

Signification Des Structures N-S Du Plateau Des Aït Maghlif (Region D’eç-Çour, Versant Meridional Du Massif Ancien Du Haut Atlas, Maroc)

Anas Emran
Fida Medina

Université Mohammed V, Institut Scientifique, Département des Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie et Télédétection (URAC 46), Agdal, Rabat

doi: 10.19044/esj.2016.v12n15p365 [URL:http://dx.doi.org/10.19044/esj.2016.v12n15p365](http://dx.doi.org/10.19044/esj.2016.v12n15p365)

Abstract

Structural study of the recent deformations of the Eç-çour area, located on the southern slope of the massif ancien of the High Atlas, has allowed us to obtain the following results: (1) In the Ait Maghlif plateau, on the northern border of the Siroua volcanic massif, the N-S structures that are bounded by the reverse Imini fault to the north and the left-lateral Tawyalt–Agandiy fault in the south, correspond to forced folds on reverse faults and related folds related to a NW-SE compression, some of which were former normal syndepositional faults that were active in Cretaceous times; an intermediate phase corresponding to a NNE-SSW compression which is thought to have triggered the Siroua volcanism; (2) along de South Atlas Fault, the recent tectonism is expressed by folding and faulting of several Quaternary alluvial fans, some of which bear reverse/dextral slickensides.

Keywords : Morocco, High Atlas, Siroua, inversion, Alpine tectonics.

Résumé

L’étude structurale des déformations récentes de la région d’Eç-çour (versant méridional du massif ancien du Haut Atlas), a permis d’obtenir les résultats suivants : (1) dans le plateau des Aït Maghlif, sur la bordure septentrionale du massif de Siroua, les structures N-S, encadrées par la faille inverse arquée d’Imini au nord et la faille senestre de Tawyalt–Agandiy au sud, correspondent à des plis forcés sur failles inverses liées à une compression NW-SE, dont certaines sont d’anciennes failles normales syndépositionnelles crétacées ; (2) une phase intermédiaire correspondant à une compression NNE-SSW serait à l’origine de l’extrusion des laves du massif de Siroua ; (3) le long de l’Accident Sud-Atlasique, la tectonique récente est

exprimée par le plissement et la rupture en failles inverses de plusieurs cônes de déjections quaternaires, dont certains portent des stries inverses dextres.

Mots clés: Maroc, Haut Atlas, Siroua, inversion, tectonique alpine.

Introduction

Le Haut Atlas est une chaîne intracontinentale issue de l'inversion d'un rift mésozoïque d'obédience téthysienne à l'est du Massif ancien, et atlantique à l'extrémité occidentale. Les principales failles atlasiques sont de direction ENE-WSW à E-W, et à jeu essentiellement inverse lié à une compression subméridienne initiée dès le Crétacé supérieur (Laville et al., 1977 ; Monbaron, 1982 ; Froitzheim, 1984), avec des phases paroxysmales au Mio-Pliocène, se continuant actuellement (par ex. Petit et al., 1985 ; Fraissinet et al., 1988 ; Zouine, 1993 ; Chellai & Perriaux, 1996 ; Aït Hssaine, 2000 ; El Harfi et al., 2001 ; Sébrier et al., 2006).

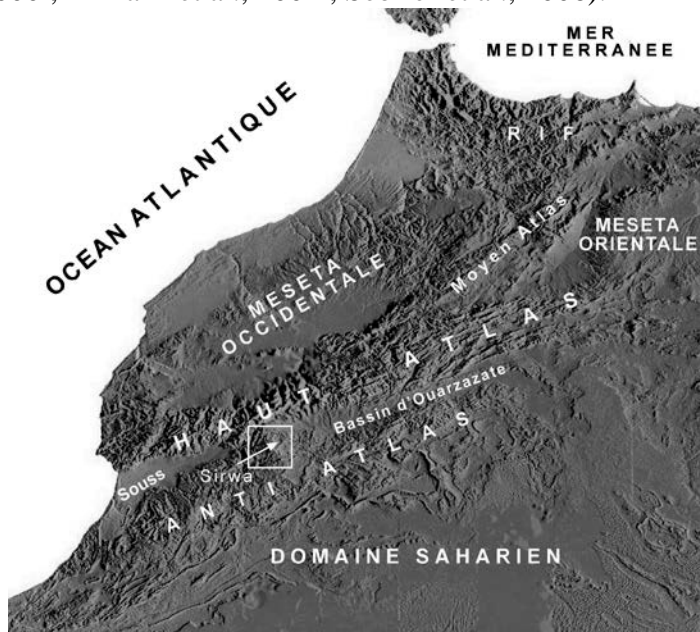


Figure 1. Domaines structuraux du Maroc nord et situation du Massif de Siroua.

Dans sa partie centrale et occidentale, la chaîne atlasique est bordée au sud par deux dépressions d'avant-pays (Fig. 1) : le bassin de Sous à l'ouest et le bassin d'Ouarzazate au centre, qui ont également enregistré les déformations compressives atlasiques (Ambroggi, 1963 ; Fraissinet et al., 1988 ; El Harfi et al., 2001 ; Benammi et al., 2006 ; Sébrier et al., 2006 ; Pastor et al., 2015). Ces deux bassins sont séparés par le massif de Siroua, promontoire constitué de formations « anti-atlasiques », lié à une anomalie thermique d'origine asthénosphérique (par ex. Seber et al., 1996 ; Teixell et

al., 2005), responsable de son soulèvement (Missenard et al., 2008 ; Balestrieri et al., 2009) et d'une importante activité volcanique d'âge mio-pliocène (Choubert et al., 1968 ; Berrahma, 1989). Ce promontoire n'est séparé de la chaîne atlasique (Massif de Tidili) que par une étroite vallée, le couloir d'Èç-çour, à formations essentiellement triasiques (El Arabi et al., 2003), parcourue par la Faille d'Azdem qui fait partie de l'Accident Sud-Atlasique.

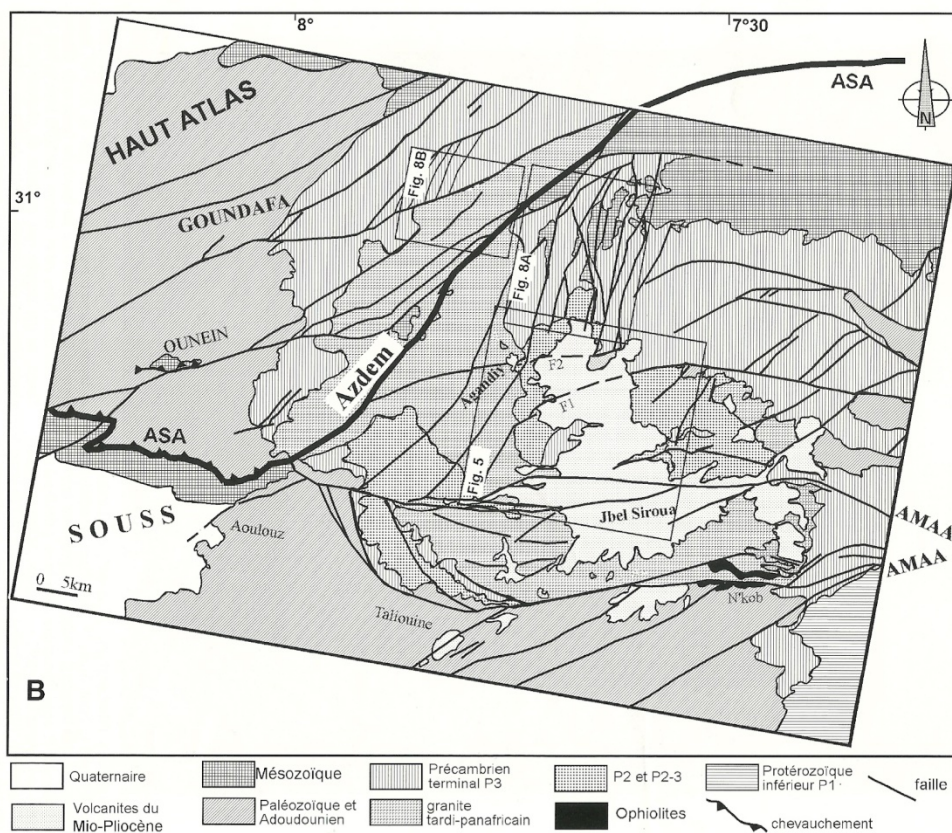


Figure 2. Principales failles du massif de Siroua selon Emran (1997) et Chorowicz et al. (2001). Le cadre 8A correspond à la zone d'étude.

Les structures les plus remarquables de la bordure nord du massif du Siroua au plateau d'Aït Marhlif sont la faille arquée d'Imini, qui limite le massif avec une direction variable, le séparant du couloir d'Èç-çour (Leprêtre et al., 2015), et un système de failles de direction « atypique » NNW-SSE à NNE-SSW orthogonale aux directions atlasiques classiques (NE-SW à WNW-ESE) qui affectent essentiellement les formations crétacées-éocènes du plateau, les découpant en demi-horsts (Choubert, 1956 ; Emran, 1997 ; Gresse et al., 2000 ; Chorowicz et al., 2001 ; Chevallier et al., 2001a). Ces structures n'avaient jusqu'ici fait l'objet d'interprétation

que par Emran (1997) et Chorowicz et al. (2001, leur figure 8A sur la figure 2) qui, sur la base de l'interprétation d'images spatiales, les ont considérés comme des fentes de tension liées à la zone de failles d'Azdem. Or, la nature réelle de leur jeu, et par conséquent leur rôle au sein du massif, restaient indéterminés sans étude de terrain.

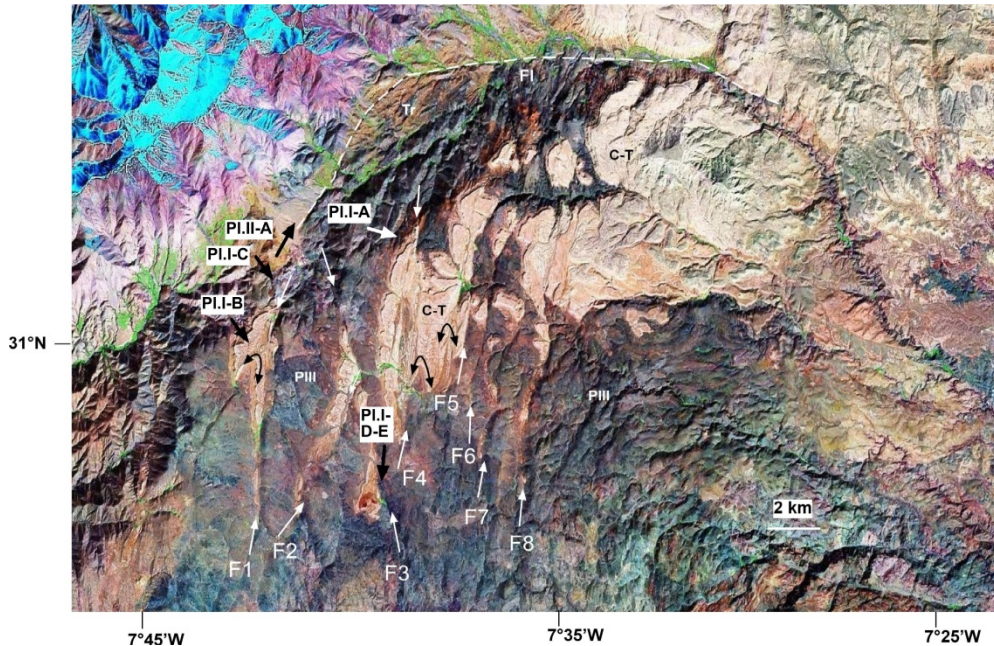


Figure 3. Image Landsat des structures du plateau d'Aït Maghlif et localisation des observations. F1 à F8, failles ; P_{III}, Précambrien ; C-T, Crétacé et Tertiaire en partie.

D'autre part, dans l'ensemble du Haut Atlas et son prolongement atlantique, de nombreux auteurs ont signalé une tectonique récente reflétée par des flexures, des plis et des failles (Weisrock, 1980 ; Medina, 1984 ; Petit et al., 1985 ; Dutour & Ferrandini, 1985 ; Fraissinet et al., 1988 ; Zouine, 1993 ; Morel et al., 2000 ; Mridekh et al., 2000 ; Mridekh, 2002 ; Medina & Rapaille, 2007 ; Pastor et al., 2012 ; Leprêtre et al., 2015). Cette activité néotectonique est le résultat d'un état de contraintes dominé par une compression horizontale de direction sub-méridienne (Dutour & Ferrandini, 1985 ; Fraissinet et al., 1988 ; Zouine, 1993 ; Morel et al., 2000).

Dans cette note, nous rapportons de nouvelles données sur les structures N-S de la bordure nord du massif de Siroua ainsi que le long du couloir d'Eç-çour, recueillies pour la plupart lors de plusieurs missions menées depuis 2002 pour l'échantillonnage des basaltes triasiques.

Cadre géologique et stratigraphie

La bordure nord du massif de Siroua est délimitée par la faille de l'Imini, de trace arquée convexe vers le nord, constituant une muraille

morphologique atteignant 500 m de dénivelée, qui se branche à l'ouest sur la zone de faille d'Azdem orientée NE-SW reliant deux segments E-W de l'Accident Sud-Atlasique (ASA). Plus au sud, sur le plateau des Aït Marhlif, apparaissent des failles de direction NNW-SSE à NE-SW, qui abaissent cartographiquement les séries méso-cénozoïques vers l'ouest (Fig. 2). Vers le nord, l'observation détaillée des images satellite montre que les traces de ces failles ne traversent pas la faille de l'Imini, alors que vers le sud, elles rejoignent la faille ENE-WSW de Tawyalt–Agandiy à jeu senestre, et pour les plus occidentales, la branche nord de l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas (Choubert, 1956 ; Chorowicz et al., 2001).

La région d'Eç-çour comporte un socle précambrien et une couverture triasique et crétacée (Fig. 4), surmontées par des cônes de déjection récents (cf. Fig. 5).

Les formations du socle précambrien appartiennent au Groupe de Ouarzazate. Ce sont principalement des andésites, des rhyolites et des brèches volcaniques (Fig. 2, P_{III}). Le Trias est représenté par des conglomérats, grès et argiles (Groupe de Timenkar ; El Arabi et al., 2003) surmontés par des basaltes tholéïtiques datés de 199 Ma à Tiourjda (Marzoli et al., 2004). Le Jurassique, qui apparaît dans l'est du secteur, est représenté par des conglomérats, des grès rouges, des siltites et des argilites rouges (formations d'Oumila et de Tamrhakht).

Le Crétacé du plateau des Aït Marhlif (Fig. 4 : Groupe d'Imini ; C-T sur la figure 3), que nous détaillons, comporte les unités suivantes, selon Chevallier et al. (2001b) :

- Formation de Tala, comportant le membre conglomératique d'Ouguizene (2 à 11 m) à la base, et le membre gréseux d'Izagzaoun (10-60 m) ; ce terme est probablement celui qui a été interprété sur la feuille Ouarzazate au 1/500.000 (Choubert, 1956) comme Trias ;
- Formation de Tibhart : dolomie massive et dolomie gréseuse à exogyres, datée du Campanien (2-20 m) ;
- Formation d'Azdem : marnes rouges, dolomies sableuses et dolomies subordonnées datée du Maastrichtien (5-10 m) ; cette formation n'apparaît que dans le sud-ouest de la région ;

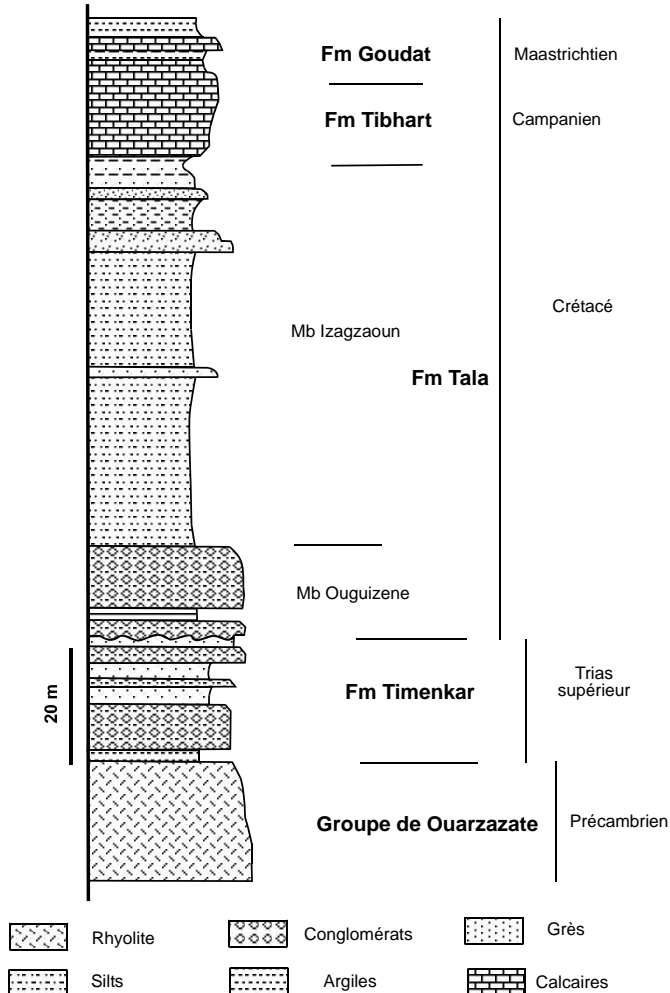


Figure 4. Colonne stratigraphique des formations observées dans le plateau d’Aït Maghelif (d’après Chevallier et al., 2001b).

– Formation de Goudat : 10 m (50 m à l’Est) de marnes, sables argileux, siltites, dolomies et gypse, attribuée au Maastrichtien.

Trois autres formations apparaissent plus à l’Est :

– Formation de Tanaldat : cantonnée au plateau d’Imaghoudene, elle est composée de grès argileux, siltites, grès marneux et calcaires d’âge Crétacé terminal (?) ; l’épaisseur est de 180 m ;

– Formation d’Agguioun : conglomérats calcaires à rognons de cherts, épais de 10-15 m, attribués à l’Eocène basal ;

– Formation d’Angelz : 2 à 5 m de cherts.

Plus au nord, et contrairement à la région située plus à l’est, où se développe le bassin de Ouarzazate à série plus complète (El Harfi et al., 2001), la dépression du Couloir d’Eç-çour n’est recouverte que par de grands

cônes de déjection quaternaires (Fig. 3), qui se développent en direction du sud, vers le segment occidental de la faille de l’Imini, dont le compartiment sud forme une vraie muraille morphostructurale. Quatre cônes de déjection ont été cartographiés (Chevallier et al., 2001a, b) ; ils ont été désignés Q3a à Q3d du plus récent (le plus bas) au plus ancien (le plus haut).

Structure

Plateau des Aït Maghliif

Sur le terrain, la faille d’oued Imini (Fig. 3), à trace verticale ici (Chevallier et al. 2001a) apparaît sous la forme d’un réseau anastomosé de failles à jeu polyphasé. Nous avons pu déterminer deux jeux principaux : un premier jeu normal triasique et un deuxième jeu inverse/décrochant, post-triasique. Le long de la trace de l’accident principal, le jeu triasique est souligné par un système de failles normales de direction ENE-WSW à effondrement vers le NNW. L’escarpement de la bordure septentrionale montre encore les reliques de demi-grabens perchés, délimités par des failles de direction N50, sur lesquels les formations crétacées reposent en discordance (Pl. I, A). Le jeu post-triasique est marqué par la verticalisation de certaines failles normales triasiques, et par des failles inverses à vergence nord.

Pour Chevallier et al. (2001b), « le style tectonique général du Groupe d’Imini correspond à une série de blocs limités par des failles NNE, et affaîssés en paliers vers l’ouest, entraînant la formation de structures monoclinales et anticlinales ouvertes. Le long de ces failles, les couches sont parfois portées à la verticale. Il semble que ces failles alpines NNE aient existé avant le dépôt du Groupe Imini et aient été réactivées par des décrochements senestres. Cette série de failles normales synsédimentaires (c’est-à-dire d’âge crétacé) de direction NNE est à relier au système de failles senestres de direction N70E réactivées durant la mise en place du Rift triasique du Haut Atlas (Beauchamp, 1988)».

L’observation des images satellite du plateau d’Aït Marhliif nous a permis de répertorier un total de 8 failles, dont 6 (Fig. 3, F1, F4 à F8), subparallèles, sont de direction N010. Les deux autres sont de direction N020 (F2), et N160 (F3). La faille F3 recoupe nettement la faille F2. Les images et les observations au sol fournissent peu d’informations sur les valeurs précises du pendage des plans de faille en raison de la faiblesse de l’érosion, qui n’a entamé les plans que sur la bordure septentrionale (Fig. 3). Cependant, il a été possible d’observer des jeux certains sur les failles les plus occidentales (F1 et F3 sur Fig. 3).

La faille la plus occidentale du secteur (F1), est de direction cartographique N-S, mais à tracé variable (Fig. 3) : NNE-SSW au nord et au

Planche I



Planche I. Structures du plateau des Aït Maghelif. A, reliques de demi-grabens triasiques perchés, sur lesquels les formations crétacées reposent en discordance (vue vers l’est) ; B, synclinal dissymétrique à flanc ouest de faible pendage associé à la faille F1 (vue vers le SW) ; C, ensemble de stries sur les roches volcaniques du P_{III} indiquant un jeu inverse à composante senestre de la faille F1; D, brèche intraformationnelle épaisse au contact P_{III}-Crétacé (vue vers le sud) le long de la faille d’Aït Kolla ; E, jeu normal avec des stries subverticales.

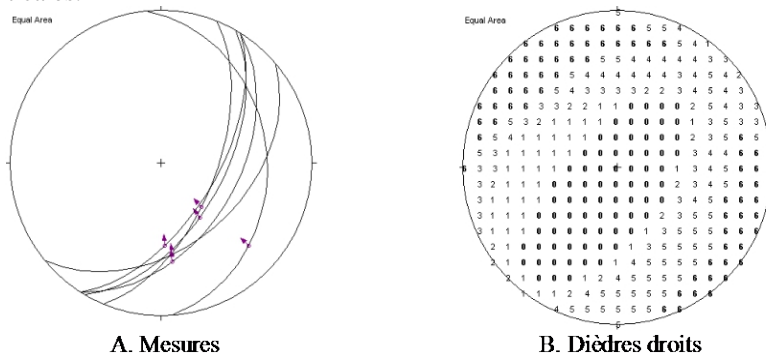


Figure 5. A, traces cyclographiques et orientation des stries sur les plans de faille observés sur la faille F1 à son extrémité nord ; B, Détermination de l’orientation de la zone en compression (valeur 6) à l’aide de la méthode des dièdres droits.

sud, N-S au milieu. Sur le terrain, nous avons mesuré une direction N22 et à pendage de 60° vers l'est dans l'extrémité nord de la faille, où le plan est bien dégagé par des ravins parallèles à sa direction. Elle y met en contact inverse le P_{III} du compartiment oriental surélevé avec les formations crétacées. Ce plan se prolonge nettement plus au nord au sein des formations précambriennes, mais ne semble pas traverser la faille d'Imini.

A cet endroit, les formations crétacées dessinent un anticlinal à axe fortement plongeant vers le sud, puis un synclinal dissymétrique à flanc ouest de faible pendage (Fig. 3 ; Pl. I, B). Le plan de faille, sur lequel se sont développés des travertins récents, montre un ensemble de stries sur les roches volcaniques du P_{III} (x=279,2 ; y= 447,7), indiquant un jeu inverse à composante senestre (Pl. I, C). L'analyse de 6 stries à l'aide du logiciel FaultKin permet de déterminer une direction de compression NW-SE avec une extension subverticale (Fig. 5). Le traitement par le logiciel R4DT (Angelier 1990) montre que l'axe s_1 est orienté N326 avec un plongement de 12°, l'axe s_3 étant orienté N202 avec un plongement de 68°. La valeur du rapport $F = (s_2-s_3)/(s_1-s_3)$ est de presque 1 (magnitude de s_2 proche de celle de s_1), mais le nombre de mesures (6) est insuffisant pour déterminer un tenseur plus fiable.

La faille F3 (correspondant à la Faille d'Aït Qalla ou Kolla de Chevallier et al. 2001b) est de direction N160 sur toute sa longueur, et sa trace est nettement soulignée par un escarpement de chevauchement dans le compartiment oriental (Fig. 3). Le plan de la faille est assez dégagé à Iferkhess n'Oughbalou, le long de la piste menant de Tizgui à Aït Kolla (x=283,5 ; y=441,8) ; il y met en contact les andésites du P_{III} du compartiment oriental, avec un niveau verticalisé, constitué d'une brèche intraformationnelle épaisse d'une dizaine de mètres, appartenant probablement à la formation crétacée de Tibhart (Pl. I ; D). Plus au sud, près de l'ancienne mine à Mn et Fe d'Aghbalou n'Tagout (x= 282,9; y= 440,8), un plan de direction et de pendage parallèles à la trace cartographique de la faille, déblayé par les travaux miniers, montre clairement le jeu normal avec des stries subverticales (Pl. I, E).

Couloir d'Eççour

Le versant méridional du Haut Atlas central au nord-ouest de Ouarzazate est longé par l'Accident Sud-Atlasique (ASA), constitué d'un réseau de failles inverses majeures auquel est associé un grand escarpement morphologique bien visualisé à l'aide des MNT (Chorowicz et al. 2001). Dans cette région, l'ASA met en contact les formations du Groupe de Ouarzazate au nord, sur celles, plus tendres, du Trias du bassin d'Eççour, qui forment une dépression allongée au pied de l'ASA entre le Haut Atlas et le massif du Siroua (Dresch 1941). Par endroits, les formations triasiques

sont intégrées au système de failles chevauchantes atlasiques (Chevallier et al. 2001a).

L'analyse de la carte géologique de la région au nord d'Eç-çour montre que le long de la trace de l'ASA, les apex de la plupart des cônes de déjection quaternaires et des glaciers s'arrêtent en contrebas de l'ASA ; cependant, le cône le plus élevé topographiquement (Q3c selon la nomenclature de Chevallier et al. 2001a, b; Fig. 3) s'en rapproche par endroits ou le recouvre. Parmi les nombreux cônes visités entre Eç-çour et Agouim, seul un petit cône situé au nord-est immédiat de douar Eç-çour, apparaît nettement affecté par le rejeu de l'ASA, comme l'ont cartographié Chevallier et al. (2001b ; Fig. 6).

Le cône affecté est entaillé par un ravin qui l'a découpé en deux tables. La rive gauche du ravin (Lambert $x=289,412$; $y=460,793$) montre une bonne coupe des formations du cône, qui correspondent à un cailloutis à éléments de granite rose (P_{III}), dont la taille maximale des galets est de 2 cm dans la partie distale et de 30 cm près de l'apex. Ce dernier est nettement affecté par l'ASA avec un pendage très faible, mais le plan n'est pas assez dégagé pour le mesurer (Pl. II, B). Sur la rive droite, où le cône est mieux dégagé, la base du cailloutis est affectée par une faille normale, apparemment gravitaire, qui la décale de 1 m environ, puis plus en amont, par une faille inverse qui rebrousse l'apex du cône, mettant des argilites triasiques au-dessus du cailloutis (Pl. II, C). Le plan de faille est de direction générale N55. A son contact, un galet de granite appartenant au cône porte des stries fraîches ; le plan mesuré est de direction N63; 60°N avec des stries à pitch de 30°W, ce qui témoigne d'une forte composante dextre du jeu de la faille.

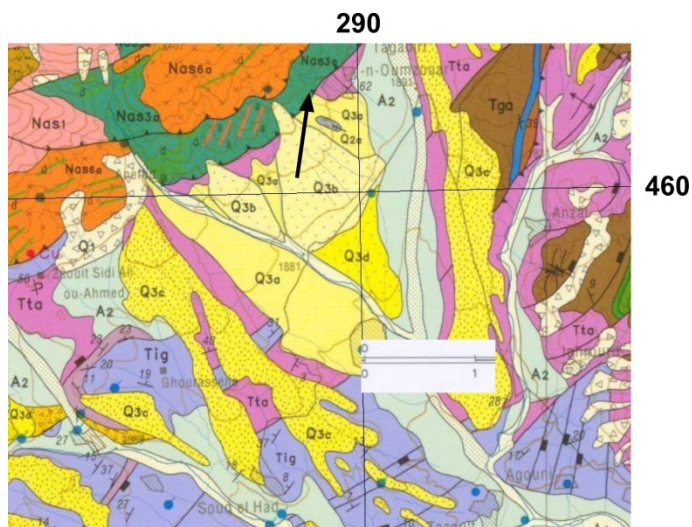


Figure 6. Extrait de la carte géologique d'Eççour (Chevallier et al., 2001a) où se situent les observations indiquées sur la planche II, B et C.



Figure 7. Image Google Maps montrant les cônes déformés illustrés dans la Planche II, D.
Planche II

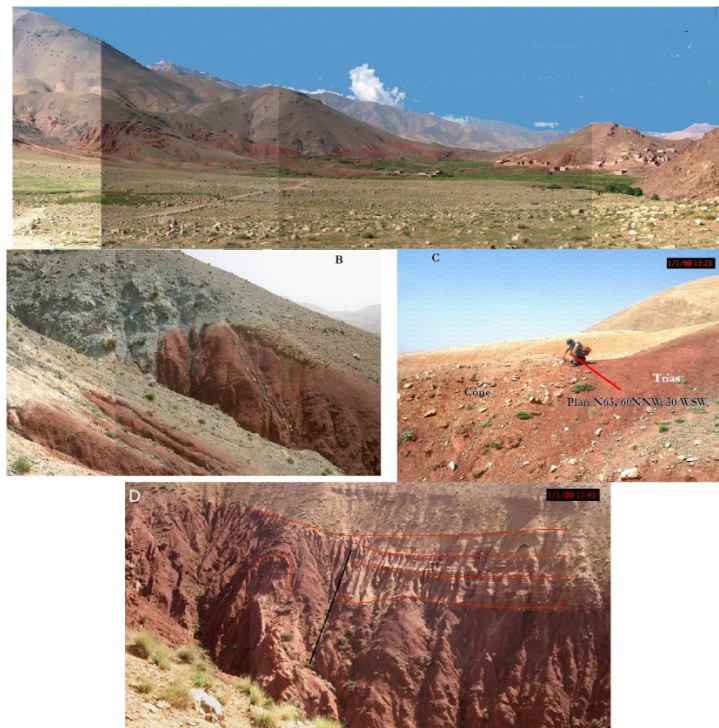


Planche I. A, Vue vers l'est du couloir d'Eç-çour et de l'Accident Sud-Atlasique depuis le cône au NW du plateau d'Aït Maghlif (localisation dans Fig. 3) ; B, Vue vers l'est du chevauchement du compartiment nord à armature paléozoïque sur les formations triasiques et découpage de l'apex d'un cône Q3d (localisation dans la figure 6) ; C, même site mais vu vers l'ouest montrant le contact des formations triasiques sur le Quaternaire ; D, Deux cônes superposés dont le plus bas est affecté par une faille et le plus haut par un pli (localisation dans la figure 7).

Un autre exemple peut être observé plus à l'est, au nord d'Igadaïn, au point de coordonnées GPS 31°10'24.66"N×7°29'35.27"W (carte Bou Tazoult). A cet endroit, un cône (q3C ?) montre deux niveaux de remplissage (Pl. II, D): les couches du niveau supérieur sont peu déformées, avec un léger pendage vers l'aval; en revanche, les couches du niveau inférieur s'amincissent et convergent vers le NW. Ce dispositif peut être interprété comme lié au remplissage sédimentaire des ravins; cependant, l'amincissement des bancs a lieu exactement à l'aplomb d'un plan de faille affectant le Trias et associé à un petit anticlinal fermé dans le compartiment NW. Par conséquent, il est possible que l'amincissement soit lié au jeu de la faille, qui serait dans ce cas inverse en raison de la convergence des bancs.

Dans le reste du versant nord de la vallée, nous n'avons pas observé d'autres failles, mais les glacis sont parfois assez redressés près de l'ASA, comme au point $x=292$; $y=262,057$; ou bien montrent des structures de remaniement de paquets de basaltes et d'argilites triasiques de taille métrique au sein des cônes (Chevallier et al., 2001a), témoignant d'importants glissements probablement syntectoniques.

En conclusion, cette observation confirme que les failles de l'ASA dans la bordure nord du couloir d'Eç-çour ont été actives au Quaternaire, et se reflètent par le rejeu inverse dextre sur des plans NE-SW, correspondant à des failles inverses tertiaires préexistantes, et par des flexurations importantes des cônes de déjection. Cependant, nous n'avons pas observé un jeu plus récent que celui affectant le cône Q3a, en raison de la position basse des apex des cônes plus récents par rapport à la trace de l'ASA. Ce jeu dextre observé est tout à fait compatible avec une zone de relais N-S senestre.

La phase la plus récente est conforme aux données les plus récentes sur le mouvement des plaques basées sur les mesures GPS, qui suggèrent une direction de raccourcissement N116 sur la bordure sud du Haut Atlas (Fadil et al., 2006).

Interprétation et discussion

D'après les données recueillies dans la partie nord du plateau d'Aït Maghlif, les failles de direction subméridienne sont en majorité des failles inverses de socle à composante senestre, s'accommodant dans la couverture par des plis forcés (forced folds). Cependant, certaines failles, à l'image de F3, sont manifestement d'anciennes failles normales synsédimentaires actives pendant le Crétacé. Par conséquent, il est plausible de considérer qu'au moins certaines failles sont préexistantes.

Le système N-S se termine vers le nord contre la faille d'Imini, au delà de laquelle il ne s'observe plus, laissant la place à des failles inverses de direction NE-SW à E-W. Vers le sud, les failles les plus orientales s'arrêtent contre la faille arquée de Tawyalt – Agandiy, orientée ENE-WSW

(Chorowicz et al., 2001 ; leur faille F2), à jeu récent senestre inverse. Les failles N-S les plus occidentales se prolongent plus au sud, atteignant la branche septentrionale de l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas (AMAA), de direction E-W et à jeu récent également senestre inverse (Chorowicz et al., 2001).

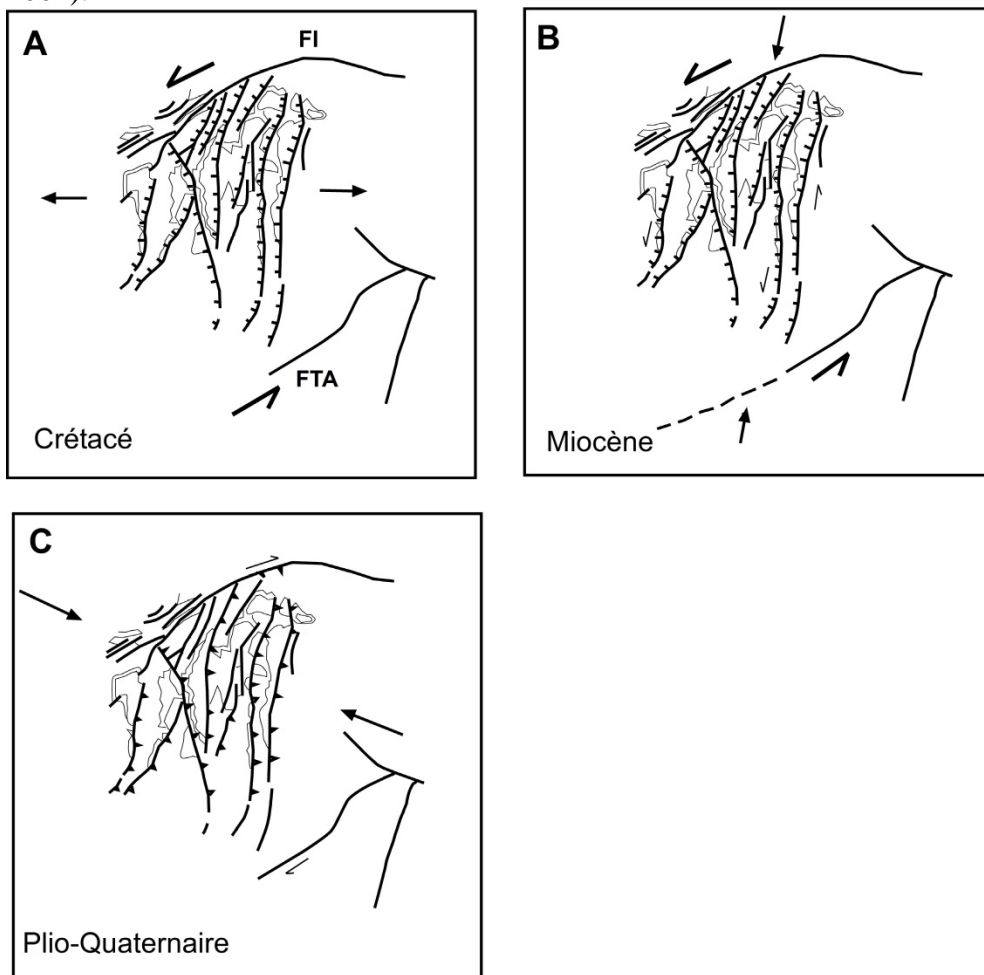


Figure 8. Modèle d'évolution des structures d'Aït Maghelif. A, Extension E-W au Crétacé – Eocène générant des failles normales (FI = Faille de l'Imini ; FTA = Faille de Tawyalt – Agandiy) ; B, Compression NNE-SSW au Miocène – jeu décrochant et ouverture des fentes et volcanisme (Chorowicz et al., 2001) ; C, Compression NW-SE au Plio-Quaternaire – jeu inverse senestre

Par conséquent, on doit admettre soit que les failles encadrantes (Imini, Tawyalt–Agandiy et AMAA) sont postérieures au réseau N-S, soit que l'ensemble du dispositif correspond à un système de relais entre ces failles majeures senestres ; dans ce cas, le jeu senestre observé par

Chorowicz et al. (2001) serait plus ancien, de l'âge de la mise en place du volcanisme mio-pliocène du massif de Siroua.

Le modèle exposé dans la figure 8 retrace l'histoire géologique de la région d'Eç-çour depuis le Crétacé :

– la première étape est une distension grossièrement E-W au Crétacé supérieur, qui engendre des failles normales synsédimentaires de direction N-S ; cette phase, probablement liée à un jeu senestre (normal) des failles majeures ENE-WSW, a été également décrite dans le Haut Atlas occidental (Medina, 1994, Fig. 90, p. 144) ;

– au Miocène, lors de la phase compressive majeure du Haut Atlas, les accidents E-W jouent en décrochements senestres inverses, en relation avec une compression de direction NNE-SSW ; la mise en place des laves dans l'ensemble du plateau de Siroua est liée à cette phase à la faveur de l'ouverture de fentes de tension dans les relais distensifs (Chorowicz et al. 2001) ; dans ce cas, les failles NNE-SSW auraient joué en décrochements dextres inverses ou des failles normales ;

– au Plio-Quaternaire, la compression se réoriente, devenant NW-SE ; les accidents majeurs E-W jouent en failles inverses dextres, relayés par le système de failles N-S à jeu senestre inverse ; ce jeu est très similaire à celui déterminé sur les plans des mécanismes au foyer déterminés dans le Haut Atlas (Medina & Cherkaoui, 1991, 1992) et dans l'Anti-Atlas (Bensaid et al., 2012).

La phase crétacée a été reconnue également par les études thermo-chronologiques des traces de fission de l'apatite (Missenard et al., 2008 ; Balestrieri et al., 2009) qui suggèrent une phase de subsidence modérée conduisant à un recuit partiel des traces de fission et par conséquent au rajeunissement de leur âge..

La chronologie des phases les plus récentes et les directions de raccourcissement sont similaires à celles déterminées par Fraissinet et al. (1988) et Zouine et al. (1992) pour la partie orientale du bassin d'Ouarzazate et le Haut Atlas central respectivement, ce qui témoigne d'une certaine homogénéité de la déformation le long du versant méridional du Haut Atlas. De même, les résultats obtenus à l'aide de la thermochronologie indiquent une exhumation finale au Miocène (Missenard et al., 2008 ; Balestrieri et al., 2009).

La phase la plus récente enregistrée le long des failles affectant les dépôts quaternaires est conforme aux données sur le mouvement des plaques basées sur les mesures GPS, qui suggèrent une direction de raccourcissement N116 sur la bordure sud du Haut Atlas (Fadil et al., 2006).

Conclusion

L'étude structurale des déformations récentes de la région d'Eç-çour, située sur le versant méridional du Haut Atlas central, a permis d'arriver aux conclusions suivantes :

– dans le plateau des Aït Maghlif, sur la bordure septentrionale du massif de Siroua, les structures N-S encadrées par la faille inverse arquée d'Imini et la faille sénestre de Tawyalt – Agandiy correspondent à des plis-failles inverses liées à une compression NW-SE, dont certaines sont d'anciennes failles normales synsédimentaires crétacées ; une phase intermédiaire correspondant à une compression NNE-SSW serait à l'origine de l'extrusion des laves du massif du Siroua ;

– le long de l'Accident Sud-Atlasique, la tectonique récente est exprimée par le plissement et la rupture en failles inverses des plusieurs cônes de déjections quaternaires, dont certains portent des stries inverses dextres.

Remerciements

Nous tenons à remercier M. Abidar, agent d'autorité du Douar Eç-çour, qui a assuré la logistique de la mission et M. Abdelkbir El Bekraoui, chauffeur à l'Institut Scientifique, qui nous a accompagnés sur le terrain.

References :

- Aït Hssaïne, A. (2000). Evolution géomorphologique du piémont sud-atlasique dans la région de Taroudant (SW-Maroc) au cours du Tertiaire et du Pléistocène inférieur. Bull. Inst. Sci., Rabat, 22, 17-28.
- Ambroggi R. (1963). Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. Notes & Mém. Serv. géol. Maroc, 157, 322 p.
- Angelier, J. (1990). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. Geophysical Journal International, 103(2), 363-376.
- Beauchamp, J. (1988). Triassic sedimentation and rifting in the High Atlas (Morocco). Triassic–Jurassic Rifting, Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins, Part A: Development of Geotectonics: Amsterdam, Elsevier, 477-497.
- Benammi, M., Toto, A.E. & Chakiri, S. (2006). 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.
- Balestrieri, M. L., Moratti, G., Bigazzi, G. & Algouti, Ah. (2009). Neogene exhumation of the Marrakech High Atlas (Morocco) recorded by apatite fission-track analysis. Terra Nova, 21, 75-82.

- Bensaid, I., Cherkaoui, T. E., Medina, F., Caldeira, B., Buforn, E., Emran, A. & Hahou, Y. (2012). The 1992 Tafilalt seismic crisis (Anti-Atlas, Morocco). *Journal of Seismology*, 16(1), 35-53.
- Berrahma M. (1989). Etudes pétrographiques des laves récentes du massif de Siroua (Anti-Atlas, Maroc). Thèse, Université Laval, Canada, publiée in Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 380 (1995), 139 p.
- Chellai, E. H., & Perriaux, J. (1996). Evolution géodynamique d'un bassin d'avant-pays du domaine atlasique (Maroc): exemple des dépôts néogènes et quaternaires du versant septentrional de l'Atlas de Marrakech. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 322(9), 727-734.
- Chevallier, L.P., Thomas R.J., Gresse P.G., Macey P.H. & Thomas R.J. (2001a). Carte géologique du Maroc, feuille Douar Eç-çour, au 1/50.000. Notes, & Mém. Serv. Géol. Maroc, 421.
- Chevallier, L.P., Gresse, P.G., Macey P.H., Thomas R.J., Martini J.E.J., Harmer R.E., Eglinton B.M. & Armstrong R.A. (2001b). Carte géologique du Maroc, feuille Douar Eç-çour, au 1/50.000. Mémoire explicatif. Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc, 421bis, 178 p.
- Chorowicz J., Emran A. & Alem E.M. 2001. Tectonique et venues volcaniques en contexte de collision, exemple du massif néogène du Siroua (Atlas marocain): effets combinés d'une transformante et de la suture panafricaine. *Can. J. Earth Sci.*, 38, 411-425.
- Choubert, G. (1956). Carte géologique du Maroc au 1/500.000, feuilles Marrakech, Ouarzazate. Rabat, Ouida. Serv. géol. Maroc, Rabat.
- Choubert, G. & Faure-Muret, A. (1962): Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, I, 447-527.
- Choubert G., Charlot R., Faure-Muret A., Hottinger L., Marçais J. Tisserant D. & Vidal P. (1968). Note préliminaire sur le volcanisme messinien «pontien» au Maroc. *C.R. Acad. Sciences Paris*, 266, sér. D, 197-199.
- Dutour, J. & Ferrandini, J. (1985): Nouvelles observations néotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech et le Haouz central (Maroc). Apports sur l'évolution récente d'un segment du bâti atlasique. *Rev. Géol. dyn. & Géogr. phys.*, 26, 285-297.
- El Arabi E.H., Ferrandini J. & Essamoud R. 2003. Triassic stratigraphy and structural evolution of a rift basin: the Eç çour basin, High atlas of Marrakech, Morocco. *J. Afr. Earth Sci.*, 36, 29-39.
- El Harfi, A., Lang, J., Salomon, J., & Chellai, E. (2001). Cenozoic sedimentary dynamics of the Ouarzazate foreland basin (central High Atlas Mountains, Morocco). *International Journal of Earth Sciences*, 90(2), 393-411.

- Emran, A. (1997). Télédétection dans l'Anti-Atlas central : utilisation pour la cartographie géologique appliquée à l'analyse tectonique et à la recherche Minière. Thèse d'Etat, Faculté des Sciences, Rabat.
- Fadil, A., Vernant, P., McClusky, S., Reilinger, R., Gomez, F., Ben Sari, D., Mourabit, T., Feigl, K. & Barazangi, M. (2006). Active tectonics of the western Mediterranean : geodetic evidence for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco. *Geology*, 34, 7, 529-532.
- Fraissinet, C., Zouine, M., Morel, J.L., Poisson, A., Andrieux, J. & Faure-Muret, A. (1988). Structural evolution of the southern and northern Central High Atlas in Paleogene and Mio-Pliocene times. In: Jacobshagen, V.H. (ed.): *The Atlas system in Morocco*. Lect. Notes in Geosci., Springer-Verlag, 15, 275-291.
- Frizon de Lamotte, D., Saint-Bézar, B., Bracène, E. & Mercier, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19: 740-761.
- Froitzheim, N. (1984): Oberkretazische Vertikaltektonik im Hohen Atlas SW' von Marrakech/Marokko- Rekonstruktion eines Bewegungsablaufs im Frühstadium der Atlas-Orogenese. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, (8), 463-471.
- Gresse, P.G., De Beer, C.H., De Cock, G.S., Thomas, R.J. & Chevallier, L.P. (2000). Carte géologique du Maroc, feuille Tachoukacht, au 1/50.000. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 393.
- Laville, E., Lesage, J.L. & Seguret, M. (1977). Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain; aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), 527-539.
- Leprêtre, R., Missenard, Y., Saint-Bezar, B., Barbarand, J., Delpech, G., Yans, J., Dekoninck, A. & Saddiqi, O. (2015). The three main steps of the Marrakech High Atlas building in Morocco: structural evidences from the southern foreland, Imini area. *Journal of African Earth Sciences*, 109, 177-194.
- Marzoli, A., Bertrand, H., Knight, K.B., Cirilli, S., Buratti, N., Vérati, C., Nomade, S., Renne, P.R., Youbi, N., Martini, R., Allenbach, K., Neuwerth, R., Rapaille, C., Zaninetti, L. & Bellieni, G. (2004). Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*,
- Medina, F. (1984). Présence d'un accident affectant le Quaternaire de la région d'Ameskroud (Haut Atlas occidental). *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 8, p. 94.
- Medina, F. (1994). Evolution structurale du Haut Atlas occidental et des régions voisines du Trias à l'Actuel dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique central et de la collision Afrique – Europe. Thèse d'Etat, Université Mohammed V, Fac . Sci. Rabat, 279 p.

- Medina, F. & Cherkaoui, T.-E. (1991). Focal mechanisms of the Atlas earthquakes and tectonic implications. *Geol. Rundsch.*, 80, 639-648.
- Medina, F. & Cherkaoui, T.-E. (1992). Mécanismes au foyer des séismes du Maroc et des régions voisines (1959-1986). Conséquences tectoniques. *Eclogae geol. Helv.*, 85/2, 433-457.
- Medina, F. & Rapaille, C. (2007).- Un nouvel exemple de faille affectant les dépôts quaternaires du Haut Atlas occidental ; région de Bigoudine (Couloir d'Argana). *Bull. Inst. Sci., sect. Sci. Terre*, n°29, 37-40.
- Missenard, Y., Saddiqi, O., Barbarand, J., Leturmy, P., Ruiz, G., El Haimer, F.-Z. & Frizon de Lamotte, D. (2008). Cenozoic denudation in the Marrakech High Atlas, Morocco: insight from apatite fission-track thermochronology. *Terra Nova*, 20, 221-228.
- Monbaron, M. (1982). Précisions sur la chronologie de la tectogenèse atlasique, exemple du domaine atlasique mésogéen du Maroc. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 294(II), 883-886.
- Morel, J.-L., Zouine, E.-M., Andrieux, J. & Faure-Muret, A. (2000). Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut-atlasique (Maroc) : rôle du socle et conséquences structurales. *J. Afr. Earth Sci.* 30, 1, 119-131.
- Mridekh, A., Toto, E.A., Hafid, M. & El Ouataoui, A. (2000). Structure sismique de la plate-forme Atlantique au large d'Agadir (Maroc sud-occidental). *C.R. Acad. Sci. Paris., Sci. Terre & Planètes*, 331, 387-392.
- Mridekh, A. (2002). Géodynamique des bassins méso-cénozoïques de subsurface de l'offshore d'Agadir (Maroc sud-occidental) : contribution à la reconnaissance de l'histoire atlasique d'un segment de la marge atlantique marocaine. Thèse de Doctorat, Univ. Ibn Tofaïl, Fac. Sci. Kénitra.
- Mustaphi, H., Medina, F., Jabour, H. & Hoepffner, Ch. (1997). Le bassin du Souss (Haut Atlas occidental, Maroc) : résultat d'une inversion tectonique contrôlée par un détachement profond. *J. Afr. Earth Sci.*, 24, 1/2, 153-168.
- Pastor, À., Teixell, A. & Arboleya, M.L. (2013). Rates of Quaternary deformation in the Ouarzazate Basin (Southern Atlas Front, Morocco). *Annals of Geophysics*, 55(5), 1003-1016.
- Petit, J.P., Raynaud, S. & Coutru J.P. (1985). Microtectonique cassante lors du plissement d'un conglomérat (Mio-Pliocène du Haut Atlas- Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), I, 3, 415-421.
- Seber, D., Barazangi, M., Tadili, B.A., Ramdani, M., Ibenbrahim, A. & Ben Sari, D. (1996). Three-dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco. *J. Geophys. Res.*, 101(B2), 3125-3138.
- Sébrier, M., Siame, L., Zouine, E.M., Winter, T., Missenard, Y. & Leturmy, P. (2006). Active tectonics in the Moroccan High Atlas. *C.R. Geosciences*, 338, 65-79.

- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M. & Arboleya, M.-L. (2005). Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova*, 17, 5, 456-461.
- Weisrock, A.L.E. (1980). Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas atlantique. Thèse Paris I, 931 p. publiée dans *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 332 (1993), 488 p.
- Zouine, E.M. (1993). Géodynamique récente du Haut Atlas. Evolution de sa bordure septentrionale et du Moyen Atlas sud-occidental au cours du Cénozoïque. Thèse d'Etat, Rabat, 308 p.