

Analyse sismo-stratigraphique du bassin d'Abda (Maroc occidental), exemple de structures inverses pendant le *rifting* atlantique

Hassan Echarfaoui^{a,*}, Mohamed Hafid^a, Abdallah Aït Salem^b, Aït Fora Abderrahmane^a

^a Laboratoire de géologie pétrolière et d'hydrogéologie (GPH), département de géologie, faculté des sciences, BP 133, Kénitra 14000, Maroc

^b Onarep, BP 8030, Rabat, Maroc

Reçu le 26 janvier 2002 ; accepté le 12 mars 2002

Présenté par Jacques Angelier

Abstract – Seismo-stratigraphic analysis of the Abda Basin (West Morocco): a case of reverse structures during the Atlantic rifting. The review of the seismic reflection and well data from the coastal Abda Basin (western Morocco) shows that its Triassic and Jurassic sequences were deposited in a submeridean sag basin, whose eastern margin is characterised by progressive truncations and pinching out of these sequences against a prominent Palaeozoic high. The uplift of this latter is interpreted as a response to an Upper Triassic–Middle Jurassic local compressional event that controlled Triassic–Jurassic sedimentation within the Abda Basin. The present day 'West Meseta Flexure' is a surface expression of this uplift. **To cite this article:** H. Echarfaoui et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 371–377. © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Morocco / passive margins / Triassic / Jurassic / Atlantic / rifting

Résumé – Dans le bassin côtier d'Abda (Maroc atlantique), l'interprétation des données de sismique réflexion et des données de forages montre qu'un soulèvement a affecté le flanc oriental de ce bassin au Trias supérieur–Lias. L'analyse des séquences sismiques met en évidence un épisode compressif local, qui a réactivé d'anciennes failles du socle et déterminé la genèse d'une zone de dépôt en flexion de direction subméridienne, compartimentée au cours du Jurassique. La « flexure de la Meseta » est l'expression actuelle en surface de ce soulèvement syn-rift de la marge atlantique marocaine. **Pour citer cet article :** H. Echarfaoui et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 371–377. © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Maroc / marges passives / Trias / Jurassique / Atlantique / rifting

Abridged version

1. Introduction

The Abda Basin is a coastal plain located between the Mouissat Jurassic outcrops (East of the Jebilet Massif, western Morocco) and the Atlantic Ocean. This basin makes the junction between the Doukkala Basin to the North and the Essaouira Basin to the south (Fig. 1). It is underlain by Triassic, Jurassic and Cretaceous formations

that progressively and unconformably overly the Palaeozoic basement that crops out extensively in the Jebilet Massif some 15 to 20 km to the east (Fig. 1). Presently, most of the Abda Basin is covered by Plio-Quaternary deposits (Fig. 1).

In this paper, we propose to analyse the subsurface structural style and the sequence stratigraphy of the Abda Basin using seismic and well data in order to define its tectono-sedimentary evolution. We will thus focus on the mapping of the subsurface distribution of the Triassic–Early Liassic

* Correspondance et tirés à part.
Adresse e-mail: echarfaoui@hotmail.com (H. Echarfaoui).

sediments and on their structuration. This study is based on the review of some 30 multichannel industrial seismic profiles calibrated by two wells that were drilled in this area; namely MAC1 and DOT1 (Fig. 2). In order to illustrate our points, we show the line drawing interpretation of three hitherto unpublished seismic profiles, among which two are accompanied by their uninterpreted seismic sections (see Fig. 1 for location).

2. Stratigraphy

The stratigraphy of the study area is well illustrated by the only two wells drilled in it: MAC1 ($x = 121.191$; $y = 155.867$) and DOT1 ($x = 147.297$; $y = 193.425$) wells (Fig. 2). These wells, which are distant by some 40 km show the following items.

- The basement underlying the Abda corridor and the Doukkala Basin to the north is the western extension of Palaeozoic basement cropping out extensively in the Jebilet and the Rehamna Massifs (Fig. 1). In fact, DOT1 penetrated under the base of the Triassic about 2354 m of shales and limestones, where the existence of the Silurian, of the Devonian and of the Permian–Carboniferous is established (Fig. 2) [2]. Further to the South, Hafid [6, 7] has shown by seismic correlation that the silicoclastic interval, penetrated by the MAC1 well between 3000 and 3700 m (final depth), is located under the Palaeozoic unconformity and is probably Permian–Carboniferous.
- The Triassic is represented by a thick section (2130 m in MAC1 and 1240 m in DOT1), which is dominantly evaporitic, with intercalations of shales and siltstones and a single basaltic level (Fig. 2).
- The Jurassic consists of limestones, dolomitic limestones and dolomites with intercalations of anhydrite and shales. It has a thickness of 545 m in MAC1 and was recently palynologically shown to range in age from Toarcian to Oxfordian [1].
- The Cretaceous consists of dolomitic limestones and shaly dolomites, with anhydrite intercalations (214 m), and of limestones and dolomites (73 m), attributed to Berriasian and Hauterivian–Valanginian, respectively, by the MAC1 final well report.
- The Plio-Villafranchian consists of microconglomerates, sands and shales (123 m in MAC1).

3. Seismostratigraphy

The Triassic and the Jurassic formations of the Abda corridor are subdivided into four seismic units (Tr-1, Tr-2, J-1 and J-2), which are calibrated by MAC1 and DOT1 wells (Fig. 2). Because the focus of the present paper is on the Triassic–Jurassic evolution of the area under study, the Palaeozoic substratum was not subdivided.

The age of the Triassic units Tr-1 and Tr-2 is not precisely defined in the study area and the correlation with the Essaouira Basin is not straightforward. In fact, the normal fault-bounded syn-rift sequence, which is distinctly defined in Essaouira Basin, seems absent in the study area. Our Tr-1 and Tr-2 sequences can thus probably be correlated with the Tr-1a and Tr-2 sequences, defined as

a ‘sag basin sequences’ in the Essaouira Basin [6, 7]. Likewise, the Triassic–Liassic deposits of this latter basin were subdivided by Leroy et al. [7] into three sequences (S1, S2 and S’), the two lower ones being affected by normal faulting, and the upper one being fault-free.

The Jurassic sequences J-1 and J-2 correspond to the post-rift sequences. The base of J-1 is correlable with the regional break-up unconformity. The age of this unconformity becomes younger from the south to the north in the southwestern Moroccan Basin [9]. In the area under study, its age is Toarcian–Aalenian according to the recent datings [1]. The age of J-1 would range from Toarcian to Callovian and that of J-2 would range from Oxfordian to Berriasian, according to these same datings (Fig. 2). J-1 and J-2 are characterised by sub-parallel and divergent reflectors and thin out eastward towards the Jebilet (see below).

The upper unit of our sections (Cr) is very thin and is Hauterivian to Valanginian in age (Fig. 2).

4. Regional structure

All east–west profiles of the Abda Basin show that, towards the east, Triassic and Jurassic sequences are dramatically thin and pinch out against a prominent high (Figs. 3–5). Seismic data reveal that the western limit of this high corresponds in our study area to a flexure that forms a Palaeozoic ‘shoulder’. Within this flexure zone, the Triassic and Jurassic units show progressively truncated wedges that clearly suggest a pre-Oxfordian growth (pre-J-2) of this structure (Figs. 3–5). The pinching out of Tr-1, Tr-2, J-1 and J-2 units, progressively truncated eastwards over the Jebilet Palaeozoic plunging front, is accompanied by lateral thickness variations of these units within the Abda Basin. The isopach maps, shown in Fig. 6, illustrate these thickness variations which define NE–SW elongated troughs that have the same direction as the flexure itself. These maps also show that the Triassic–Jurassic deposition was essentially made in a NE–SW elongated sag basin, as was postulated by Hafid [6, 7]. This basin was first controlled at its eastern margin by submeridian faults that we interpret as reverse faults. These faults were active during the deposition of Tr-1 and Tr-2 (Figs. 6a and 6b) and became completely attenuated by the time of deposition of J-1 (Fig. 6c) and J-2 (Fig. 6d). This was accompanied by a progressive partitioning of the basin into small sagging troughs, characterised by an intense evaporitic regime that was at the origin of a thick well layered alternation of salt and clastic red beds during the Triassic and of limestones, dolomites and anhydrite in the Jurassic (Figs. 2–4).

Seismic data show that although halokinesis plays a certain role in the geometric configurations seen on the sections, as is certainly the case of the drilled MAC structure (Fig. 5); most of the salt is well layered (Fig. 4) and its post-sedimentary movement never exceeded the stage of small pillows. This contrasts with the Essaouira Basin, 20 km to the south, where the thicker Jurassic–Cretaceous cover made it possible for salt to generate diapirs and strongly influence sedimentation [6, 7].

5. Discussion and conclusions

The seismic sections shown in Figs. 4 and 5 indicate a clear flexuration of Tr-2 and J-1 sequences with westward divergent wedges and mild reverse faults, suggesting a syn-Tr2–J1 (Upper Triassic–Middle Jurassic) compressional uplift, which strongly controlled Triassic–Jurassic sedimentation in the Abda Basin. In fact, during this period, the sedimentation inside this basin took place in small, NNE–SSW elongated, sagging troughs mildly faulted in Triassic times and completely free of faulting during the Jurassic.

The uplift of the Palaeozoic basement underlying the Mouissat–Jebilet areas to the east of the ‘West Meseta flexure or lineament’ [5, 9] and, at a larger scale, the uplift of the whole Mesetian basement known as ‘Dorsale du Massif hercynien central’ [3] that separated the Atlasic basins to the east from the western Atlantic ones, can be explained by the Atlantic rift shoulder uplift and [4]. This,

however, does not explain the presence of the observed inverse faults during the Atlantic rifting.

These faults could also simply be due to a local accommodation of extension to strike-slip movements along east–west-oriented transfer faults which bound the Abda Basin from the north (Chemaïa fault) and from the south (Chichaoua fault) [6, 7] (Fig. 7). At a somewhat larger scale, this accommodation would also explain the uplift of the whole Jebilet block, which constitutes a rigid block located between almost orthogonally oriented Atlantic and Atlasic rift systems.

Another option is given by the tectonic model of Withjack et al. [11], which interprets the compressional structures observed within East American rifted basins as the result of differential cooling near, and away from, the mid-oceanic upwelling ridges. However, the absence of such structures on a regional scale, especially in the Doukkala Basin to the north and the Essaouira Basin to the south [5, 6], does not support this hypothesis.

1. Introduction

Le bassin côtier d’Abda, qui forme la jonction entre le bassin des Doukkala au nord et le bassin d’Essaouira au sud, occupe un couloir entre l’océan Atlantique et la flexure de la Meseta (Fig. 1). Il

accueille, sur de grandes épaisseurs, des dépôts mésozoïques, qui recouvrent en discordance angulaire les formations plissées et faillées du Paléozoïque. Nous essaierons de préciser dans cette note, en utilisant la sismique-réflexion et les données de forage, les séquences stratigraphiques et le style structural de la couverture triasico-jurassique de ce bassin, entièrement cachée sous une mince couverture crétacée et plio-quadernaire. Ce travail est fondé sur l’analyse d’une trentaine de lignes sismiques industrielles contraintes par les données de deux puits pétroliers implantés dans ce bassin, MAC1 au sud et DOT1 au nord (Fig. 1).

2. Stratigraphie

La stratigraphie de la région étudiée est fournie par les puits MAC1 ($X = 121,191$; $Y = 155,867$) et DOT1 ($X = 147,297$; $Y = 193,425$) (Fig. 1). Elle montre que le Paléozoïque du bassin d’Abda est le prolongement vers l’ouest des formations hercyniennes qui affleurent au niveau du massif des Rehamna et des Jbilet. Ainsi, le puits DOT1 a traversé sur plus de 2334 m des formations paléozoïques composées de calcaires, de grès et d’argiles dont l’âge s’étend de l’Ordovicien au Permo-Carbonifère [2]. Plus au sud, dans le puits MAC1 [5, 6], la corrélation sismique a montré que l’intervalle silico-clastique allant de 3000 m à au moins 3700 m (terme du forage), situé sous la discordance fini-paléozoïque, est d’âge probablement Permo-Carbonifère, par analogie de faciès avec le puits DOT1. Le Trias est représenté par une épaisse série (2130 m à MAC1 et 1240 m à DOT1), à dominance évaporitique, incluant

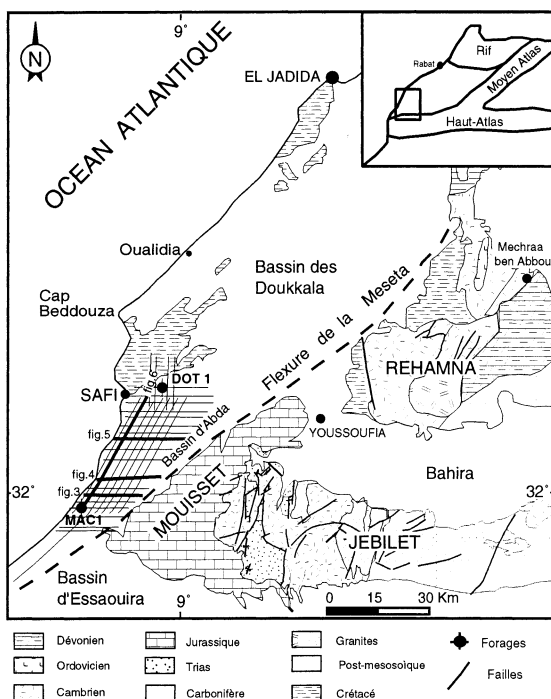


Figure 1. Carte géologique du bassin d’Abda, montrant la localisation des forages (MAC1 et DOT1) et des lignes sismiques.

Figure 1. Geological map of the Abda and Doukkala Basins, and location of wells (MAC1 and DOT1) and seismic profiles.

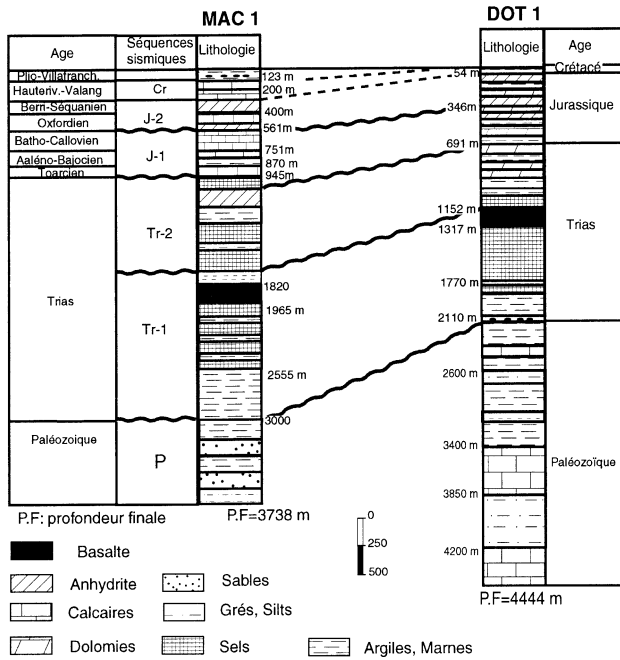


Figure 2. Corrélation sismostratigraphique des puits MAC1 et DOT1 (localisation sur la Fig. 1).

Figure 2. Seismostratigraphic correlation of MAC1 and DOT1 wells. See Fig. 1 for location.

des passées marneuses et silteuses, ainsi qu'un niveau basaltique d'extension régionale. Le Jurassique est formé de calcaires et de calcaires dolomitiques, où s'intercalent des niveaux marneux et anhydritiques, avec une puissance totale de 700 m à DOT1 et de 545 m à MAC1; les niveaux datés vont du Toarcien à l'Oxfordien [1]. Le Crétacé, essentiellement marneux à DOT1, est épais d'une cinquantaine de mètres. Vers le sud, à MAC1, il est surtout formé de dolomies calcaires et marneuses à anhydrite (214 m) et de marnes calcaires et dolomitiques (73 m), attribuées respectivement au Berriasien et à l'Hauterivien-Valanginien (rapport fin de sondage MAC1). Enfin, le Plio-Villafranchien (123 m), rencontré à MAC1, consiste en des microconglomérats, sables et marnes (Fig. 2).

3. Analyse sismo-stratigraphique

Les formations du Trias et du Jurassique du couloir d'Abda, identifiées dans les puits DOT1 et MAC1, sont subdivisées en quatre séquences sismiques, Tr-1 et Tr-2 au Trias et, J-1 et J-2 au Jurassique (Fig. 2). La série du Trias comprend les séquences suivantes.

- La séquence sismique Tr-1, dont la base coïncide avec la discordance fini-paléozoïque, est caractérisée par une série argileuse, à intercalations salifères et anhydritiques, surmontée par des basaltes, avec des passées argilo-salifères à la base.

- La séquence sismique Tr-2 est formée d'épisodes argileux et salifères à la base, surmontés par une formation de sel massif à intercalations argileuses et localement à anhydrites (MAC1). Sa limite inférieure tronque en *top lap* les réflecteurs de Tr-1, y compris parfois ceux du basalte. Elle est scellée par la discordance formant la base de J-1, qui est d'extension régionale et qui correspond à la base de la série franchement post-rift (*break up unconformity*). En l'absence de données biostratigraphiques, l'âge exact de Tr-1 et Tr-2 n'est pas défini dans ce bassin. Leur corrélation avec les séquences triasico-liasiques d'Essaouira soulève aussi un problème. En effet, en l'absence de structures franchement distensives au niveau du bassin d'Abda, il est difficile d'y distinguer l'équivalent de la séquence syn-rift, bien définie, plus au sud, dans le bassin d'Essaouira [5, 6, 8]. Cependant, nos séquences Tr-1 et Tr-2 seraient plutôt corrélables, dans ce même bassin, avec les séquences Tr1-b et Tr-2 définies [5, 6, 10] sous l'appellation *sag basin sequences*. Le Roy et al. [8] ont également distingué, au sein des formations triasico-liasiques d'Essaouira, deux ensembles; un ensemble inférieur (S1, S2) affecté par la fracturation triasique et un ensemble supérieur (S3), non atteint par cette dernière.

Le Jurassique est découpé en deux séquences J-1 et J-2 (Fig. 2) :

- la séquence J-1 est formée par des calcaires (DOT1) et des calcaires dolomitiques, à intercalations argileuses et anhydritiques (MAC1); sa limite inférieure coïncide avec une discordance d'extension régionale, qui tronque en *top-lap* les réflexions triasiques sous-jacentes; un travail récent basé sur les Dinoflagellés du puits MAC1 [1] nous permet de dater cette séquence du Toarcien–Callovien supérieur (de la biozone à *Parcocysta nasuata* à la biozone à *Ctenidodinium continuum* et *C. Ornatum*);
- la séquence J-2 est constituée essentiellement de niveaux calcaires et calcarodolomitiques passant à des faciès anhydritiques de confinement; sa base correspond à la biozone à *Wanaea thysanota*, *Lisbergia lisbergensis* et *Systematophora penicillata* de l'Oxfordien–Berriasien [1].

L'ensemble de ces deux séquences correspond à l'unité sismique UJ dans le bassin des Doukkala [8].

4. Analyse sismo-structurale

Tous les profils sismiques est-ouest disponibles dans le bassin d'Abda indiquent que les séquences Tr-1, Tr-2 et J-1 (Trias–Oxfordien) s'amincissent progressivement vers la bordure orientale du bassin, contre un relief formé par le plongement occidental du socle paléozoïque qui affleure, plus à l'est, dans les Jebilet occidentales (Figs. 1–4). Cet amincissement s'accompagne d'une géométrie particulière,

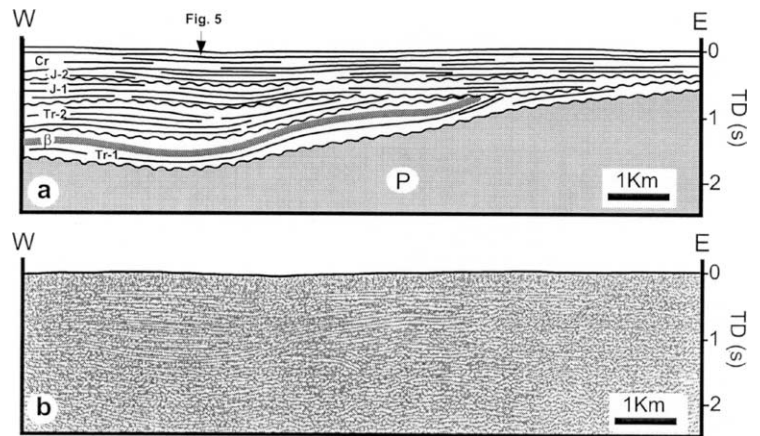


Figure 3. Ligne sismique est-ouest DC4 (localisation sur la Fig. 1); **a** : interprétation ; **b** : tracé migré.

Figure 3. East-west profile DC4 (for location, see Fig. 1); **a**: line drawing; **b**: seismic.

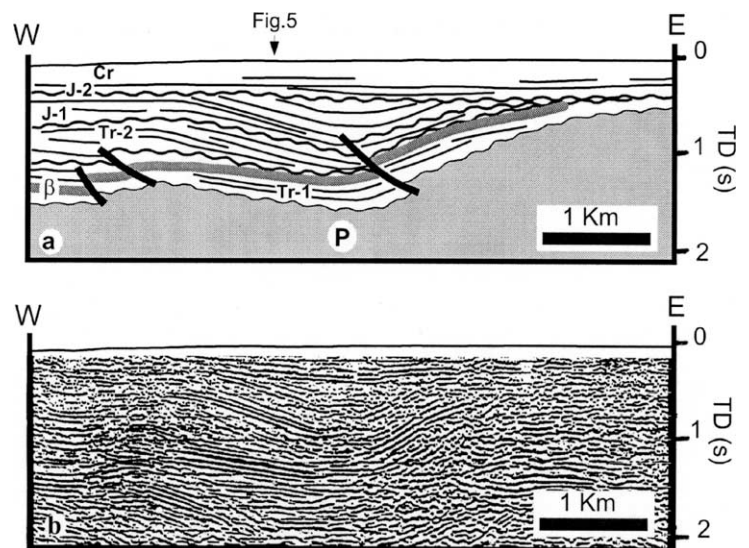


Figure 4. Ligne sismique ED 352 (localisation sur la Fig. 1); **a** : interprétation montrant des failles inverses affectant les séquences Tr-1, Tr-2 et J-1 ; **b** : tracé migré.

Figure 4. East-west cross section ED 352 (for location, see Fig. 1); **a**: line drawing showing a Triassic and Jurassic basement recurrent faulting; **b**: seismic.

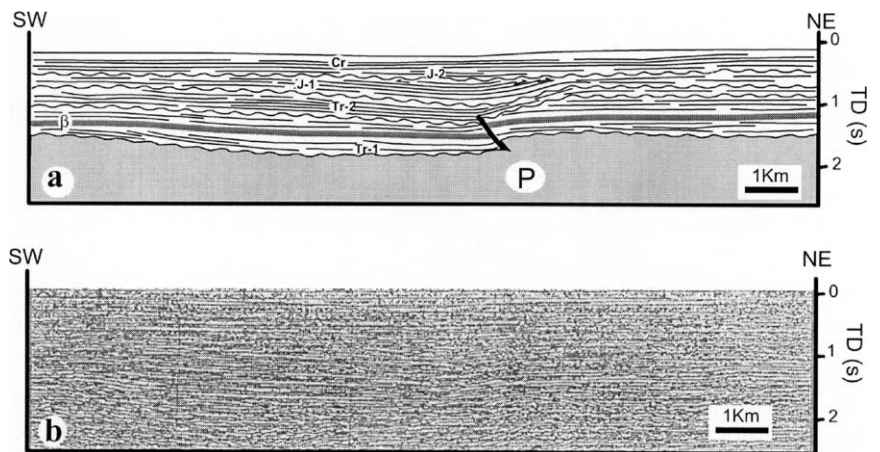


Figure 5. Interprétation de la ligne sismique NE-SW, ED 345 (localisation sur la Fig. 1).

Figure 5. Interpretation of NE-SW profile ED 345 (for location, see Fig. 1).

dans laquelle les réflexions convergent vers l'est en étant progressivement tronquées en *top-lap* par une série de discordances progressives, dont les plus importantes sont d'extension régionale et délimitent nos séquences (Figs. 4 et 5). Cette géométrie s'atténue progressivement au niveau de la séquence J-2 et disparaît complètement au niveau de la séquence Cr, qui est

caractérisée par des horizons plats. Par ailleurs, l'halocinèse, qui ne joue qu'un faible rôle dans la structuration du bassin, contrairement au cas du bassin d'Es-saouira, où le sel a atteint le stade de diapirs affleurants, est ici limitée au stade coussin [6, 7].

Il semble donc que cette zone ait subi une forte flexuration, accompagnée parfois de failles inverses

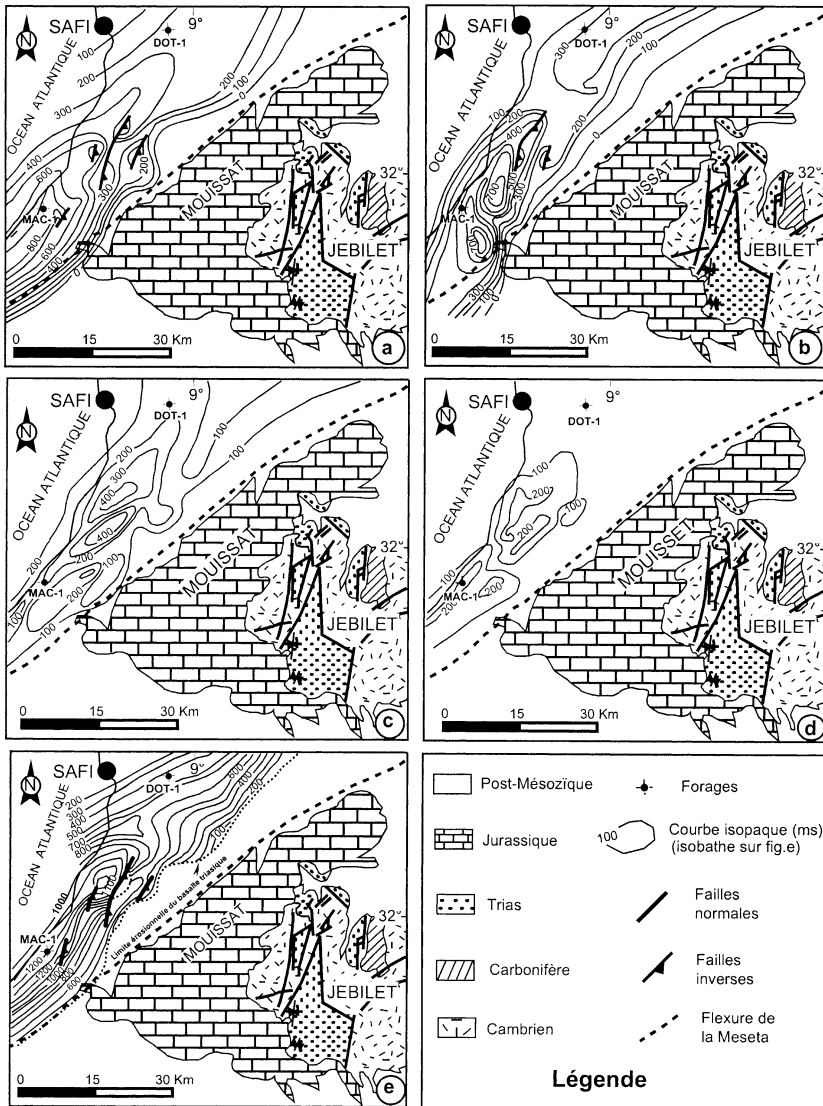


Figure 6. Cartes isopaches–temps et isobathes temps du toit des basaltes triasiques (espacement des courbes : 100 ms). **a** : Unité sismique Tr-1, **b** : unité sismique Tr-2, **c** : unité sismique J-1, **d** : unité sismique J-2, **e** : isobathes temps du toit des basaltes triasiques.

Figure 6. Isopachs and isobath maps (100 ms intervals). **a**: Seismic unit Tr-1, **b**: seismic unit Tr-2, **c**: seismic unit J-1, **d**: seismic unit J-2, **e**: top Triassic basalt isobath.

(Fig. 4), qui a débuté vers la fin du dépôt de Tr-1 (Trias supérieur?) et s’est poursuivie au cours du dépôt de Tr-2 et J-1 (Trias supérieur–Oxfordien), puis a progressivement diminué lors du dépôt de J-2 (Oxfordien–Séquanien). En effet, la carte structurale du toit du basalte (Fig. 6e) montre que ce dernier a subi une importante érosion au niveau de la bordure orientale du bassin : sa limite d’érosion dessine une ligne orientée sensiblement NE–SW, dont la géométrie rappelle celle de la bordure occidentale des affleurements paléozoïques des Jebilet.

Les cartes isopaches (épaisseur temps) (Figs. 6a–6d) montrent que le mécanisme à l’origine de cette flexuration est aussi responsable de l’individualisation au niveau d’Abda, lors du dépôt des séquences triasico-jurassiques, d’un bassin en flexion qui forme d’abord un dépo-centre unique de direction NE–SW (Fig. 6a), puis se compartimente progressivement en

plusieurs petits dépo-centres locaux, globalement de même direction NE–SW (Figs. 6b et 6c). Au cours du Jurassique supérieur (séquence J-2), la subsidence différentielle ayant contrôlé ce système de « microcuvettes » s’est progressivement atténuée (Fig. 6d).

5. Discussion et conclusion

Il ressort de cette étude sismique que la bordure occidentale du bassin d’Abda correspond à une zone flexurée, dans laquelle le socle paléozoïque forme un relief contre lequel se biseautent les dépôts triasico-jurassiques. La convergence des réflexions vers l’est, associée à des discordances progressives et à des tronçures d’érosion (Figs. 3, 4 et 6e), indique qu’un soulèvement a affecté cette zone au cours de cette période. Ce soulèvement, parfois accompagné de failles inverses (Figs. 4 et 5), a intimement contrôlé

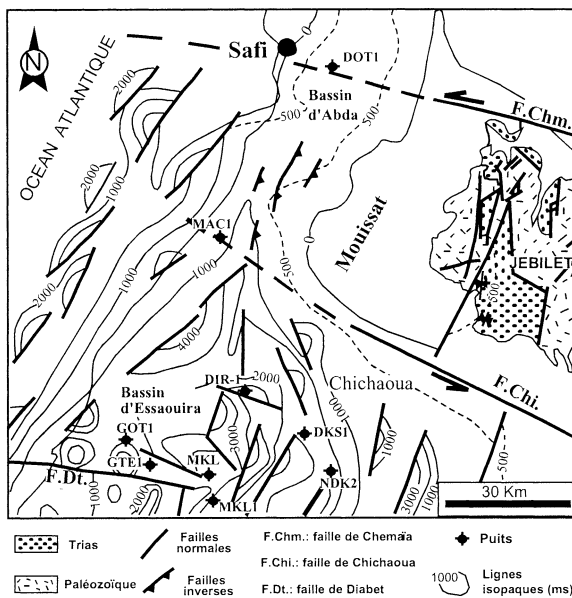


Figure 7. Carte des isobathes du Trias des bassins d'Abda et d'Essaouira. La faille de Chichaoua est déduite des données magnétiques (d'après Hafid [7], pour le bassin d'Essaouira).

Figure 7. Abda and Essaouira Basins: Triassic isopach map (after Hafid [7], for the Essaouira Basin).

les modalités de dépôt dans le bassin d'Abda. En effet, ce bassin, qui constitue la jonction entre celui de Doukkala au nord et celui d'Essaouira au sud, se distingue de ces derniers par l'absence presque totale de failles normales pendant la période triasico-

liasique, qui est celle du *rifting* atlantique, et par la présence de paléofailles inverses de même âge.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ces structures compressives syn-rift.

Le soulèvement du socle à la bordure orientale du bassin (socle Mouissat–Jébilet), et plus généralement de l'ensemble du socle mesetien, ou « dorsale du massif hercynien central » [3] à l'est de la flexure ou linéament de la Meseta [5, 9], peut être considéré comme celui de l'épaule du rift atlantique [4]. Cette interprétation classique ne rend pas compte, toutefois, des failles inverses observées dans le bassin étudié au cours du *rifting* atlantique. Ces failles peuvent être également liées à des mouvements de décrochement (failles transformantes) des accidents de Chemaïa, au nord [6, 7], et de Chichaoua, au sud (Fig. 7) [7], au sein d'un contexte transpressif entre les rifts atlantique et atlasique, créant ainsi un relais compressif dans le bassin d'Abda, à la bordure occidentale du bloc des Jbilet. Une autre hypothèse pourrait être celle que proposent Withjack et al. [11] à propos des structures compressives décrites dans les bassins côtiers de la côte est-américaine. Selon ces auteurs, la compression des marges serait le résultat du refroidissement progressif de la croûte océanique de part et d'autre de la dorsale médio-océanique. Cependant, l'absence de structures compressives similaires à l'échelle régionale, notamment dans le bassin de Doukkala, au nord, et dans celui d'Essaouira, au sud [6, 7], ne milite pas en faveur de cette hypothèse.

Remerciements. Les auteurs tiennent à remercier le Prof. A.W. Bally pour sa contribution à l'interprétation des lignes sismiques, et le Prof. A. Michard pour la correction de cette note et pour ses remarques constructives. Nous remercions également M.A. Morabet, directeur de l'exploration à l'Onarep, qui a mis à notre disposition les sections utilisées dans ce travail.

Références

[1] M. Aajdour, T. Hssaïda, B. Fedan, A. El Morabet, F. Oumalch, S. Fakhi, Contribution à l'étude du Jurassique de la marge marocaine. Apports de l'analyse palynologique dans l'évolution géodynamique, in: 1^{er} Colloque national du Jurassique marocain, Rabat, Maroc, 1999, pp. 1–2 (résumé).

[2] X. Bujak Davies, Preliminary report on the Palynology of the well DOT-1, Morocco, rapport interne Onarep, 1988.

[3] R. Du Dresnay, Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen, Bull. Soc. géol. France 13 (1971) 46–56.

[4] P. Favre, G. Stampfli, W. Wildi, Jurassic sedimentary record and tectonic evolution of the north-western corner of Africa, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 87 (1991) 53–73.

[5] M. Gigout, Études géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi), Travaux de l'Institut scientifique chérifien, Rabat, Vol. 3, 1951, 407 p.

[6] M. Hafid, Incidences de l'évolution du Haut-Atlas occidental et de son avant-pays septentrional sur la dynamique mésocénozoïque de la marge atlantique (entre Safi et Agadir). Apport de la sismique

réflexion et des données de forages, thèse d'État, université Ibn-Tofaïl, Maroc, 1999, 268 p.

[7] M. Hafid, Triassic–Early Liassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira Basin (Morocco), Mar. Petrol. Geol. 17 (2000) 409–429.

[8] P. Le Roy, Les bassins ouest-marocains, leur formation et leur évolution dans le cadre de l'ouverture et du développement de l'Atlantique central (marge africaine), thèse, université de Bretagne occidentale, 1997, 326 p.

[9] F. Medina, Évolution structurale du Haut Atlas 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'État, université Mohamed-V, Rabat, 1994, 272 p.

[10] A. Slimane, M. El Moustaine, Observations biostratigraphiques au niveau des formations rouges de la séquence syn-rift dans les bassins de Doukkala et Essaouira, in: 1^{re} réunion du Groupe marocain du Permien et du Trias, Oujda, Maroc, 1997, p. 54.

[11] M.A. Withjack, R.W. Schlische, P.E. Olsen, Diachronous rifting, drifting, and inversion on the passive margin of Central Eastern North America: an analog for other passive margins, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 82 (5A) (1998) 817–835.