

Tectonique cassante et état de contrainte dans le bassin de Tizi n'Test (Haut Atlas, Maroc) au cours de l'inversion tertiaire

Brittle tectonics and state of stress in the basin of Tizi n'Test (High Atlas, Morocco) during the Tertiary inversion

A. Qarbous¹, F. Medina¹, C. Hoepffner²

RÉSUMÉ

Pendant la phase de compression atlasique, le bassin triasique de Tizi n'Test a été le siège d'une inversion tectonique responsable de la réactivation des structures distensives triasiques. Contrairement aux concepts antérieurs mettant en jeu un régime transpressif, les failles orientées NE-SW à WNW-ESE, ont eu un jeu inverse, alors que celles de direction NW-SE à NNW-SSE ont été pour la plupart réactivées en failles décrochantes. Le jeu inverse des failles initialement normales provoque la surrection du bassin et de son socle paléozoïque avec un style en «*pop-up*». Cette inversion est aussi à l'origine d'un ensemble de synclinaux dans les compartiments inférieurs, et d'anticlinaux au niveau des compartiments supérieurs, de demi-longueur d'onde variable, et liés au mouvement vertical des failles inverses de socle. L'analyse microtectonique des striations à l'aide du logiciel R4DT a été menée dans 45 stations pour déterminer l'état de contrainte. Les 25 tenseurs les plus fiables montrent que la contrainte compressive principale σ_1 est de direction NW-SE à NNE-SSE. L'analyse de la répartition spatiale de l'axe σ_1 montre un maximum principal vers N012 et deux maxima secondaires entre N123 et N147. En l'absence d'une chronologie absolue ou relative des mouvements, nous interprétons ces directions comme liées à deux phases distinctes, dont l'âge serait, par comparaison avec les autres travaux, anti-Mio-Pliocène pour la phase N012 et Mio-Pliocène pour la phase NW-SE.

Mots clés: inversion tectonique, compression atlasique, microtectonique, bassin sédimentaire, Tizi n'Test, Haut Atlas, Maroc.

ABSTRACT

During the Atlasic compressional phase, the Tizi n'Test Triassic basin underwent a tectonic inversion responsible for the reactivation of the extensional Triassic structures. Contrary to former concepts suggesting a transpressional regime, the NE-SW to WNW-ESE trending faults had a reverse displacement, while the NW-SE to NNW-SSE ones were reactivated as strike-slip faults. The reverse motion of the initially normal faults led to the uplift of the basin and its basement in a pop-up style. This inversion is also responsible for a set of footwall synclines and hanging wall anticlines with variable half-wavelength, and related to basement reverse faulting. Striation analysis with the help of software R4DT was carried out at 45 sites in order to determine the state of stress. The 25 most reliable tensors show that the main compressive stress σ_1 trends NW-SE to NNE. Analysis of the spatial distribution of the σ_1 axis shows a main maximum at N012 and two secondary axes at N123 and N147. In absence of an absolute or relative chronology of the events, we interpret these directions as related to two distinct events, the age of which should be, by comparison with other studies, pre-Mio-Pliocene for the N012 phase and Mio-Pliocene for the NW-SE phase.

Key words: Tectonic inversion, Atlasic compression, microtectonics, sedimentary basin, Tizi n'Test, High Atlas, Morocco.

¹ Université Mohammed V - Agdal, Institut Scientifique, Av. Ibn Batouta, B.P. 703 Agdal, Rabat. Email: medina@israbat.ac.ma

² Université Mohammed V - Agdal, Faculté des Sciences, Département des Sciences de la Terre, Av. Ibn Batouta, B.P. 1014 R.P., Rabat.

Introduction

L'Atlas, branche méridionale des chaînes alpines péri-méditerranéennes, est une chaîne intracontinentale typique (Mattauer *et al.*, 1977), s'étendant sur 2.000 km avec une largeur de 60 à 80 km. Elle est encadrée par le bord septentrional de la plateforme saharienne au sud, et les Mesetas marocaine et oranaise au nord.

Au Maroc, cette chaîne, désignée sous les noms de Haut Atlas pour la branche ENE-WSW et Moyen Atlas pour la branche NE-SW, a fait l'objet de nombreuses études portant sur son évolution géodynamique. Deux stades majeurs y ont été distingués au cours de la période alpine:

1) un stade rift, de la fin du Permien au début du Jurassique, aboutissant à la genèse de nombreux bassins orientés NE-SW à E-W, liés en majorité à la Téthys, et contemporains de l'ouverture et du développement de l'Atlantique central; ces bassins se sont individualisés à travers le jeu d'anciens accidents hercyniens ou néoformés de direction principale NNE-SSW à ENE-WSW et secondaire NNW-SSE et WNW-ESE (Laville & Piqué, 1991, Piqué & Laville, 1993, Medina, 1994, 2000, Qarbous *et al.*, 2003a, b);

2) un stade d'inversion, lié au rapprochement des plaques Afrique et Eurasie à partir de la fin du Crétacé (Laville *et al.*, 1977, Froitzheim *et al.*, 1988). Les failles normales du premier stade ont été réactivées en failles inverses et en décrochements, accompagnées du plissement et du basculement de la couverture mésozoïque et de la création des reliefs atteignant plus de 4.000 m.

Situé au cœur du Massif ancien du Haut Atlas, le bassin de Tizi n'Test (fig. 1) constitue une pincée déformant un ancien système de bassins triasiques situé dans une zone de failles majeure (la Zone de failles du Tizi n'Test). Pour la phase compressive alpine, plusieurs auteurs ont suggéré un jeu décrochant senestre des failles majeures qui le traversent (par ex. Petit, 1976, Arthaud & Matte, 1977, Mattauer *et al.*, 1977, Proust *et al.*, 1977). Les mesures microtectoniques effectuées dans 7 sites situés dans les formations triasiques (Proust *et al.*, 1977, pp. 545 et 547) indiquent un raccourcissement atlasique (Z) de direction $N350 \pm 20$ (par la méthode d'Arthaud). Ce raccourcissement reflète un mouvement horizontal senestre des failles de direction NNE-SSW à ENE-WSW et dextre des failles NW-SE. Les failles inverses sont rares et de direction NW-SE ou NE-SW. Selon Proust *et al.* (1977), l'âge

du jeu senestre serait post-triasique, probablement à partir du Lias mais antérieur au Crétacé.

Depuis ces travaux, aucune étude de l'état de contrainte n'a été effectuée sur cette région, bien que celles menées ailleurs suggéraient un mouvement vertical prédominant des failles durant la période de rifting atlasique (El Kochri & Chorowicz, 1995) et lors de la compression tertiaire (Fraissinet *et al.*, 1988, El Kochri & Chorowicz, 1995, Morel *et al.*, 2000). Nos études (Qarbous, 2003, Qarbous *et al.*, 2003a, b) ont montré un jeu vertical prédominant des failles lors de la phase de rifting triasique, ainsi que lors de la compression tertiaire.

Dans cette note, nous présentons une nouvelle vision des résultats de l'étude tectonique et microtectonique des structures liées à la phase compressive dans le bassin triasique du Tizi n'Test et son socle paléozoïque (fig. 1), l'étude de la phase distensive triasique ayant fait l'objet d'une publication détaillée (Qarbous *et al.*, 2003a). La présente étude est basée principalement sur la détermination de l'état de contrainte à l'aide du logiciel R4DT (Angelier, 1990) et la caractérisation du style de déformation à travers une cartographie détaillée au 1/30.000 (Qarbous, 2003).

Cadre général du Haut Atlas

Plusieurs modèles ont été élaborés pour expliquer l'évolution de la chaîne atlasique au Maroc.

Selon Mattauer *et al.* (1977), la chaîne résulterait de la réactivation d'anciennes failles tardi-hercyniennes au cours du Mésozoïque et du Tertiaire. La compression atlasique aurait commencé à la limite Jurassique-Crétacé, avec une contrainte maximale σ_1 horizontale orientée NNE-SSW. Après cette phase, la compression atlasique reprend jusqu'à l'Actuel, avec une contrainte principale σ_1 horizontale de direction NNW-SSE, σ_3 étant verticale.

Froitzheim *et al.* (1988) proposent qu'au sein du Haut Atlas, la zone de Tizi n'Test correspond à une structure en fleur où les failles majeures à jeu inverse seraient liées à des mouvements latéraux senestres.

Pour Brede *et al.* (1992), le Haut Atlas est le résultat du jeu polyphasé de failles préexistantes de direction N045 et N070, en relation avec les mouvements le long de la faille transformante Açores-Gibraltar. Pour ces auteurs, la phase compressive aurait commencé au Sénonien et au début du Céno-

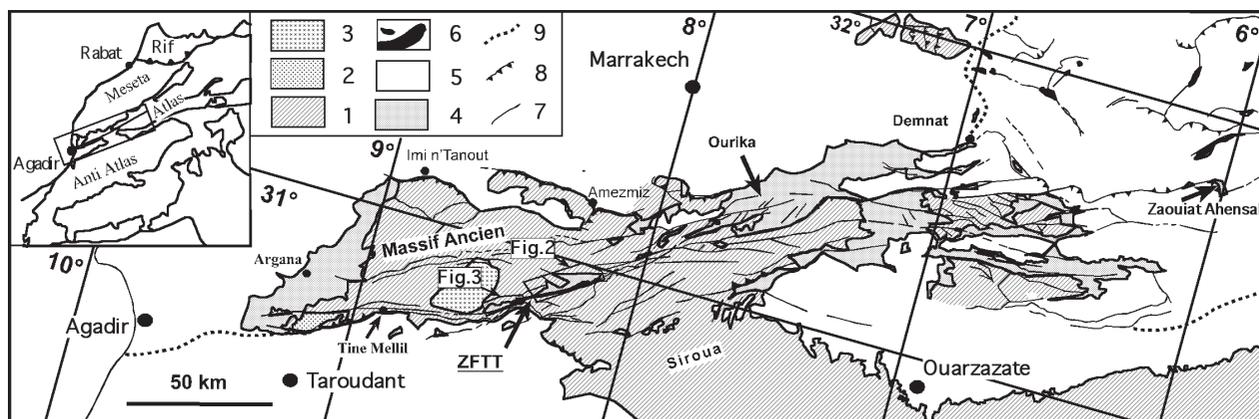


Fig. 1.—Carte de la Zone de faille de Tizi n'Test, d'après Petit (1976) et Jenny (1983). 1) Précambrien et Paléozoïque anté-stéphanien; 2) Stéphanien et Autunien; 3) granites hercyniens; 4) Trias moyen-supérieur et Permien terminal *pro parte*; 5) Dépôts post-triasiques; 6) Roches volcaniques jurassiques; 7) Faille; 8) Chevauchement majeur; 9) Limite de domaine structural.

zoïque avec des jeux modestes des accidents NE-SW réactivés en failles inverses. Le soulèvement général a lieu à l'Eocène, et se continue jusqu'à l'Actuel en relation avec le jeu inverse des failles de direction N070, associé à une émergence généralisée, tandis que les failles N045 sont à jeu inverse-décrochant avec une contrainte σ_1 orientée N160.

Selon Morel *et al.* (2000) l'évolution récente du Haut Atlas est le résultat du jeu de grandes failles inverses qui réactivent les accidents synsédimentaires mésozoïques en chevauchements ou en décrochevements de direction E-W à NE-SW, interrompus par des segments N-S à ENE-WSW. Cette évolution s'est effectuée dans un régime compressif de direction d'abord NW-SE au Miocène moyen (inférieur?), puis N-S au Quaternaire.

Les études les plus récentes (Frizon de Lamotte *et al.*, 2000, Teixell *et al.*, 2003, 2005, Arboleya *et al.*, 2004, Ayarza *et al.*, 2005) sont focalisées sur la caractérisation de la structure crustale du Haut Atlas au moyen des modélisations géophysiques sur des coupes transversales de la chaîne. Cependant, ces études ne mentionnent pas l'aspect cinématique/dynamique des failles atlasiques.

Lithostratigraphie

La période de rifting atlasique est d'âge essentiellement triasique dans l'ensemble de la chaîne (Anisien-Rhétien) et s'est prolongée au Jurassique à l'est du Massif ancien. Elle a été à l'origine de l'accumulation d'épaisses séries silico-clastiques et évaporitiques au sein de bassins structurés en gra-

bens et demi-grabens (Laville & Piqué, 1991, Medina, 2000). Dans le bassin de Tizi n'Test, ces dépôts remplissent des demi-grabens délimités par la Zone de failles de Tizi n'Test. Les failles y sont de longueur pluri-kilométrique, de direction NE-SW à ENE-WSW (Proust *et al.*, 1977, Petit & Beauchamp, 1986).

Les dépôts triasiques du bassin de Tizi n'Test montrent de grandes variations d'épaisseur de part et d'autre des failles majeures (Armand *et al.*, 1980, Petit & Beauchamp, 1986, Qarbous *et al.*, 2003a). Parmi les six unités lithostratigraphiques distinguées dans l'ensemble du Haut Atlas (Armand *et al.*, 1980), dénommées F1 à F6, seules les formations F3 à F6 ont été reconnues dans le bassin (Petit & Beauchamp, 1986, Qarbous, 2003), les formations F1 et F2 et les basaltes sommitaux étant absents. L'épaisseur cumulée peut atteindre 800 m. Dans le détail, la série comprend, de la base au sommet:

- la Formation F3, constituée de conglomérats, de microconglomérats et de grès grossiers massifs, de couleur violacée, représentant des dépôts de cône alluvial sous climat chaud et sec (Mattis, 1977, Armand *et al.*, 1980, Petit & Beauchamp, 1986);

- la Formation F4, constituée de siltites brun rouge caractérisant un dépôt de vastes playas inondées saisonnièrement (Mattis, 1977, Armand *et al.*, 1980), avec la possibilité d'influences marines (Armand *et al.*, 1980, Petit & Beauchamp, 1986);

- la Formation F5, essentiellement gréseuse, qui occupe la majeure partie des affleurements du bassin; elle est d'origine fluviatile (Mattis, 1977), deltaïque ou de plage à forte influence marine (Armand *et al.*, 1980, Petit & Beauchamp, 1986);

— la Formation F6 commence par des siltites rouge brique, surmontés par une alternance de bancs gréseux d'épaisseur métrique, et d'interbancs de siltites brune d'épaisseur métrique à décimétrique; le sommet de la formation est à nouveau silteux, de couleur brune devenant rose au sommet; cette formation a été déposée dans un milieu de plage (Armand *et al.*, 1980).

Géométrie du bassin du Tizi n'Test

Le bassin de Tizi n'Test montre un style en blocs basculés déformés liés au substratum sous-jacent, dont les failles sont issues de la réactivation d'anciens accidents hercyniens. Ceci est démontré par les nombreux exemples de superposition du jeu triasique normal au jeu tardi-hercynien inverse, ou bien par les différences d'épaisseur des formations triasiques de part et d'autre de failles normales prolongeant en surface des failles inverses (tardi-) hercyniennes (par ex. Mattauer *et al.*, 1977, Laville, 1981, Laville & Petit, 1984, Laville & Piqué, 1991, Piqué & Laville, 1993).

Du NE au SW, trois secteurs peuvent être distingués: Talat n'Yacoub-Ijoukak, Idni, et Tirknit (figs. 2 et 3).

Failles majeures

Les failles majeures les plus importantes du bassin de Tizi n'Test, de longueur plurikilométrique à hectométrique, sont les failles de Tinnel, Tadafelt, le système de failles nord-Ouchden (fig. 2) et la faille de Tirknit (fig. 3).

La faille de Tinnel est de longueur kilométrique (≈ 11 km dans le secteur). A l'ouest, elle est de direction WNW-ESE, à pendage SSW et met en contact le bloc paléozoïque de Tadafelt du compartiment de Talat n'Yacoub-Ijoukak sur la Formation F6 du compartiment de Tinnel (fig. 2, fig. 4, coupe C2). Son rejet vertical est ici d'au moins 300 m. A l'est, elle devient ENE-WSW, longeant la limite nord du synclinal de Tassaft, et son rejet diminue jusqu'à amortissement complet à Awrir n'Gouj. Le jeu inverse est superposé à un jeu normal triasique (Qarbous *et al.*, 2003; fig. 4, coupe C2).

La faille de Tadafelt limite vers le sud le compartiment de Talat n'Yacoub-Ijoukak, avec une longueur d'environ 16 km (fig. 2). Vers l'ouest, elle permet le chevauchement vers le sud du bloc paléozoïque de Tadafelt sur les formations triasiques du

compartiment d'Idni (fig. 4, coupe C3). Ce segment est de direction WNW-ESE et à pendage moyen vers le NNE. Vers le nord-est, elle devient de direction ENE-WSW, et met en contact les dépôts gréseux du synclinal de Tassaft ainsi que le bloc paléozoïque de Tadafelt sur la Formation F6 du compartiment d'Aguadirane (fig. 4, coupe C2). L'extrémité orientale de cette faille est tronquée par une faille chevauchante vers le nord, appartenant au système de failles nord-Ouchden.

Les failles nord-Ouchden sont représentées par un ensemble de plans anastomosés de longueur hectométrique à kilométrique (500 m à 18 km), qui longent au nord les formations paléozoïques de jbel Ouchden (fig. 2). Ce sont des failles de direction NE-SW, à pendage généralement fort vers le sud-est, qui permettent le chevauchement des formations paléozoïques de jbel Ouchden sur la Formation F6 des compartiments d'Aguadirane et d'Idni (fig. 4, coupe C3).

La faille de Tirknit (fig. 3, fig. 4, coupe C4) est rectiligne sur une vingtaine de kilomètres à travers le secteur éponyme, avec une direction générale ENE-WSW et un pendage de 65° NW. Elle a très probablement joué en faille inverse pendant la période de compression atlasique, jeu souligné localement par des crochons de failles inverses.

Plus ou moins parallèlement à la faille de Tirknit, la faille d'Anghour (fig. 3), de longueur hectométrique, traverse la partie orientale du secteur avec un pendage moyen vers le nord-ouest en conservant son jeu normal.

Secteur de Talat n'Yacoub

Ce secteur peut être subdivisé en trois compartiments séparés par des failles majeures de longueur kilométrique et présentant des caractéristiques tectoniques et sédimentologiques différentes (Qarbous *et al.*, 2003a): Ijoukak-Talat n'Yacoub, Tinnel et Aguadirane (fig. 2).

Le compartiment d'Ijoukak-Talat n'Yacoub correspond à une structure synclinale. Dans la partie orientale (Ijoukak) le synclinal est orienté ENE-WSW. Le flanc nord se trouve dans le prolongement oriental du compartiment de Tinnel, et le flanc sud est recoupé longitudinalement par la faille inverse d'Ijoukak puis chevauché par le socle paléozoïque encore plus au sud (fig. 2, fig. 4, coupe C1). L'augmentation des épaisseurs vers le SSE

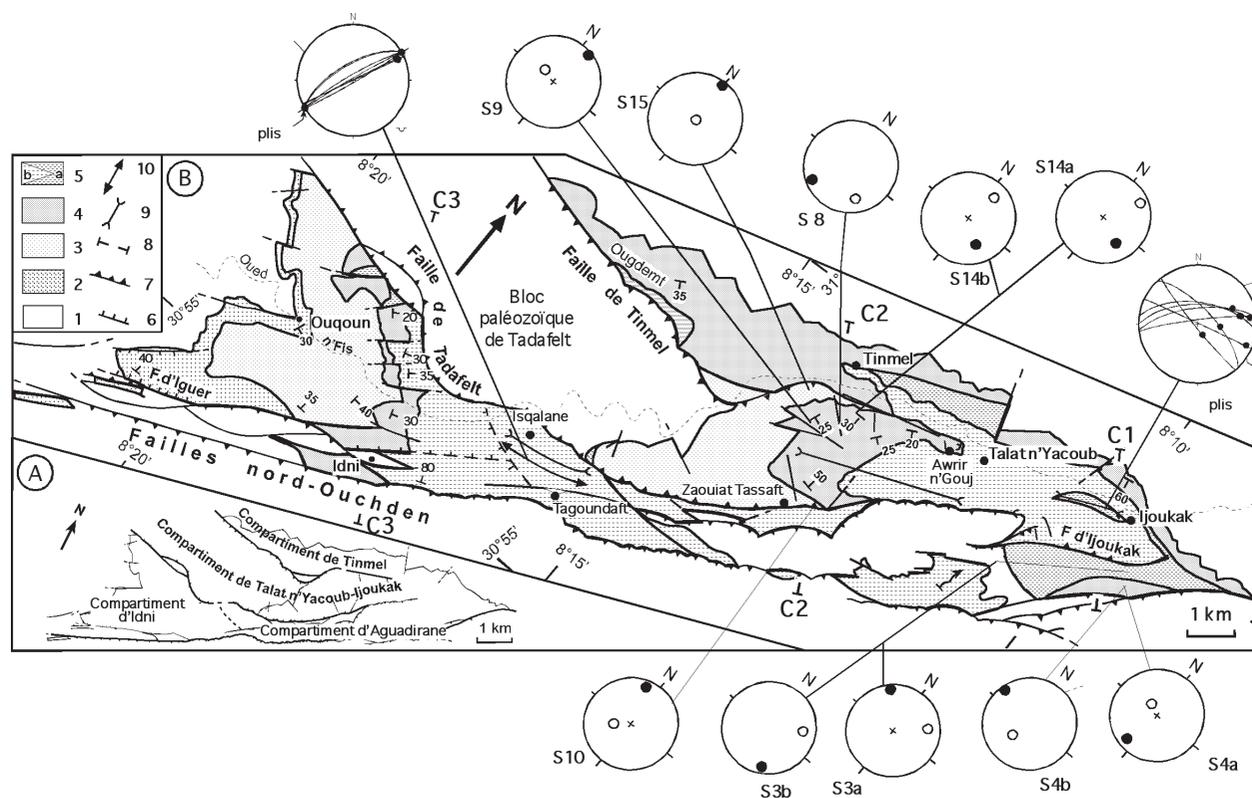


Fig. 2.—A) Nomenclature des compartiments tectoniques. B) Schéma structural des compartiments de Talat n'Yacoub-Ijoukak, Tinnel et Idni, et localisation des sites microtectoniques dans les compartiments de Talat n'Yacoub-Ijoukak et Tinnel. 1) Socle paléozoïque; 2) Formations F3 et F4; 3) Formation F5, Membre F5a; 4) Formation F5, Membre F5b; 5) Formation F6 (a, argilites; b, alternance grésopélique); 6) Faille normale; 7) Faille inverse; 8) Pendages; 9) Axe synclinal; 10) Axe anticlinal. F.N.O., Failles nord-Ouchden (Qarbous *et al.*, 2003a). Dans les diagrammes, les axes σ_1 et σ_3 sont représentés respectivement par un cercle plein et un cercle vide. Les plis sont représentés par leurs plans axiaux (traces cyclographiques) et leurs axes.

atteste du jeu normal synsédimentaire de la faille bordière méridionale (Qarbous *et al.*, 2003a). Les bancs rebroussés de la Formation F6 montrent des plis asymétriques en genou, de taille métrique. Les plans axiaux sont orientés en général E-W et WNW-ESE, à pendage subvertical ou fort vers le nord et le NNE. Les axes de ces plis sont à plongement ENE à ESE, parfois SSE (fig. 2). Ces plis peuvent être interprétés comme des plis d'entraînement liés au jeu inverse de la faille d'Ijoukak.

Plus à l'ouest, à Talat n'Yacoub, apparaît également un synclinal d'orientation ENE-WSW, dont le cœur est occupé essentiellement par la Formation F6 (fig. 2). La préservation du rejet normal attesté par les différences de remplissage sédimentaire atteste qu'il s'agit d'un demi-graben inversé (fig. 4, coupe C2). Dans la partie ouest de ce compartiment affleure le socle paléozoïque de Tadafelt, interprété comme un horst (Petit, 1976) ou un demi-horst paléozoïque (Petit & Beauchamp, 1986). Cepen-

dant, l'analyse des failles bordières (Tinnel et Tadafelt) montre qu'il s'agit en fait d'une structure inverse dissymétrique en coin extrusif (*pop-up*). Durant la phase de compression, la faille de Tadafelt a été réactivée en faille inverse chevauchante vers le sud, alors que la faille de Tinnel, qui aurait représenté une faille normale antithétique, a été reprise en retrochevauchement de pendage opposé.

Au nord, le compartiment de Tinnel est un monoclin à pendage SSE, limité au sud par la faille de Tinnel (fig. 2, fig. 4, coupe C2). Dans sa partie nord-est, il est affecté par un ensemble de failles de direction NNE-SSW et NNW-SSE, à rejet latéral apparent dextre, qui correspondent à d'anciennes failles normales basculées (Petit & Beauchamp, 1986). Vers l'ouest, il est recoupé par des failles ENE-WSW de longueur hectométrique. Le pendage de ces failles est variable, subvertical ou horizontal suite au basculement des plans des failles par le serrage atlasique majeur.

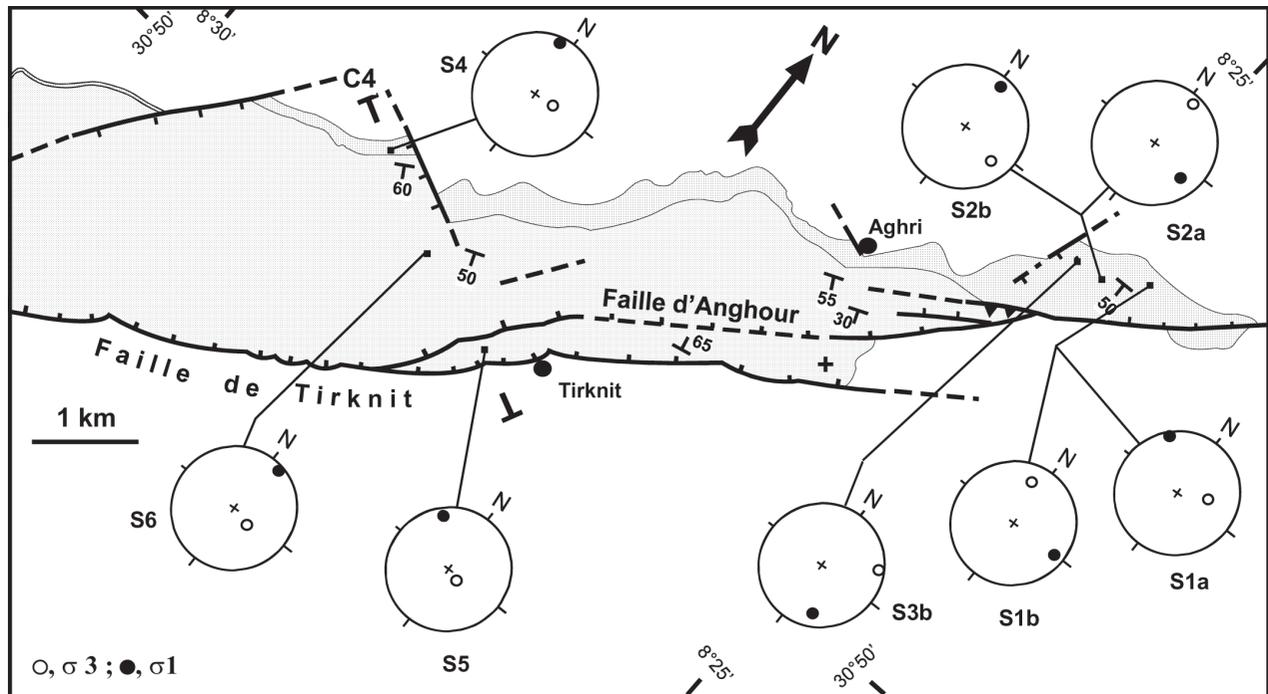


Fig. 3.—Schéma structural du secteur de Tirknit et localisation des sites microtectoniques. Figurés comme dans la figure 2.

Le compartiment d'Aguadirane est bordé au nord-ouest et au sud-est par les segments orientaux des failles de Tadafelt et du système de failles nord-Ouchden respectivement (fig. 2, fig. 4, coupe C2). Ce compartiment relativement complexe se présente sous la forme de lambeaux ou de lentilles à bords faillés. La Formation F6 y est généralement subtabulaire au sud de Talat n'Yacoub, et à fort pendage (75° S) au voisinage des failles de Tadafelt et nord-Ouchden. Vers l'ouest, près de la faille de Tadafelt, la Formation F6 est chevauchée par le flanc sud du synclinal de Zaouiat Tassaft et par le bloc paléozoïque de Tadafelt, ce qui délimite une pincée avec des plis fermés d'échelle métrique à hectométrique, d'axes N060 à N065, horizontaux ou à faible plongement vers l'ENE; les plans axiaux sont subverticaux. Au sud de la faille inverse nord-Ouchden à Tagoundaft, la Formation F6 est à faible pendage vers le sud, se redressant vers le nord près du jbel Ouchden.

Compartiment d'Ijni

Ce compartiment est limité au nord par la faille inverse de Tadafelt, et au sud par le système de failles nord-Ouchden (fig. 2). Bien que cartographiquement il soit situé dans le prolongement du com-

partiment d'Aguadirane, nous le considérons comme un compartiment à part en raison d'une faille cachée qui borde vers l'est les formations F3 à F5, qui ne ressortent plus à l'est. Sa structure générale, simple, correspond à un monoclin à pendage vers l'est (fig. 2 et fig. 4, coupe C3), sauf près du contact avec la faille d'Iguer, où les couches sont à pendage moyen vers le nord. La partie orientale de ce compartiment montre dans les grès de la partie inférieure de la Formation F5 des failles de longueur hectométrique et de direction NE-SW à ENE-WSW, et à rejets latéraux senestres et dextres de plusieurs dizaines de mètres. Ces failles ont été décrites par Beauchamp & Petit (1986).

Secteur de Tirknit

Dans ce secteur (fig. 3), les formations triasiques sont généralement basculées vers le SSE, formant le monoclin du Tizi n'Test (Petit, 1976). Elles sont limitées au sud-est par la faille de Tirknit, de longueur kilométrique, de direction NE-SW et à pendage fort vers le NW. Dans la partie nord du secteur, des failles de direction NW-SE et NE-SW, de longueur hectométrique et de rejet cartographique respectivement dextre et senestre, recoupent la base de

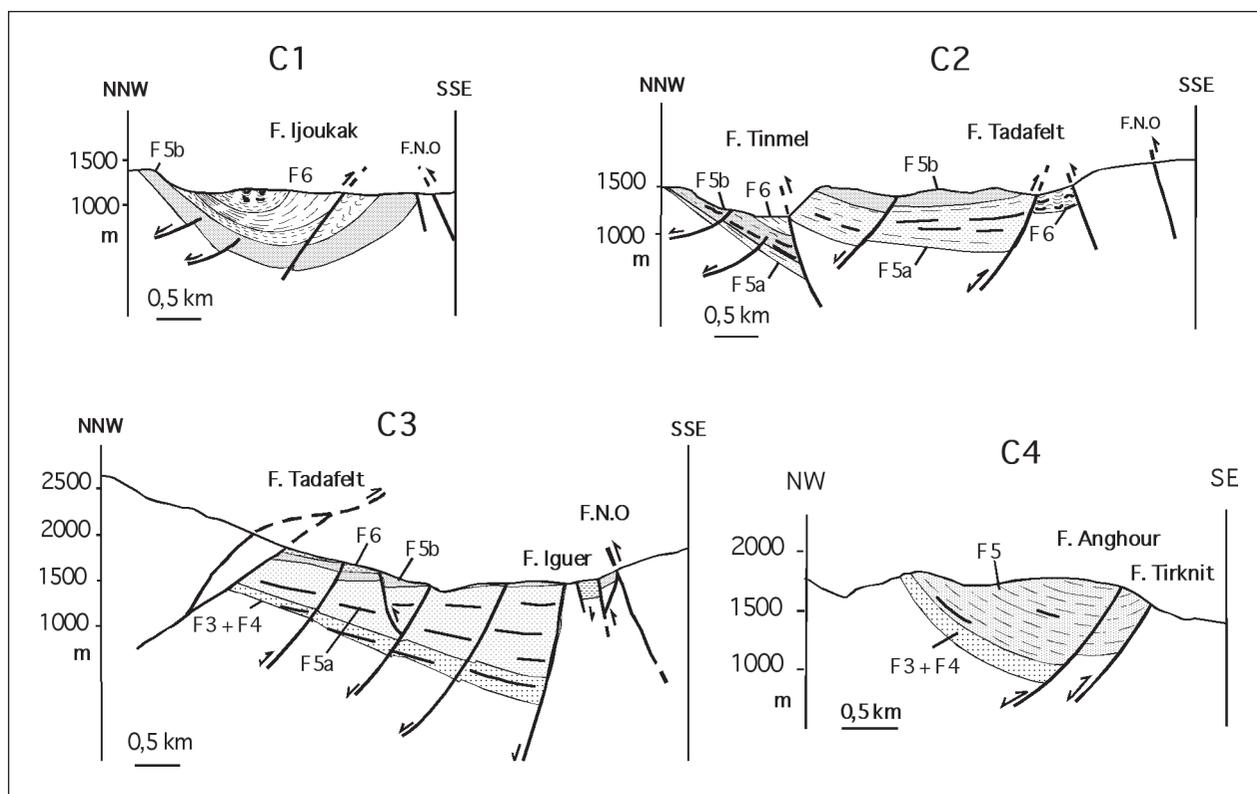


Fig. 4.—C, coupes tectoniques à travers le bassin de Tizi n'Test (localisation dans les figures 2, 3 et 5).

la série. La structure du compartiment reste simple, correspondant à un demi-graben peu déformé.

Analyse de la fracturation

Méthodologie

Sur le terrain, les populations de failles ont été séparées en deux groupes appartenant aux deux phases principales visibles sur le terrain: distension triasique à dominance de failles normales; et compression tertiaire à failles inverses essentiellement. Les décrochements observés sur le terrain sont en majorité associés aux failles inverses (cf. aussi Petit, 1976, et Proust *et al.*, 1977); par exemple, nous avons pu observer à Idni des exemples de décrochements conjugués (avec stries) encadrant une faille inverse (également avec stries) dans le secteur en compression, le tout étant de dimension décimétrique. La surface des sites a été limitée à quelques dizaines de m² au maximum afin de garder le plus d'homogénéité possible des populations de failles.

Le traitement des mesures a été effectué à l'aide du programme de calcul numérique de recherche quadri-dimensionnelle du tenseur des contraintes R4DT (Angelier, 1984, 1990). Ce programme d'inversion permet de déterminer l'état de contrainte caractérisé par la direction des axes des trois contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, compression positive) et par leur magnitude relative exprimée par le rapport $\varphi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$.

Le degré d'homogénéité statistique de la population de failles est représenté par le facteur de qualité symbolisé par ANG dans le programme informatique, dont la valeur représente l'angle entre la strie observée et la trace de la contrainte tangentielle (Angelier, 1990). Sur le tableau 1 sont reportés le nombre des mesures avec $ANG > 45^\circ$ (n_1) et $45^\circ > ANG > 22,5^\circ$ (n_2).

Résultats

Dans le bassin Tizi n'Test, des 45 sites microtectoniques analysés (cf. Qarbous, 2003, et annexe 1),

Tableau 1.—Paramètres numériques des états de contrainte obtenus à partir de l'analyse de la fracturation dans le bassin de Tizi n'Test

Sites	σ_1		σ_2		σ_3		φ	N	n_1	n_2
	D(°)	P(°)	D(°)	P(°)	D(°)	P(°)	0-1			
<i>Talat n'Yacoub</i>										
S3a	324	02	230	63	056	27	0,055	8	0	1
S3b	150	10	253	52	053	36	0,401	5	0	0
S4a	197	04	105	25	296	65	0,201	13	0	2
S4b	297	02	029	40	205	50	0,050	6	0	0
S8*	217	02	308	51	125	39	0,976	5	0	0
S9	026	08	120	24	279	65	0,292	9	0	0
S10*	348	17	089	32	234	53	0,999	16	0	1
S14a	123	34	281	54	026	11	0,666	7	0	0
S14b*	146	42	258	22	008	40	0,891	10	0	0
S15	001	06	092	05	218	82	0,708	12	0	0
<i>Idni</i>										
S23a	129	07	015	74	221	15	0,225	9	0	1
S26*	067	12	160	15	300	70	0,871	5	0	0
S27*	169	08	260	03	009	81	0,907	21	0	2
S28	090	07	183	22	345	65	0,316	9	0	0
S29a	332	05	221	77	063	12	0,193	21	0	3
S29b	302	04	034	26	205	63	0,725	5	0	0
S30	184	03	307	85	094	04	0,001	10	0	1
S31	169	15	266	25	052	60	0,200	5	0	0
S33a*	356	37	159	51	260	08	0,808	23	0	0
<i>Tirknit</i>										
S1a*	312	13	213	34	060	53	0,914	8	0	1
S1b	092	26	220	51	348	26	0,001	5	0	0
S3b	145	22	323	68	054	01	0,020	12	0	0
S4	348	09	253	26	096	62	0,700	7	0	0
S5*	318	14	226	09	104	73	0,999	6	0	1
S6	011	07	277	30	112	59	0,475	5	0	0

σ_1 = Contrainte compressive maximale; σ_2 = Contrainte compressive moyenne; σ_3 = Contrainte compressive minimale; D et P = Respectivement direction et plongement de l'axe de contrainte; N = Nombre de mesures par site; $\varphi = n_1$ et n_2 = Voir explications dans le texte.

nous n'en avons retenu que les 25 sites les plus fiables (tableau 1). Les 20 autres ont été exclus en raison soit d'un nombre trop important de stries incompatibles, soit d'un nombre de mesures trop faible (4).

Dans le compartiment de Talat n'Yacoub (fig. 2), le traitement des mesures effectuées dans 10 sites montre que σ_1 est de direction NW-SE à NNW-SSE dans 6 sites, N-S dans 1 site, et NNE-SSW à NE-SW dans 3 sites.

Dans le compartiment d'Idni, les 9 sites retenus (fig. 5) montrent que l'axe σ_1 est de direction N-S dans 4 sites, NW-SE dans 3 sites, ENE-WSW et E-W dans 2 sites.

Enfin, dans le compartiment de Tirknit (fig. 3), l'analyse de 6 sites montre que la direction de σ_1

est N-S dans 2 sites, NW-SE dans 3 sites, E-W dans 1 site.

La contrainte maximale σ_1 est subhorizontale dans 20 sites (plongement de 2° à 19°) et plus plongeante dans 5 autres sites (plongement de 21° à 42°) (tableau 1). Au niveau de ces derniers sites, le rapport φ est généralement faible ou moyen, sauf pour les sites S14b et S33a qui présentent un rapport φ élevé (0,891 et 0,808) et où les valeurs du plongement de l'axe σ_2 sont également élevées (22° et 51°). Ceci permet d'écarter une permutation des axes σ_1 et σ_2 pour tous les sites où σ_1 a un fort plongement; ce fait peut s'expliquer uniquement par une perturbation du plongement de l'axe de la contrainte dans un plan vertical à l'approche d'une faille majeure du bassin.

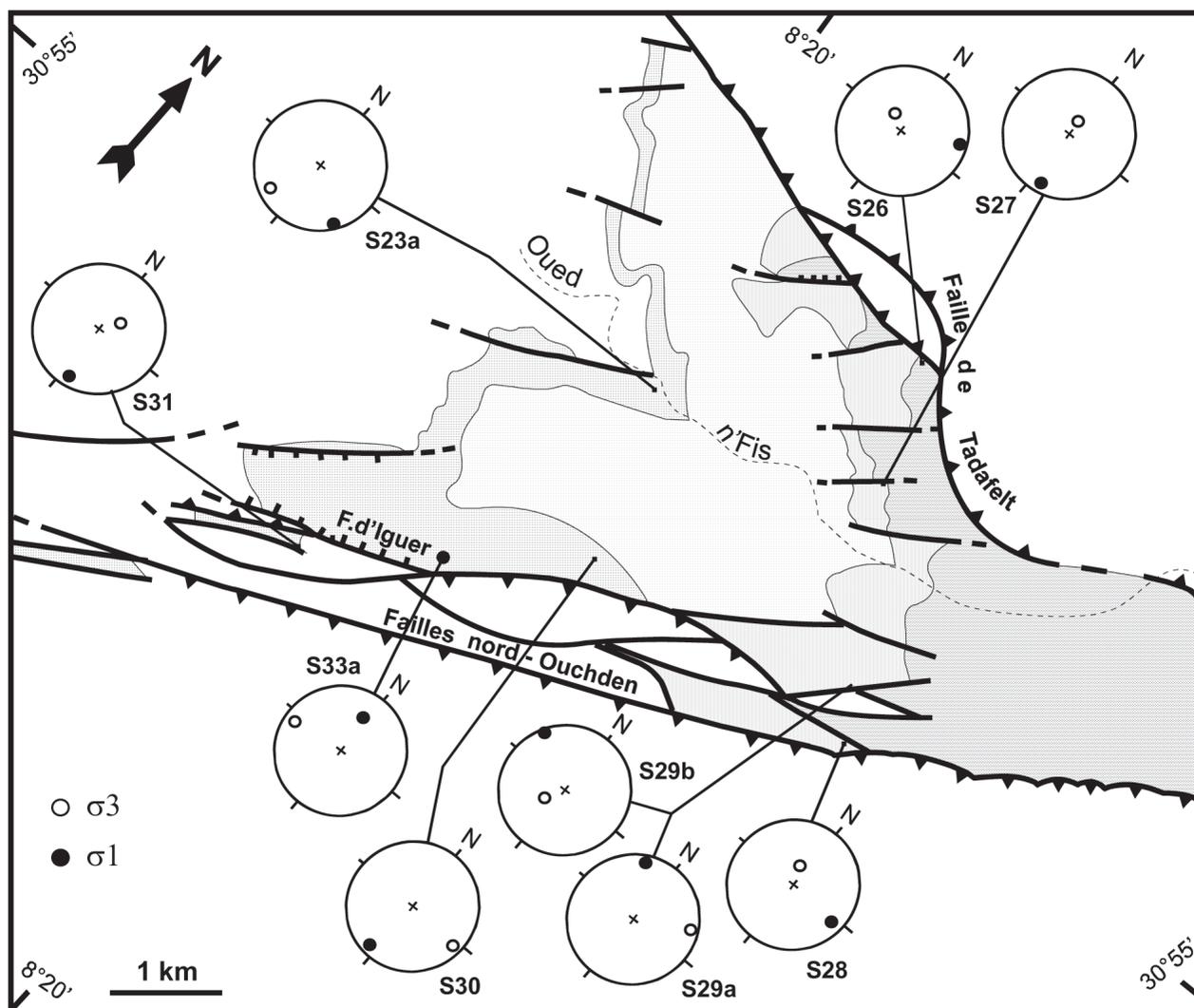


Fig. 5.—Localisation des sites tectoniques de la compression dans la partie occidentale du secteur d'Idni. Figurés comme pour la figure 2.

Interpretation et discussion

Direction de compression

A l'échelle microtectonique, le raccourcissement observé dans la région d'étude se traduit par une certaine dispersion des directions de l'axe σ_1 . Afin de déterminer la direction de compression dominante, nous avons d'abord écarté les sites avec un rapport φ proche de 1, correspondant à un ellipsoïde de constriction ($\sigma_2 = \sigma_1$), qui ne fournit pas d'indications sur la direction de compression régionale. L'analyse du reste des sites (fig. 6) révèle un maximum principal vers N012 et deux maxima secondaires selon des directions NW-SE (N123 et N147). Les orientations qui s'écartent de ces directions peu-

vent être dues à des perturbations des contraintes au voisinage des failles majeures.

La direction NW-SE est liée au jeu inverse des failles NE-SW à ENE-WSW, qui correspondent à la plupart des failles bordières du bassin: failles nord-Ouchden, Timmel, Tadafelt et Tirknit; la direction N-S à NNE-SSW est responsable du jeu inverse des failles de direction WNW-ESE à E-W, comme par exemple les segments ouest des failles de Tadafelt et de Timmel.

Age des phases

Du fait que l'analyse structurale a été effectuée en totalité dans les formations triasiques, il n'a pas été possible d'établir une chronologie absolue des

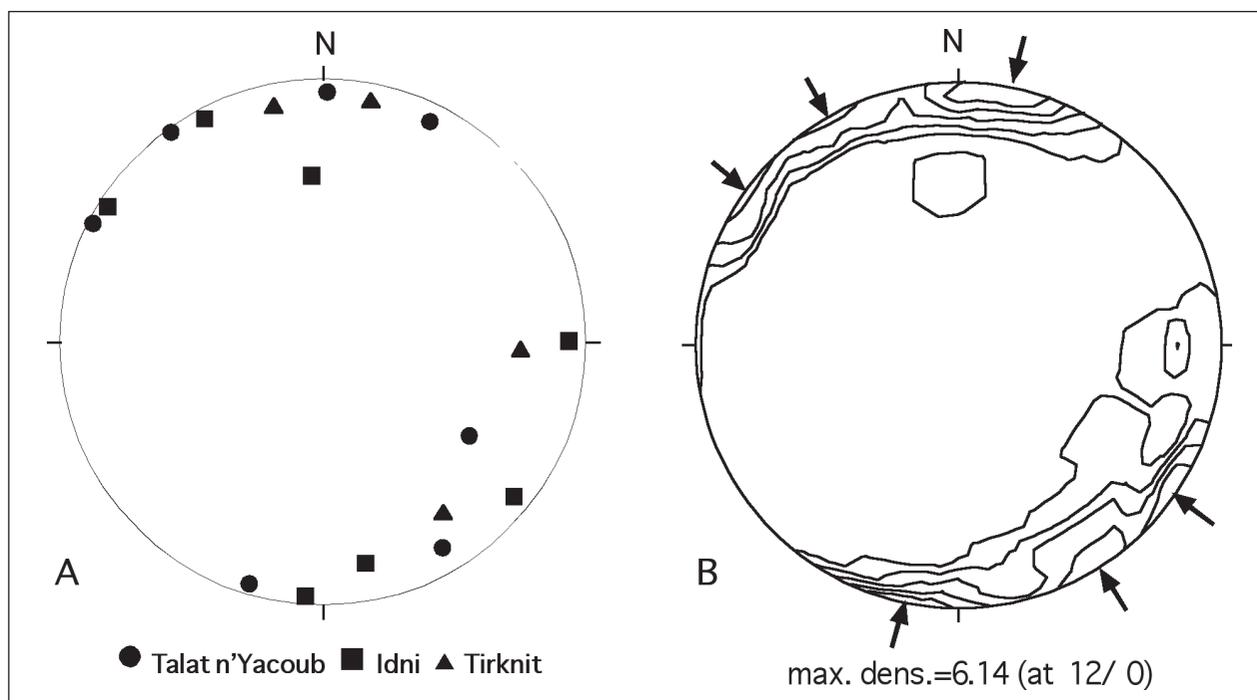


Fig. 6.—Représentation graphique (A) et stéréogramme des densités (B) des axes de la contrainte compressive σ_1 .

jeux de faille, et tout au plus, nous pourrions mentionner une «compression post-triasique». De plus, en raison de la petite surface des sites et dimensions des failles, nous n'avons pu observer des recouvrements de jeux pour pouvoir établir une chronologie relative. Ce problème a été également évoqué par Proust *et al.* (1977) et El Kochri & Chorowicz (1995). Par conséquent, seule la comparaison avec les résultats d'autres travaux menés sur la couverture permet de proposer une chronologie. Ainsi, à l'échelle du Haut Atlas, deux directions de compression ont été mises en évidence:

— une direction NW-SE qui, d'après Brede *et al.* (1992), est d'âge crétacé supérieur à éocène, et à l'origine du jeu inverse des failles NE-SW et dextre des failles ENE-WSW; cette direction se retrouve au mio-pliocène (Petit *et al.*, 1985, Medina, 1986, 1994, Morel *et al.*, 2000, et Amrhar, 2002);

— une compression subméridienne à NNE-SSW, qui, pour plusieurs auteurs (Mattauey *et al.*, 1977, Laville & Fedan, 1989, Laville & Piqué, 1991), s'étendrait du Crétacé à l'Actuel; pour d'autres, elle n'aurait débuté qu'à l'Oligocène (Jenny, 1983, Brede *et al.*, 1992), ou avant la phase NW-SE (Ouaïmi & Petit, 1992, Medina, 1994, Amrhar, 2002); une direction subméridienne a été également déterminée dans les formations quaternaires des bordures

atlasiques (Fraissinet *et al.*, 1988, Morel *et al.*, 2000); en général, cette compression a été à l'origine du jeu purement inverse des failles subéquatoriales, senestre des failles NE-SW et dextre des failles NW-SE.

Structure en fleur ou coin extrusif (pop-up)?

Bien qu'une structure en fleur ait été proposée pour la Zone de failles de Tizi n'Test, à failles obliques à la direction de la chaîne (Froitzheim *et al.*, 1988, pp. 141-142), la plupart des autres études sur le Haut Atlas (Schwarz *et al.*, 1992, Wigger *et al.*, 1992, Giese & Jacobshagen, 1992, Frizon de Lamotte *et al.*, 2000, Arboleya *et al.*, 2004, Teixell *et al.*, 2003, 2005), montrent que cette chaîne est plutôt du style coin extrusif (*pop-up*). La structuration et la mise en relief de ce dernier se sont déroulées du Néogène au Quaternaire (Fraissinet *et al.*, 1988, Görler *et al.*, 1988, Jacobshagen *et al.*, 1988, Giese & Jacobshagen, 1992, Morel *et al.*, 2000), à la suite d'une inversion tectonique réutilisant les anciens plans de faille ou de détachement actifs au cours du rifting atlasique (Proust, 1973, Giese & Jacobshagen, 1992). Les preuves de cette inversion sont évidentes dans le compartiment de Talat

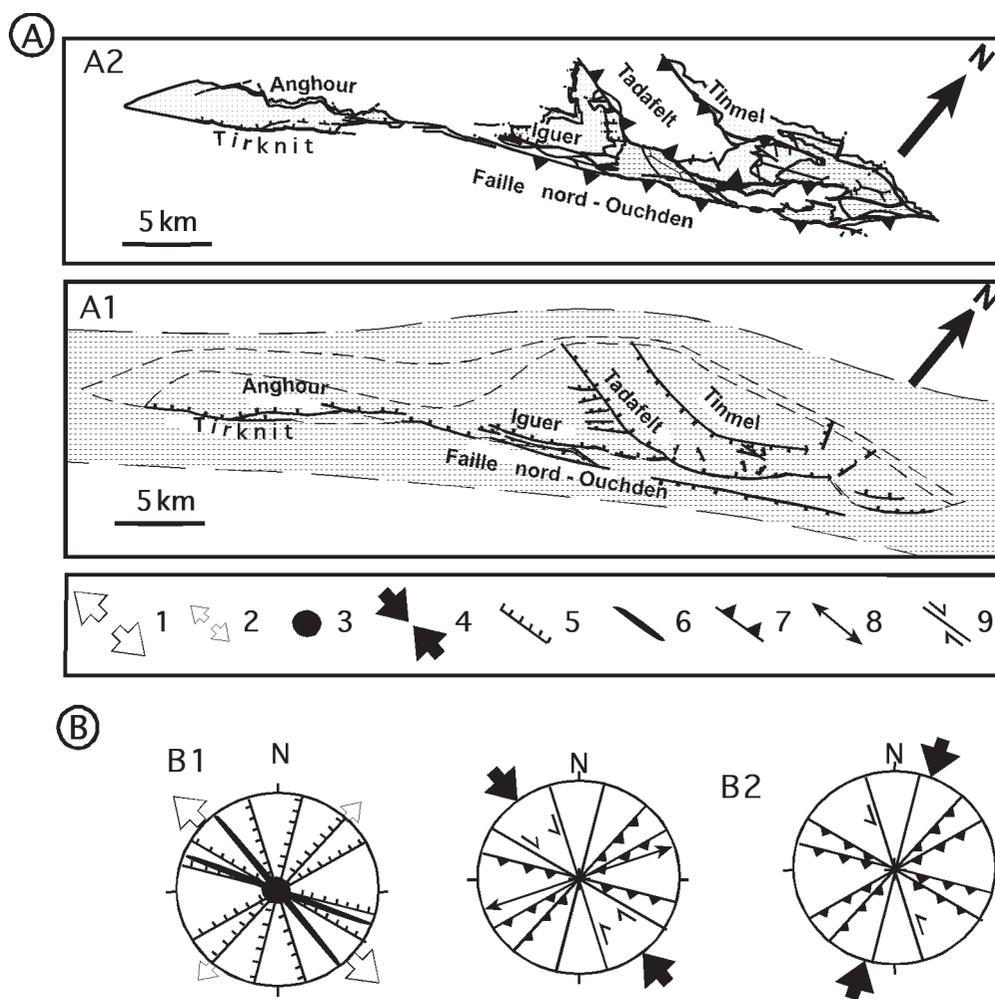


Fig. 7.—Evolution géodynamique du bassin triasique de Tizi n'Test durant la phase de compression atlasique. Stade rifting (A1) et d'inversion (A2), B. Etat des contraintes pendant les stades A1 (B1) et A2 (B2). 1) σ_3 principale; 2) σ_3 «secondaire»; 3) σ_1 verticale; 4) σ_1 horizontale; 5) Faille normale; 6) Dyke; 7) Chevauchement; 8) Pli; 9) Décrochement. dextre.

n'Yacoub-Ijoukak, où la partie centrale (synclinal de Tassaft) est un ancien graben triasique inversé lors de la compression (fig. 7).

Dans la zone d'étude, les failles de direction subéquatoriale sont inverses pures ou à faible composante latérale, et ne montrent en aucun cas des mouvements horizontaux importants. Les décrochements observés par les auteurs antérieurs (cf. Introduction) sont assez proches de la direction de l'axe σ_1 , par conséquent, ils restent de direction assez éloignée de celle des failles principales. Ces mêmes observations ont été décrites dans les segments ouest de la Zone de failles du Tizi n'Test, notamment dans le petit bassin de Tine Mellil (Medina & Errami, 1996).

Conclusion générale

Les principales conclusions de cette études sont:

1. Pendant la phase de compression atlasique, le bassin triasique de Tizi n'Test a été le siège d'une inversion tectonique responsable de la réactivation des structures distensives triasiques.

2. Contrairement aux concepts suggérant un régime tranpressif, les failles orientées NE-SW à WNW-ESE, sont à jeu inverse, alors que celles de direction NW-SE à NNW-SSE ont joué en décrochements.

3. Le jeu inverse des failles initialement normales provoque la surrection du bassin et de son socle paléozoïque avec un style en coin extrusif (*pop-up*). Cette inversion est aussi à l'origine d'un

ensemble de synclinaux dans les compartiments inférieurs et d'anticlinaux au niveau des compartiments supérieurs, de demi-longueur d'onde variable, et liés au mouvement vertical des failles inverses de socle.

4. L'analyse microtectonique des striations à l'aide du logiciel R4DT a permis de déterminer 25 tenseurs fiables. La contrainte compressive principale σ_1 est de direction NW-SE à NNE-SSE. L'analyse de la répartition spatiale de l'axe σ_1 montre un maximum principal vers N012 et deux maxima secondaires à N123 et N147.

5. En l'absence d'une chronologie absolue ou relative des mouvements, nous interprétons ces directions comme liées à deux phases distinctes, dont l'âge serait, par comparaison avec les autres travaux, anté-mio-pliocène pour la phase N012 et mio-pliocène pour la phase NW-SE.

REMERCIEMENTS

Nous remercions Dr. José Luis Simón Gómez (Universidad de Zaragoza) et un évaluateur anonyme pour leurs remarques et suggestions qui ont permis l'amélioration de la première version du manuscrit. Cette étude a été en partie financée par le projet PARS SDU-30 (CNCPRST, Rabat).

Références

- Amrhar, M. (2002). Les inversions tectoniques liées au rapprochement et à la collision Afrique-Europe enregistrées dans la couverture méso- et cénozoïque du Haut Atlas occidental (Maroc). *19th Colloquium of African Geology, Abstracts Volume*, 10.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89: 5835-5848. doi:10.1029/JB089iB07p05835
- 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: 363-376. doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb01777.x
- Arboleya, M.L.; Teixell, A.; Charroud, M. & Julivert, M. (2004). A structural transect through the Middle and High Atlas in Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 39: 319-327. doi:10.1016/j.jafrearsci.2004.07.036
- Armand, C.; Beauchamp, J.; Biron, P.; Ganeval, J. & Petit, J.P. (1980). Quelques aspects de l'environnement tectono-sédimentaire des molasses permo-triasiques du Haut Atlas: l'exemple du bassin du n°Fis. *Mines, Géologie et Energie*, Rabat, 48: 69-75.
- Arthaud, F. & Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1305-1320. doi:10.1130/0016-7606(1977)88<1305:LPSFIS>2.0.CO;2
- Ayarza, P.; Álvarez-Lobato, F.; Teixell, A.; Arboleya, M.L.; Tesón, E.; Julivert, M. & Charroud, M. (2005). Crustal structure under the High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data. *Tectonophysics*, 400: 67-84. doi:10.1016/j.tecto.2005.02.009
- Brede, R.; Hauptmann, M. & Herbig, H.G. (1992). Plate tectonics and intracratonic mountain ranges in Morocco. The Mesozoic-Cenozoic development of the central High Atlas and the Middle Atlas. *Geologische Rundschau*, 81: 127-141. doi:10.1007/BF01764544
- El Kochri, A. & Chorowicz, J. (1995). Oblique extension in the Jurassic trough of the central and eastern High Atlas (Morocco). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33: 84-92.
- Fraissinet, C.; Zouine, E.M.; Morel, J.L.; Poisson, A.; Andrieux, J. & Faure-Muret, A. (1988). Structural evolution of the southern and the northern Central High Atlas in Palaeogene and Mio-Pliocene times. In: *The Atlas system of Morocco: studies on its geodynamic evolution* (Jacobshagen, V., ed.). Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sci., 15: 273-291.
- 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. doi:10.1029/2000TC900003
- Froitzheim, N.; Stets, J. & Wuster, P. (1988). Aspects of western high Atlas tectonics. In: *The Atlas system of Morocco: studies on its geodynamic evolution* (Jacobshagen, V., ed.). Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sci., 15: 219-244.
- Giese, P. & Jacobshagen, V. (1992). Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau*, 81: 249-259. doi:10.1007/BF01764553
- Görler, K.; Helmdach, F.F.; Gaemers, P.; Heibig, K.; Hinsch, W.; Schwartzhans, W. & Zucht, M. (1988). The uplift of the Central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. In: *The Atlas system of Morocco: studies on its geodynamic evolution* (Jacobshagen, V., ed.). Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sci., 15: 361-404.
- Jacobshagen, V.; Görler, K. & Giese, P. (1988). Geodynamic evolution of the Atlas system (Morocco) in post-Paleozoic times. In: *The Atlas system of Morocco: studies on its geodynamic evolution* (Jacobshagen, V., ed.). Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sci., 15: 481-499.
- Jenny, J. (1983). Les décrochements de l'Atlas de Demnat (Haut Atlas central, Maroc): prolongation orientale de la Zone de décrochement du Tizi n°Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 76: 243-251.
- Laville, E. (1981). Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut Atlas marocain au cours des temps triasiques et liasiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 303-312.

- Laville, E. & Fedan, B. (1989). Le système atlasique marocain au Jurassique: évolution structurale et cadre géodynamique. *Sciences Géologiques. Mémoire*, 84: 3-28.
- Laville, E. & Petit, J.-P. (1984). Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of the Moroccan Triassic basins. *Geology*, 12: 424-425. doi:10.1130/0091-7613(1984)12<424:ROSSFI>2.0.CO;2
- Laville, E. & Piqué, A. (1991). La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque: le rejeu des structures hercyniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162: 1161-1171.
- Laville, E.; Lesage, J.L. & Séguret, M. (1977). Géométrie et cinématique (dynamique) de la tectonique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 527-539.
- Mattauer, M.; Tapponnier, P. & Proust, F. (1977). Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 521-526.
- Mattis, A.F. (1977). Nonmarine Triassic sedimentation, Central High Atlas Mountains, Morocco. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47: 107-119.
- Medina, F. (1986). Étude structurale de la partie occidentale d'un accident bordier atlasique: l'accident d'Ichemrarene - Imi n'Tanout (Haut Atlas occidental). Implication sur la chronologie relative des phases compressives tertiaires. *Bulletin Sciences de la Terre*, Rabat, 2: 86-98.
- 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, 1155, 260 pp.
- Medina, F. (2000). Structural styles of the Moroccan Triassic basins. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie I*, Heft 9-10 (1998): 1167-1192.
- Medina, F. & Errami, A. (1996). L'inversion tectonique dans le bassin de Tine Mellil (Haut Atlas occidental, Maroc), Implications sur le fonctionnement de la faille de Tizi n'Test. *Gaia*, 12: 9-18.
- 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. *Journal of African Earth Sciences*, 30: 119-131. doi:10.1016/S0899-5362(00)00011-7
- Ouanaïmi, H. & Petit, J.P. (1992). La limite sud de la chaîne hercynienne dans le Haut Atlas marocain: reconstitution d'un saillant non déformé. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163: 63-72.
- Petit, J.P. (1976). *La zone de décrochements du Tizi n'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère*. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Montpellier, France, 99 pp.
- Petit, J-P. & Beauchamp, J. (1986). Synsedimentary faulting and paleocurrent patterns in the Triassic sandstones of the High Atlas (Morocco). *Sedimentology*, 33: 817-829. doi:10.1111/j.1365-3091.1986.tb00984.x
- Petit, J-P.; Raynaud, S. & Cautru, J-P. (1985). Microtectonique cassante lors du plissement d'un conglomérat (Mio-Pliocène du Haut Atlas, Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8 sér, I, 3: 415-421.
- Piqué, A. & Laville, E. (1993). L'ouverture de l'Atlantique central: un rejeu en extension des structures paléozoïques? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 317: 1325-1332.
- Proust, F. (1973). Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du bloc oriental du Massif ancien du Haut Atlas (Maroc). *Notes du Service géologique du Maroc*, 34: 15-38.
- Proust, F.; Petit, J-P. & Tapponnier, P. (1977). L'accident de Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 541-551.
- Qarbus, A. (2003). *Evolution géodynamique du bassin triasique de la partie sud-orientale du Massif ancien du Haut Atlas occidental; chronologie du réseau de failles du Tizi n'Test*. Thèse de Doctorat, Univ. Mohammed V-Agdal, Faculté des Sciences, Rabat, 2135, 166 pp.
- Qarbus, A.; Medina, F. & Hoepffner, Ch. (2003a). Le bassin de Tizi n'Test (Haut Atlas, Maroc): exemple d'évolution d'un segment oblique au rift de l'Atlantique central au Trias. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40: 949-964. doi:10.1139/e03-029
- Qarbus, A.; Medina, F.; Hoepffner, C.; Ahmamou, M.; Errami, A. & Bensahal, A. (2003b). Apport de l'étude des bassins stéphano-autuniens et permo-triasiques du Haut Atlas occidental (Maroc) à la chronologie du fonctionnement de la zone de failles de Tizi n'Test. *Bulletin de l'Institut Scientifique (Rabat), Sciences de la Terre*, 25: 43-53.
- Schwarz, G.; Mehl, H.G.; Ramdani, F. & Rath, V. (1992). Electrical resistivity structure of the eastern Moroccan Atlas system and its tectonic implications. *Geologische Rundschau*, 81: 221-235. doi:10.1007/BF01764551
- Teixell, A.; Arboleya, M.-L.; Julivert, M. & Charroud, M. (2003). Tectonic shortening and topography in the Central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22: 1051. doi:10.1029/2002TC001460
- Teixell, A.; Ayarza, P.; Zeyen, H.; Fernández, M. & Arboleya, M.-L. (2005). Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova*, 17: 456-461. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00633.x
- Wigger, P.; Asch., G.; Giese, P.; Heinsohn, W.D.; El Alami, S.O. & Ramdani, F. (1992). Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic refraction studies. *Geologische Rundschau*, 81: 237-248. doi:10.1007/BF01764552

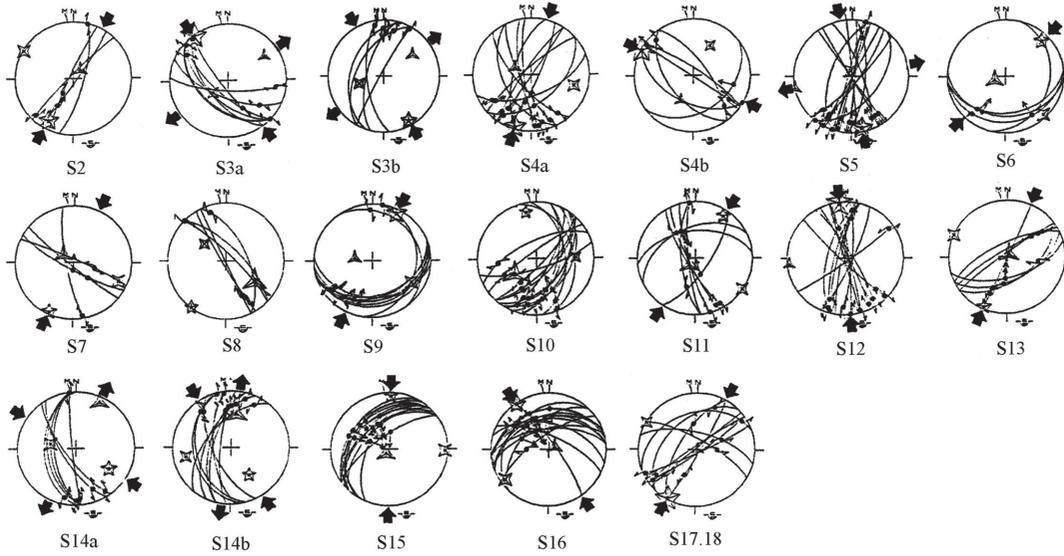
Recibido el 29 de agosto de 2006

Aceptado el 29 de noviembre de 2007

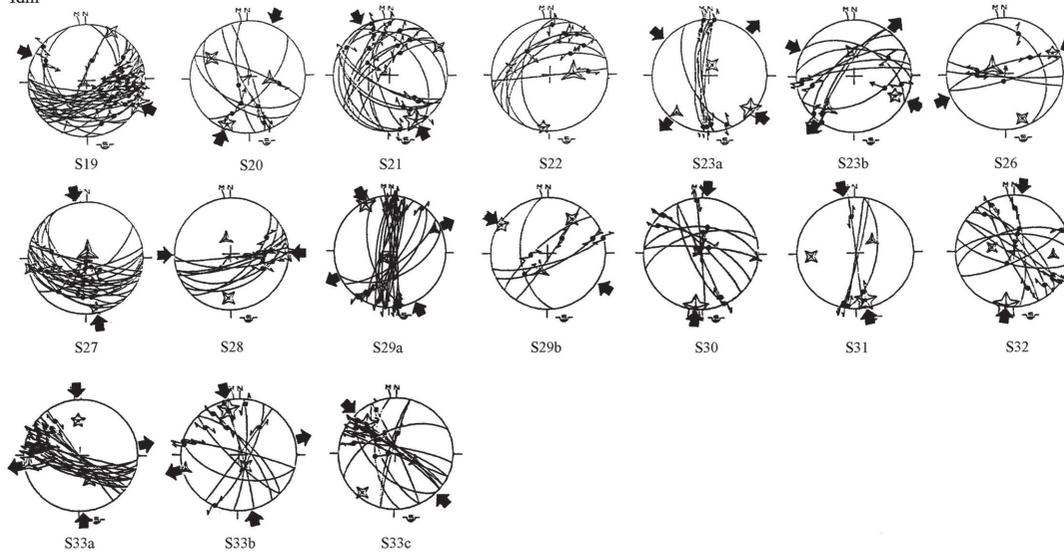
Publicado online el 27 de febrero de 2008

Annexe.—Stéréogrammes des mesures de plans de failles dans le bassin du Tizi n'Test, et des axes des contraintes principales déterminées par inversion (méthode R4DT). Localisation dans les figures 2, 3 et 5.

Talat n'Yacoub



Idni



Tirknit

