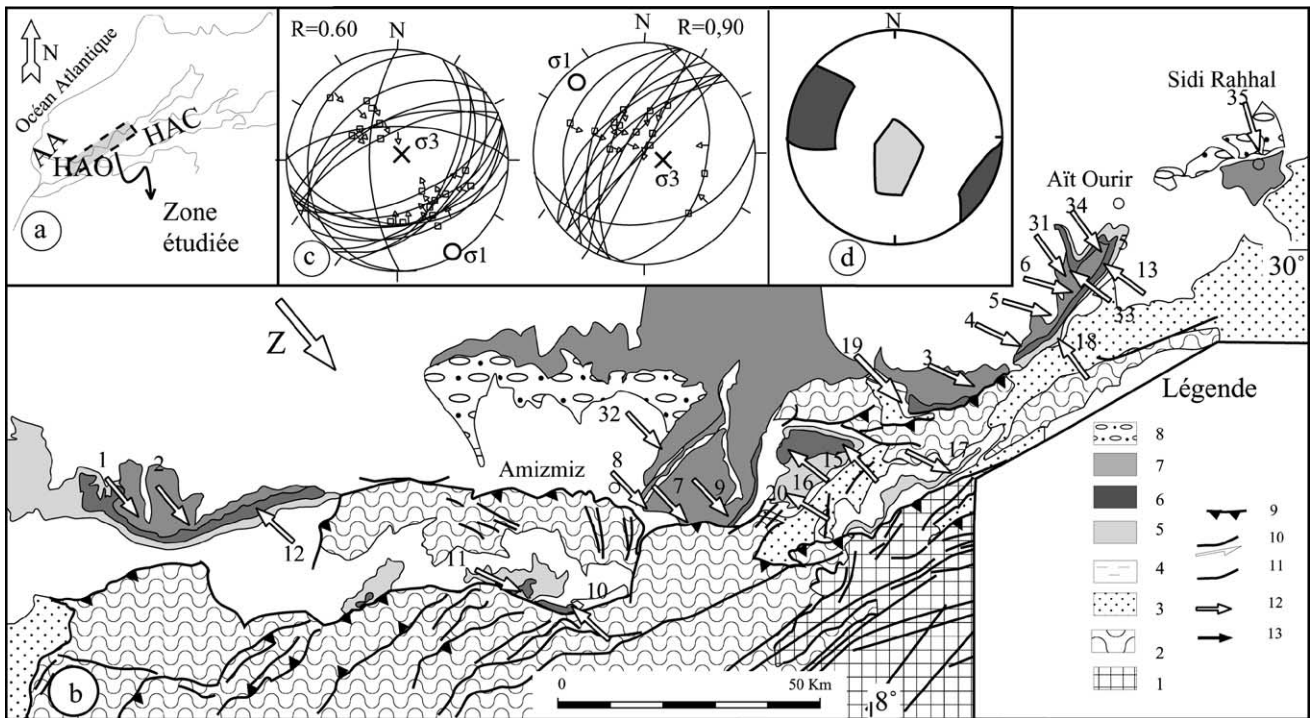
Le Haut Atlas occidental (Fig. 1a) présente un socle précambrien et paléozoïque dans le Massif Ancien et une couverture sédimentaire méso- et cénozoïque. La transgression cénomano-turonienne est représentée par une barre calcaréo-dolomitique, suivie au Sé-

nonien par une série régressive, composée de carbonates, de pélites et de grès, surmontés par des brèches continentales. La série marine éocène est constituée, de la base au sommet, par des grès, des dolomies et des marnes siliceuses d'âge Éocène inférieur, puis par des calcaires à thersités de l'Éocène inférieur-moyen, ensuite par des marnes, des grès phosphatés et des calcaires à silex de l'Éocène moyen et, enfin, par des grès et des marnes rouges de l'Éocène supérieur [8, 24]. L'ensemble est surmonté par les marnes rouges oligocènes avant les dépôts continentaux mio-pliocènes avec, à la base, des molasses grésio-conglomératiques et, au sommet, des conglomérats très grossiers [7]. Au Quaternaire, l'environnement sédimentaire est caractérisé par des cônes alluviaux, des rivières à chenaux anastomosés et des lacs à sédimentation carbonatée et clastique [5].

Les failles sont héritées des époques hercynienne et précambrienne [14, 16, 19]. Elles sont orientées : N60 à N70°E, dominantes avec un jeu inverse à rejets verticaux importants ; N40 à 50°E, mieux représentées dans la partie ouest du Massif ancien ; 70 à 90°E, moins abondantes, mais se prolongeant sur plusieurs dizaines de kilomètres ; N100 à N140°E et N20–30°E, généralement situées entre les failles majeures (Fig. 1b).

## 3. Méthodes d'analyse

Les mesures concernent des terrains sédimentaires d'âges différents, étagés du Jurassique supérieur au Plio-Quaternaire, et de lithologie variée (grès, calcaires, conglomérats). Cette diversité lithologique nous a amené à utiliser des méthodes d'analyse variées, qui combinent la géométrie (cinématique et déformation) et la dynamique (forces et contraintes). Par inversion des données de plans striés, l'état de contraintes locales est précisé [6, 20], comme le sont les dièdres en compression et en extension permettant de situer les directions moyennes des axes de raccourcissement *Z* et d'extension *X* [2]. Ces axes sont précisés aussi par les associations fentes de tension–stylolites. Nous représentons les résultats sous forme de directions de raccourcissement, considérées comme coaxiales, de contraintes majeures. Cette assimilation se justifie par le fait que toutes les mesures sont faites dans des zones tabulaires peu



**Figure 1. a.** Situation géographique du secteur étudié. **b.** Répartition des axes moyens de raccourcissement Z et/ou de contraintes principales majeures  $\sigma_1$  dans un schéma structural simplifié du Haut Atlas occidental. **1**, Précambrien ; **2**, Paléozoïque ; **3**, Trias ; **4**, Jurassique supérieur–Crétacé inférieur ; **5**, Crétacé supérieur ; **6**, Éocène ; **7**, Mio-Pliocène ; **8**, Plio-Quaternaire ; **9**, faille inverse et chevauchement ; **10**, décrochement ; **11**, faille verticale indifférenciée ; **12**, raccourcissement syn et post-Mio-Pliocène, **13**, raccourcissement d'âge Crétacé supérieur à Éocène moyen. Les stations de 1 à 30 [1] : 1 à 9, contraintes optimales calculées à partir des miroirs striés et dièdres droits pour les stations (1, 4, 7, 8, 9) ; 10 à 27, joints et pics stylolitiques dans les calcaires : Éocène moyen (10 à 16), Cénomano-Turonien (17 à 22) et Jurassique supérieur (23 à 27) ; 28 à 30, plans striés dans les grès sénoniens. **c.** Exemples de diagrammes failles striées (hémisphère inférieur du diagramme de Schmidt), contraintes optimales calculées et rapports  $R$  associés (sites 1, 4 et 5). **d.** Exemple de dièdres droits en raccourcissement (foncé) et en allongement (clair) (site 1). Les numéros des stations qui sont mentionnés sur les deux cartes (1b et 2c) indiquent les résultats de la même station (cas polyphasé).

**Figure 1. a.** Repartition of the shortening and/or major stress  $\sigma_1$  mean axis in the western High-Atlas geological sketch-map. **1**: Precambrian; **2**: Palaeozoic; **3**: Triassic; **4**: Upper Jurassic–Early Cretaceous; **5**: Upper Cretaceous; **6**: Eocene; **7**: Mio-Pliocene; **8**: Plio-Quaternary; **9**: reverse fault and thrust, **10**: lateral fault; **11**: vertical fault; **12**: syn- and post-Mio-Pliocene shortening; **13**: Upper Cretaceous to Upper Eocene shortening. Stations 1 to 30 [1]: 1 to 9, optimal stress calculated from striated microfaults and pressure-extensive zones (1, 4, 7, 8, 9); 10 to 27, gashes-pressure joints in the calcareous formations: Mid-Eocene (10 to 16), Cenomano-Turonian (17 to 22) and Upper Jurassic (23 to 27); 28 to 30, striated microfaults in detrital Senonian. **c.** Computed optimal stress axes and  $R$  ratios (sites 1, 4 and 5). **d.** Example of pressure zone (P) and distensive zone (T) (site 1). The stations numbers indicated in both geological sketch-maps (1b et 2c) show polyphased stations.

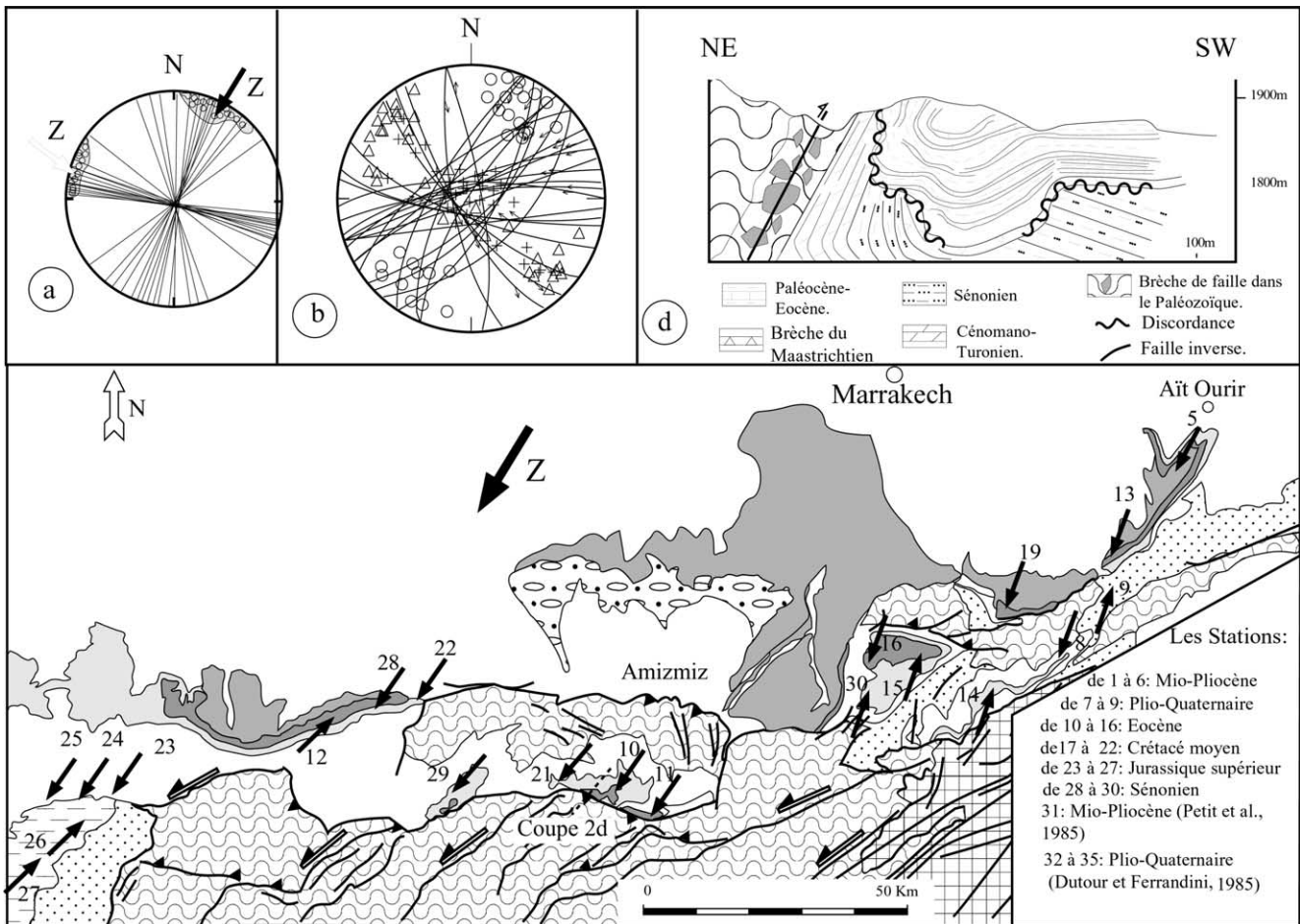
déformées. Par ailleurs, afin d'éviter les déviations de contraintes au voisinage des failles, les mesures ont été effectuées aussi loin que possible des grandes zones de failles. Les azimuts des  $\sigma_1$  et de Z liés à une seule phase tectonique ont été reportés sur un schéma structural simplifié, montrant leur répartition spatiale et leurs relations angulaires avec les grandes failles.

#### 4. Chronologie des phases tectoniques

Les séries mio-pliocènes et quaternaires ont enregistré un seul raccourcissement. En revanche, les séries sédimentaires du Crétacé supérieur à l'Éocène moyen montrent deux raccourcissements différents.

#### 4.1. Tectonique monphasée dans le Mio-Pliocène

Au sein de la série grés-conglomératique mio-pliocène, la matrice gréseuse et les éléments de nature lithologique variée (grès, calcaires, basaltes) présentent une striation (six stations, totalisant environ 350 mesures) (Fig. 1b). Pour tous les sites, le tenseur calculé montre un seul régime tectonique compressif, avec des axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  sub-horizontaux et  $\sigma_3$  subvertical (Fig. 1c). Les azimuts de  $\sigma_1$  varient de N130–140°E (sites de 3 à 6) à N160–170°E (sites 1 et 2) (Fig. 1b). Le rapport  $R$  est compris entre 0,6 à l'ouest du Haut Atlas occidental (sites 1 et 2) et 0,9 à l'est de celui-ci (sites 3 à 6), ce qui traduit une augmentation d'amplitude de  $\sigma_2$  qui se rapproche de  $\sigma_1$ . Le même régime compressif a été identifié au sein des niveaux conglomératiques plio-quaternaires.



**Figure 2.** a. Diagrammes des joints stylolitiques et pics associés (station 13). b. Exemple de diagrammes failles striées et contraintes optimales associées (station 24) (o :  $\sigma_1$ ,  $\Delta$  :  $\sigma_2$  et + :  $\sigma_3$ ). c. Répartition du raccourcissement et/ou de contraintes maximales sur le schéma structural du Haut Atlas occidental. d. Coupe géologique située dans la région d'Amizmiz (Fig. 2d) (d'après [24], complétée).

**Figure 2.** a. Gashes and pressure-joints diagram (Schmidt projection, lower hemisphere) (station 13). b. Stereoplot, example of striated faults (Schmidt projection, lower hemisphere, faults planes as thin lines, striae as small arrows) (station 24) (o :  $\sigma_1$ ,  $\Delta$  :  $\sigma_2$  and + :  $\sigma_3$ ). c. Shortening repartition and/or maximal stress in of the Occidental High Atlas geological sketch-map. d. Geological section in the Amizmiz area (Fig. 2d) ([24], completed).

Dans les sites étudiés (7–9, avec environ 100 mesures), les dièdres communs en raccourcissement et en allongement montrent un axe de raccourcissement sub-horizontale et de direction moyenne N140–160°E, ainsi qu'un axe d'allongement sub-vertical (Fig. 1d).

#### 4.2. Tectonique polyphasée

La barre des calcaires à Thersités d'âge Éocène moyen (sites 10–16) montre des diaclases orientées N20–30°E et N110–120°E, ainsi que deux générations de joints stylolitiques, de direction N100–120°E, à pics N20–30°E, et/ou N20–30°E, à pics N110–120°E (Fig. 2a). Ces deux directions de raccourcissement, coexistantes au sein d'une même station, sont marquées par les pics stylolitiques sur les barres calcaires céno-mano-turonniennes (sites 17 à 22) et du Ju-

rassique supérieur (sites 23 à 27). Les pics associés au raccourcissement N120 à N160 sont développés sur des diaclases, ou joints stylolitiques, liés au raccourcissement N20–30°E. Au sein des niveaux gréseux sénoniens (sites 28 à 30), l'analyse des failles striées montre, soit un seul tenseur à  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  horizontales, de directions successivement N120–160°E et N20–30°E, soit deux tenseurs, le second étant toujours caractérisé par  $\sigma_1$  sub-horizontale, de direction moyenne N20–30°E, avec  $\sigma_3$  verticale ou sub-horizontale, de direction moyenne N130–140 (Fig. 2b). Les failles montrent souvent deux types de stries associées, inverses et décrochantes, qui ne présentent pas une relation géométrique constante permettant de déduire une chronologie claire. En revanche, dans la région d'Amizmiz (Fig. 2d), des failles cartographiques N120–130°E inverses, mettant en contact le socle pa-

léoziïque et la couverture anté- et syn-Éocène inférieur, sont scellées par la dalle calcaire à Thersités. Localement, cette dalle est en discordance angulaire (30 à 40°) sur la série silto-gréseuse rouge d'âge Sénonien [1]. Le jeu inverse des failles N120–130, lié au raccourcissement N20–30°E, est synchrone des dépôts maastrichtiens, caractérisés par la présence de niveaux bréchiqes syn-tectoniques. Une première phase du raccourcissement N20–30°E est donc d'âge Maastrichtien. Les calcaires à Thersités de l'Éocène inférieur-moyen, discordants sur les dépôts maastrichtiens, présentent deux familles d'associations joints stylolitiques et fentes de tension. Elles sont liées respectivement à un raccourcissement N20–30°E, post-Éocène moyen, mais anté-Mio-Pliocène, et au raccourcissement N120–160°E, d'âge Mio-Pliocène. La deuxième phase du raccourcissement N20–30°E est donc d'âge Éocène supérieur-Oligocène.

#### 4.3. Relation entre paléocontraintes, structures et séries sédimentaires atlasiques

Les formations méso- et cénozoïques ont enregistré le régime compressif syn- et post-Mio-Pliocène, avec  $\sigma_1$  de direction N130 à N160°E (Fig. 1b). En revanche, au sein des séries anté-Éocène moyen, un deuxième régime compressif, avec  $\sigma_1$  orientée N20 à N30°E, a été identifié (Fig. 2c). Les deux directions de  $\sigma_1$  sont donc sub-orthogonales. Au sein de séries sédimentaires stratifiées, une réorientation *locale* et *progressive* de la contrainte majeure est plausible [13, 18, 25]. La coexistence des structures microtectoniques associées aux deux raccourcissements sur toute la bordure nord du Haut Atlas occidental (répartition non limitée dans l'espace), dans toute la série anté-Mio-Pliocène (de lithologie différente) et, enfin, l'absence de directions intermédiaires montrent cependant que le raccourcissement N20–30°E n'est pas une perturbation locale du raccourcissement régional N130–160°E. Ce sont donc deux régimes compressifs différents qui se sont succédé dans le temps, avec probablement une inversion de grandeurs des contraintes principales horizontales. À partir du Maastrichtien, le régime tectonique est inverse sur les failles N110–130°E, sénestre sur les failles majeures N40–50°E et N70–90°E. Sur ces dernières, une composante inverse pourrait se développer et le régime serait transpressif sénestre. Le début de cette phase tectonique

est accompagné d'une régression au Sénonien, marquée par un apport détritique important. Localement, la dalle calcaire de l'Éocène moyen repose sur la série cénomano-turonienne, ce qui témoigne d'une lacune sédimentaire et/ou d'une érosion de la série sénonienne et paléocène. Cette époque correspond donc à une phase d'exhaussement du Haut Atlas occidental. Après la transgression marine de l'Éocène inférieur et moyen, une deuxième phase d'exhaussement du Haut Atlas occidental est responsable d'une régression marine, avec un apport détritique important. Ces deux phases sont en relation avec le raccourcissement N20–30°E. À partir du Mio-Pliocène, le régime tectonique est inverse sur les failles majeures N60–70, dextre sur les failles N110–120°E, comme le montre le cas de la faille de Demnate, qui a un rejet dextre d'environ 11 km, avec un rejet vertical de 1 km [9]. Ces jeux sont accompagnés d'un rejet vertical, qui est maximal sur les failles NE–SW inverses.

## 5. Conclusion

Dans le Haut Atlas occidental, entre le Crétacé supérieur et le Plio-Quaternaire, deux raccourcissements se sont succédé en régime compressif, orientés N20–30°E et N120–160°E. La première phase du raccourcissement N20–30°E est synchrone de la régression maastrichtienne, et elle est marquée localement par des discordances angulaires et des lacunes sédimentaires. Cette phase tectonique, reconnue aussi dans la chaîne bétique [11], est liée au début du rapprochement des deux plaques Afrique–Europe [3, 10, 15, 21]. La seconde phase du raccourcissement N20–30°E est contemporaine de la régression oligocène. Elle est décrite dans l'ensemble des chaînes alpines péri-méditerranéennes [4, 11, 12, 23]. Ce raccourcissement N20–30°E est parallèle au vecteur déplacement de la plaque africaine entre le début du Paléocène et l'Oligocène [3, 10, 21].

Le raccourcissement (N120–160°E) d'âge Mio-Pliocène est également décrit dans les chaînes bétique et ibérique où son âge est Miocène [4, 11, 12, 23]. La rotation antihoraire de la direction de raccourcissement pourrait être liée au changement du pôle de rotation Afrique–Europe au Miocène, pour lequel le mouvement convergent entre les deux plaques est effectué dans une direction NW–SE à NNW–SSE [3, 10, 21, 22].

**Remerciements.** Ce travail a été effectué dans le cadre de la coopération interuniversitaire franco-marocaine (Action intégrée 162 STU/98), dont les initiateurs sont vivement remerciés. Les discussions avec le Pr. J.-P. Petit (Montpellier-2) et les remarques et suggestions du Pr. J. Angelier ont été très profitables.

## Références

- [1] M. Amrhar, Tectonique et inversions géodynamiques post-rift dans le Haut Atlas occidental : structures, instabilités tectoniques et magmatisme liés à l'ouverture de l'Atlantique central et à la collision Afrique–Europe, thèse d'État, Marrakech, 1995, 252 p.
- [2] J. Angelier, P. Mechler, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et sismologie : la méthode des dièdres droits, *Bull. Soc. géol. France* XIX (7) (1977) 1309–1318.
- [3] J.F. Dewey, W.C. Pitman, W.B.F. Ryan, J. Bonnin, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84 (1973) 3137–3180.
- [4] R.P. Dias, J. Cabral, Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul fault in Portugal, *Com. Serv. Geol. Portugal* 75 (1989) 3–28.
- [5] A. Dutour, J. Ferrandini, Nouvelles observations néotectoniques sur le Haut Atlas de Marrakech et le Haouz central (Maroc). Apport sur l'évolution récente d'un segment du bâti atlasique, *Rev. Géol. Dynam.* 26 (5) (1985) 285–297.
- [6] A. Etchecopar, Étude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations des déformations plastiques (approche mathématique), thèse, université Montpellier-2, 1984, 269 p.
- [7] J. Ferrandini, A. Dutour, Piedmonts quaternaires et néotectonique sur le versant nord du Haut Atlas de Marrakech (Maroc), *PICG, Unesco*, n°210, 1987.
- [8] N. Froitzheim, J. Stets, P. Wurster, Aspects of the Western High-Atlas tectonics, in: Jacobshagen (Ed.), *The Atlas system of Morocco*, Springer-Verlag, Berlin, 1988, pp. 361–370.
- [9] A. Le Marrec, J. Jenny, L'accident de Demnate, comportement synsédimentaire et tectonique d'un décrochement transversal du Haut Atlas central (Maroc), *Bull. Soc. géol. France* XXII (7) (1980) 421–427.
- [10] X. Le Pichon, F. Bergerat, M.J. Roulet, Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 218 (1988) 111–131.
- [11] C. Lepvrier, J. Mougénot, Déformations cassantes et champs de contraintes post-hercyniennes dans l'Ouest de l'Ibérie, *Rev. Geol. Dynam. Géogr. Phys.* 25 (4) (1984) 291–305.
- [12] J. Letouzey, P. Trémoières, Paleostress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics: comparison with plate tectonic data, *Mém. BRGM* 115 (1980) 261–273.
- [13] X. Liu, Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc, thèse 3<sup>e</sup> cycle, partie I, université Montpellier-2, 1983, 130 p.
- [14] M. Mattauer, P. Tapponnier, F. Proust, Sur le mécanisme de formation des chaînes intracontinentales, l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc, *Bull. Soc. géol. France* XIX (1977) 521–526.
- [15] J.-L. Olivet, J. Bonnin, P. Beuzart, J.-M. Auzende, Cinématique de l'Atlantique nord et central, rapports scientifiques et techniques Cnexo, 54, 1984, 108 p.
- [16] J.-P. Petit, La zone de décrochement de Tizi n'Test et son fonctionnement depuis le Carbonifère, thèse 3<sup>e</sup> cycle, université Montpellier-2, 1976, 250 p.
- [17] J.-P. Petit, S. Raynaud, J.-P. Cautru, Microtectonique cassante lors du plissement d'un conglomérat (Mio-Pliocène du Haut Atlas, Maroc), *Bull. Soc. géol. France* (8) 1 (3) (1985) 415–521.
- [18] J.-P. Petit, M. Mattauer, Palaeostress surimposition deduced from mesoscale structures in limestone: the Matelles exposure, Languedoc, France, *J. Struct. Geol.* 17 (2) (1995) 245–256.
- [19] F. Proust, J.-P. Petit, P. Tapponnier, L'accident de Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc), *Bull. Soc. géol. France* XIX (1978) 541–551.
- [20] Z. Reches, G. Baer, Y. Hatzor, Constraints on the strength of the upper crust from stress inversion of fault slip data, *J. Geophys. Res.* 97 (12) (1992) 481–493.
- [21] L.E. Ricou, Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-Eastern Asia, *Geodyn. Acta* 7 (4) (1994) 169–218.
- [22] L. Savostin, J. Sibuet, L.P. Zonenshain, X. Le Pichon, M.R. Roulet, Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since Triassic, *Tectonophysics* 123 (1986) 1–35.
- [23] J.L. Simon-Gomez, La compresion alpina y el transito a la distension en la Cadena Iberica oriental, *Bol. Geol. y Minero* XCIV (1983) 281–290.
- [24] J. Stets, P. Wurster, Zur Structurgeschichte des Hohen Atlas in Morokko, *Geol. Rundsch.* 70 (3) (1981) 801–841.
- [25] M. Taha, Apport de la microtectonique cassante au problème des trajectoires de contraintes et de leurs perturbations. Exemples du Nord de Montpellier, thèse d'État, université de Montpellier, 1986, 155 p.