

Mise en évidence d'un niveau à méga-slumps au sommet de la série triasique du bassin de Tizi n'Test (Haut Atlas, Maroc)

Abdelmounim QARBOUS¹, Christian HOEPPFNER¹ & Fida MEDINA^{2*}

¹ Université Mohammed V-Agdal, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 1014, Rabat R.P.

² Université Mohammed V-Agdal, Institut Scientifique, Département des Sciences de la Terre, B.P. 703-Agdal, Rabat. * e-mail auteur correspondant : medina@israbat.ac.ma

Résumé. Dans la partie orientale du bassin triasique de Tizi n'Test, le sommet de la Formation F6 présente des structures synsédimentaires que nous interprétons comme étant des slumps liées à une instabilité tectonique. Ces structures ont été développées dans un contexte distensif en relation avec le rifting atlasique d'âge triasique, et qui se manifeste dans le bassin de Tizi n'Test par le jeu normal de failles d'échelle kilométrique, de direction NE-SW à ENE-WSW, avec un pendage vers le NW et le NNW, permettant l'individualisation de demi-grabens basculés vers le SSE.

Maroc, Haut Atlas, Trias moyen-supérieur, rifting, bassin sédimentaire, slumps.

BRIEF NOTE - Presence of a mega-s slump level at the top of the Triassic deposits of the Tizi n'Test basin (High Atlas, Morocco).

Abstract – In the eastern part of the Tizi n'Test basin, the top of Formation F6 shows synsedimentary structures which we interpreted as slumps. These structures are related to a tectonic instability and it developed within an extensive context related to the Triassic rifting, expressed by trending normal faults system ENE-WSW with a NW to NNW dip towards which controlled the individualisation of hemi-grabens tilting to SSE.

Mots clés: Morocco, High Atlas, Middle and Late Triassic, rifting, sedimentary basin, slumps.

INTRODUCTION

Situé au sein du Massif ancien du Haut Atlas occidental, le bassin de Tizi n'Test (Fig. 1) a été créé au cours de la période du rifting atlasique au Trias moyen et supérieur. Il est constitué d'un ensemble de demi-grabens de dimensions kilométriques, basculés vers le SSE, limités par des failles majeures de direction NE-SW à ENE-WSW, à pendage NW et NNW (Qarbus 2003, Qarbus *et al.* 2003). Ces demi-grabens sont actuellement déformés et inversés par la compression atlasique majeure, dont le paroxysme a eu lieu au Mio-Pliocène (Qarbus *et al.* 2003, 2008).

Comme les autres bassins triasiques marocains, le bassin de Tizi n'Test a accueilli d'épaisses séries détritiques silico-clastiques rouges, qui ont enregistré l'influence de la tectonique synsédimentaire, comme le reflète la variation rapide des épaisseurs sur de courtes distances, en relation avec la structure (horst ou demi-graben) et le jeu des failles normales, et la présence de roll-overs et de slumps (Armand *et al.* 1980, Petit & Beauchamp 1986).

Dans cette note, nous présentons de nouvelles observations sur une zone de méga-slumps de dimension kilométrique, mise en évidence dans la région d'Ijoukak, située à l'extrémité orientale du bassin (Fig. 2), et nous discutons le rôle du contrôle de la tectonique distensive sur la sédimentation dans cette partie du bassin.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Six formations ont été définies dans la série permotriasique du Haut Atlas à l'est du Massif ancien (Biron 1982) ; cependant, le bassin du Tizi n'Test n'en comprend que les quatre formations supérieures, puisque les deux formations basales, les Conglomérats d'Anrar (ou Formation F1) et les Siltites de Cham-El-Houa (ou

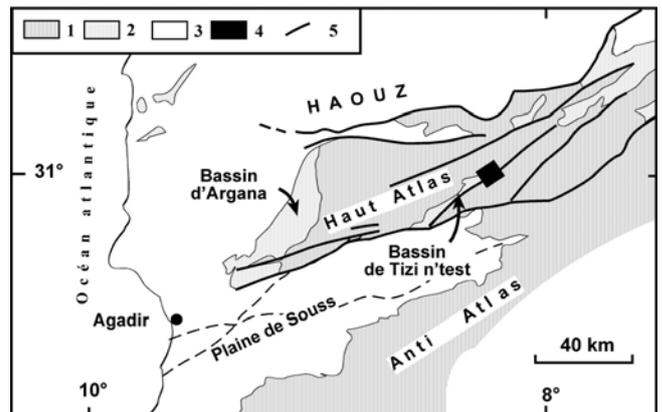


Figure 1. Localisation du bassin triasique du Tizi n'Test. 1, socle paléozoïque et précambrien; 2, Trias; 3, terrains post-triasiques; 4, localisation de la figure 2; 5, faille.

Formation F2), attribuées au Permien par Biron (1983), sont absentes. Dans le bassin de Tizi n'Test, la coupe la plus complète a été observée dans la région d'Ijoukak située dans la partie orientale du bassin. Elle montre, de bas en haut (Fig. 3) :

La formation F3. Epaisse de 25 m environ, elle repose directement sur le substratum cambro-ordovicien. Elle est constituée à la base par des conglomérats et des microconglomérats massifs, à galets millimétriques à centimétriques et de couleur généralement verdâtre. Ces éléments, de nature volcanique, sont enrobés par une matrice abondante gréseuse fine. Dans la partie supérieure de cette formation apparaît une alternance de bancs de grès grossiers massifs d'épaisseur métrique, avec des interbancs argileux de couleur brune d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Cette formation montre le plus souvent des

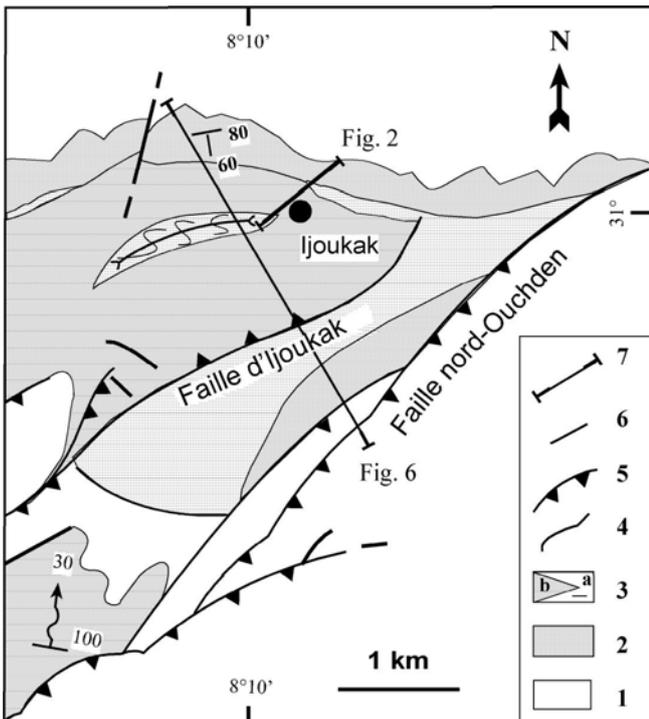


Figure 2. Schéma structural de la région d'Ijoukak. 1, socle paléozoïque ; 2, Formation F5 ; 3, Formation F6 (a, argilites, b, alternance grés-pélimitique brune) ; 4, faille ; 5, chevauchement ; 6, synclinal ; 7, coupe.

galets mous de taille millimétrique indiquant un remaniement intraformationnel. Des encroûtements calcaires sont visibles dans la partie supérieure, ce qui témoigne d'un arrêt de la sédimentation et la formation d'un sol marquant la limite de la formation.

La formation F4. Cette formation, épaisse de 18 m, débute par des argilites de couleur brun foncé ou rouge brun, alternant avec des bancs d'épaisseur métrique, conglomératiques ou microconglomératiques à la base, et à dominance de grès grossiers massifs dans leur partie médiane et sommitale. La partie supérieure de cette formation est constituée d'argilites rouge brun, à lits conglomératiques ou microconglomératiques ne dépassant pas quelques centimètres.

La formation F5. La partie inférieure de cette formation épaisse de 120 m présente, à la base, des bancs métriques de grès grossiers massifs. Vers le sommet, ces bancs sont décimétriques et formés de grès moyens à litage oblique parallèle. Ces bancs alternent avec des interbancs de puissance métrique d'argilites rouge brun. La partie supérieure de cette formation montre des bancs bien réguliers de grès grossiers, à litage oblique parallèle ou concave vers le haut, d'épaisseur métrique à décimétrique. Ces bancs présentent parfois à leur base des niveaux conglomératiques dont les éléments sont de taille centimétrique. Ils montrent aussi des figures d'échappement d'eau et des rides de courant très bien visibles dans la partie supérieure de la formation.

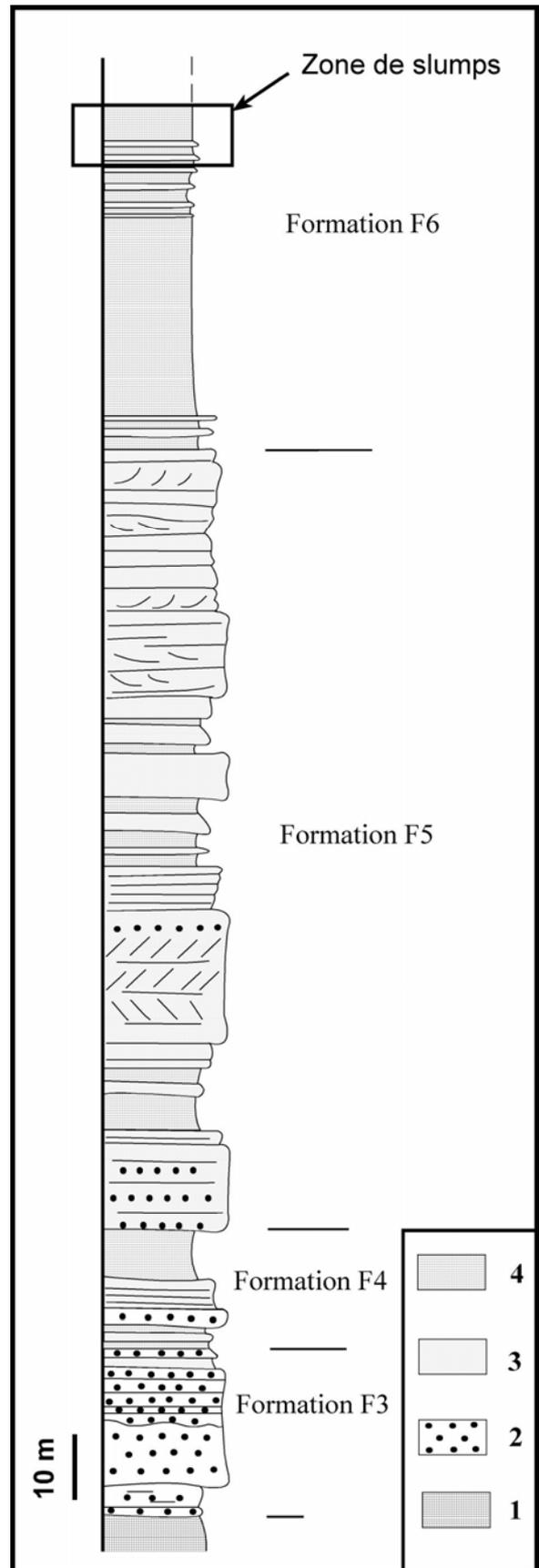


Figure 3. Colonne lithostratigraphique de la série triasique de la région d'Ijoukak. 1, socle paléozoïque ; 2, conglomérats et microconglomérats ; 3, grès ; 4, argilites. cf. texte pour la description.

La formation F6. Cette formation, épaisse d'au moins 50 m, occupe la quasi-totalité des affleurements dans le secteur d'Ijoukak. Elle débute par quelques mètres d'une alternance grésopélimitique de couleur brune, surmontée par des dépôts argileux de couleur rouge brique. Ceux-ci sont épais d'une quarantaine de mètres, et surmontés à nouveau par une alternance de bancs gréseux métriques, et d'interbancs d'argiles brunes et d'épaisseur métrique. Le sommet de la formation est de nouveau de nature argileuse, de couleur brune puis rose vers le sommet, à passées vertes. Les bancs sont formés de grès moyens ou grossiers, massifs ou parfois à litage horizontal parallèle ou légèrement concave vers le haut, et présentent parfois des petites vacuoles qui correspondent à des galets mous de taille pluri-millimétrique.

DESCRIPTION DU NIVEAU A SLUMPS

Juste à l'ouest du village d'Ijoukak (Fig. 2), les formations triasiques dessinent un synclinal pluri-kilométrique (le synclinal d'Ijoukak), de direction ENE-WSW, avec un plan axial à pendage sud et un axe à plongement d'environ 40° WSW, qui reflète la proximité de la terminaison périclinale. Au cœur de la structure apparaît une zone très perturbée, longue de 1,5 km, avec des plis de

dimensions métriques à décamétriques, d'axes ENE-WSW à ESE-WNW, en général à fort plongement vers l'est et à plans axiaux sub-verticaux (cf. Fig. 5a).

A première vue, ces plis (Fig. 4a) peuvent être confondus avec les déformations compressives alpines. Cependant, l'examen détaillé des affleurements montre que les lits silteux plus indurés, qui alternent avec des argilites peu consolidées roses ou vertes, sont disloqués et fragmentés en éléments millimétriques à centimétriques, formant localement une micro-brèche (Fig. 4b), ou des boudins (boudinage sédimentaire). Les espaces entre les fragments disloqués sont remplis par le matériel argileux avoisinant, ce qui témoigne du caractère synsédimentaire des structures. Des microfailles d'échelle centimétrique sont associées à cette déformation ; celles de direction ENE-WSW sont à jeu apparent senestre et à rejet décimétrique, alors que les failles de direction NW-SE sont à jeu dextre. Après débasculement des bancs, le jeu de ces failles devient normal.

Un peu plus au sud, les niveaux plus gréseux de cette formation présentent, à l'échelle centimétrique, des slumps (Fig. 5 b) dont les axes sont orientés N-S à E-W, avec un plongement respectivement vers le sud, le sud-ouest et l'ouest. Leurs plans axiaux ont un pendage généralement SE à SSE ; deux plans sont à pendage NW et NNW.

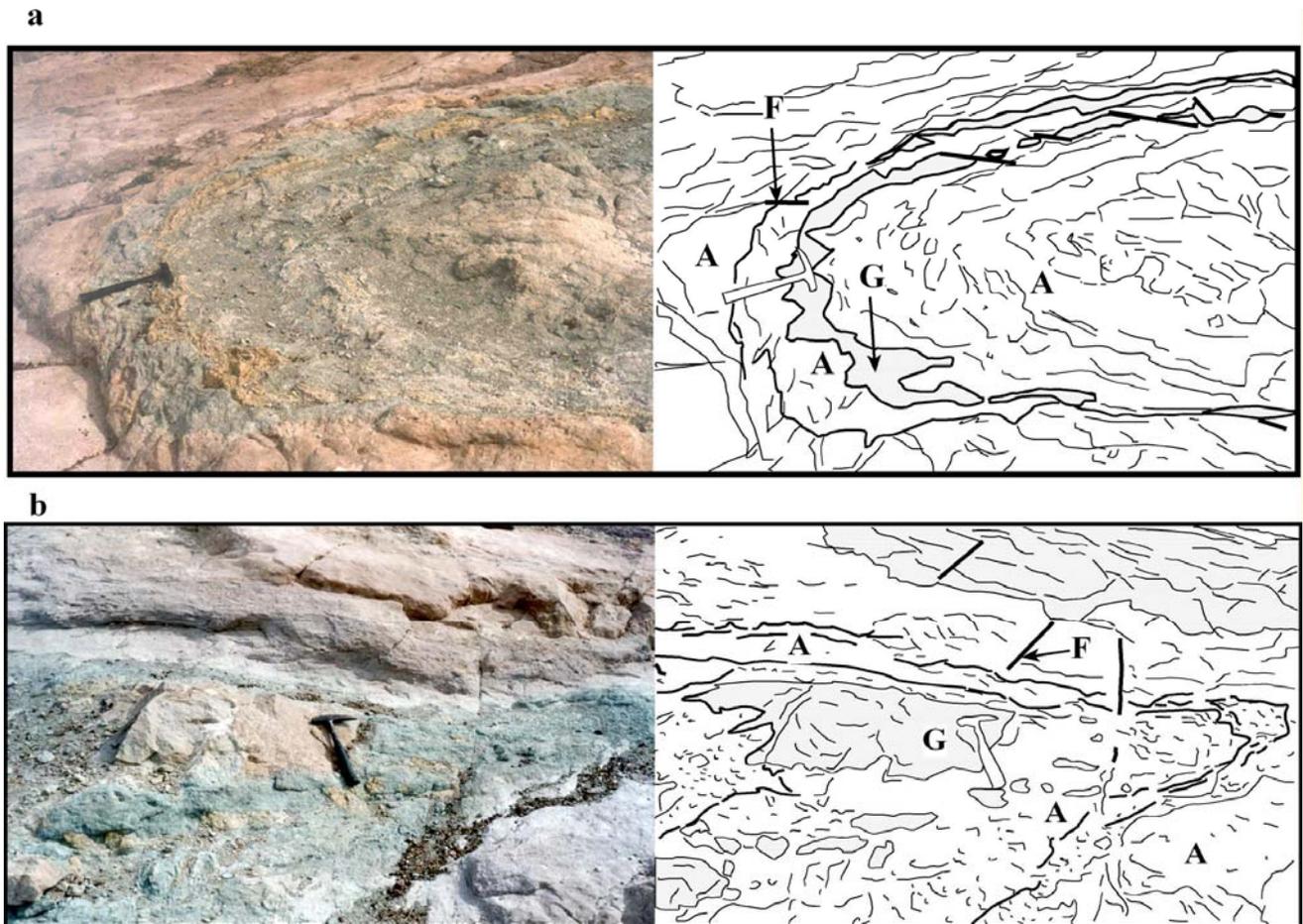


Figure 4. a, pli métrique d'un slump d'origine gravitaire. b, détail montrant la dislocation synsédimentaire des bancs. F, faille ; G, grès ; A, argilites.

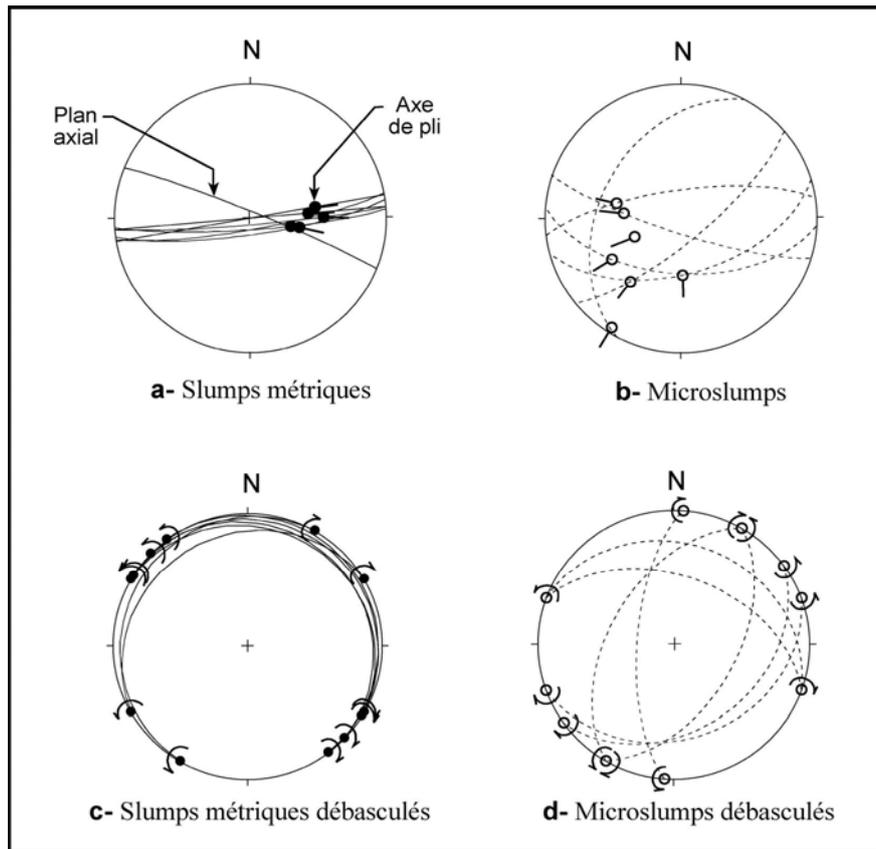


Figure 5. Représentation stéréographique des plis métriques et des microplis des slumps, et de leur débasculément. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

Le débasculément des flancs normaux des slumps d'échelle métrique, déduits des critères de polarité ou de leur épaisseur relativement grande par rapport aux flancs inverses, fait apparaître des plans axiaux orientés NE-SW et NW-SE, avec un faible pendage respectivement vers le NW et le NE. La vergence de ces slumps, qui correspond au sens du glissement des couches, est donc respectivement vers le SE et le SW (Fig. 5, c).

Le débasculément des flancs longs des microplis autour de l'axe correspondant à la ligne de direction, aboutit à des plans axiaux de direction N-S à WNW-ESE, à une vergence plus ou moins dispersée, c'est à dire vers le SSW, le SE, l'Est et vers le NW (Fig. 5, d).

INTERPRETATION ET DISCUSSION

Bien que la nature des affleurements (cœur d'un pli) rend difficile l'observation directe de la structure classique des slumps (correspondant en général à un pli encadré par deux surfaces non déformées), l'interprétation des structures observées en slumps se base sur les critères suivants :

- le caractère hydroplastique de la déformation, reflété par la dislocation et le boudinage des bancs indurés et le remplissage des vides par le matériel argileux (Fig. 4b) ;
- la grande dispersion des axes des microslumps (Fig. 5, b), ce qui exclut la possibilité qu'il s'agisse de plis d'entraînement, qui devraient avoir des axes beaucoup plus regroupés, critère d'ailleurs non utilisable dans le cas de

slumps évolués sur de courtes distances (Strachan & Alsop 2006) ;

- le sens de déversement des slumps (Fig. 5, a) est pratiquement constant (vers le sud), alors que les axes des plis d'entraînement se répartiraient en deux familles (nord et sud) ;
- les slumps métriques sont très fermés et serrés, style qui n'apparaît que dans les domaines structuraux profonds où le mécanisme dominant est l'écoulement (Strachan & Alsop 2006) ;
- l'absence de structures typiques des plis compressifs indurés comme les stries de ripage banc sur banc.

Le caractère synsédimentaire de ces déformations plicatives suggère qu'il s'agit de slumps liés à une instabilité tectonique et/ou gravitaire du substratum. La faille la plus importante à proximité de ces structures est celle qui borde les affleurements triasiques vers le sud (Figs 2 et 6). Elle est de longueur kilométrique, de direction ENE-WSW et à jeu actuellement inverse. Les données lithostratigraphiques et structurales suggèrent que pendant le Trias supérieur, c'était une faille normale synsédimentaire à pendage NNW, qui limitait un demi-graben avec un éventail sédimentaire ouvert vers le SSE. C'est dans la partie sommitale de cet éventail que ces plis se sont développés, dans un matériel encore hydroplastique. Ils sont liés à une instabilité du plancher du demi-graben, en relation avec le jeu normal de cette faille, dont le compartiment supérieur aurait acquis une pente suffisante d'au moins $1,7^\circ$ avec une extrémité aval libre (Vendeville

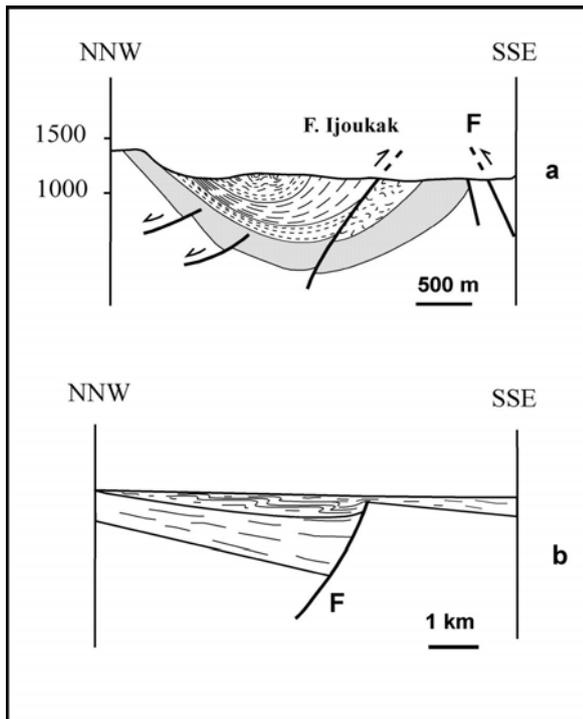


Figure 6. Coupe du synclinal d'Ijoukak (a) et sa coupe rétrotectonique (b). Localisation et légende dans la Figure 2.

& Cobbold 1987) pour permettre un tel glissement en général vers le sud. Le déclenchement du mouvement aurait été également favorisé par les séismes et microséismes générés par le jeu de la faille principale. Les sens de déplacement opposés au glissement général (slumps d'échelle centimétrique de vergence NW ou E), peuvent être interprétés comme des déformations générées au moment de l'arrêt de mouvement ou lors du freinage ou blocage du mouvement local, très fréquent surtout au front du matériel déplacé (Plaziat & Ahmamou 1998, Strachan & Alsop 2006).

Ces structures témoignent d'une instabilité liée à une activité tectonique synsédimentaire pendant la phase de rifting atlasique, comme d'ailleurs dans grand nombre de structures distensives comme celles décrites dans le Rift est-africain, en particulier dans le bassin de Turkana (Frostick 1990), dont les caractéristiques structurales et sédimentaires sont très proches de celles des bassins atlasiques.

CONCLUSION

Les structures décrites dans la présente note viennent s'ajouter à celles inventoriées antérieurement par Armand *et al.* (1980) dans la Formation F5 de ce même bassin : slumps (à Idni), micrograbens, brèches intraformationnelles et filons clastiques, liés essentiellement au fonctionnement des failles. Dans le bassin triasique de Tizi n'Test, et dans sa partie orientale notamment, le jeu normal des failles majeures de direction ENE-WSW, limitant vers le sud une structure de demi-graben d'échelle kilométrique, a permis le basculement de cette structure vers le SSE. Ces mouvements synsédimentaires ont créé une pente suffisamment importante pour permettre un glissement

général vers le sud du sommet essentiellement argileux de la Formation F6. Ceci se traduit au niveau des dépôts par des plissements, des étirements et des dislocations intraformationnelles qui témoignent d'une instabilité tectonique du bassin durant la période du rifting atlasique.

Remerciements. Nous remercions l'évaluateur anonyme pour ses remarques sur la première version du manuscrit. Les travaux sur terrain ont été en partie financés par le projet PARS SDU-30.

Références

- 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*, 48, 69-75.
- Biron P. 1982. *Le Permo-Trias de la région de l'Ourika*. Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble.
- Biron P. 1983. Le Permo-Trias de la région de l'Ourika, Haut Atlas de Marrakech, Maroc. *Bull. Fac. Sci., Marrakech*, 1, sec. Sci. Terre, 22-23.
- Frostick L-E. & Reid I. 1990. Structural control of sedimentation patterns and implication for the economic potential of the East African Rift basins. *J. Afr. Earth Sci.*, 10, 1/2, p. 307-318.
- Medina F., Errami A., Mustaphi H., Qarbous A., Hoepffner Ch. & Ahmamou A. 2002. An update on the history of the Tizi n'Test fault zone (High Atlas, Morocco). *1st Marrakech International Oil & Gas Conferences & Exhibition*, Avril 2002, p. 59.
- Petit J-P. & Beauchamp J. 1986. Synsedimentary faulting and paleocurrent patterns in the Triassic sandstones of the High Atlas (Morocco). *Sedimentology*, 33, 817-829.
- Plaziat J.C. & Ahmamou M. 1998. Les différents mécanismes à l'origine de la diversité des seismites, leur identification dans le Pliocène du Saïss de Fès et de Meknès (Maroc) et leur signification tectonique. *Geodinamica Acta*, 11, 4, 183-203.
- Qarbous 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, Fac. Sci. Rabat, 166 p.
- Qarbous A., Medina F., Hoepffner Ch., Ahmamou M., Errami A. & Bensahal A. 2003. 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. *Bull. Inst. Sci.*, sect. Sci. Terre, 25, 43-53.
- Qarbous A., Medina F. & Hoepffner Ch. 2003. Le bassin de Tizi n'Test (Haut Atlas, Maroc) : exemple d'évolution d'un segment oblique au rift de l'Atlantique central au Trias. *Can. J. Earth Sci.*, 40, 7, 949-964.
- Qarbous A., Medina F. & Hoepffner Ch. 2008. Tectonique cassante et état de contrainte dans le bassin de Tizi n'Test (Haut Atlas, Maroc) au cours de la compression tertiaire. *Estudios Geologicos*, Madrid, 64, 1, 17-30. <http://estudiosgeol.revistas.csic.es/index.php/estudiosgeol/article/view/365/384>
- Strachan L.J. & Alsop G.I. 2006. Slump folds as estimators of palaeoslope: a case study from the Fisherstreet Slump of County Clare, Ireland. *Basin Res.*, 18, 451-470.
- Vendeville B. & Cobbold P.R. 1987. Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques : modèles expérimentaux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, 1313-1319.

Manuscrit reçu le 23 mars 2009

Accepté le 25 décembre 2009