

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 94 (2001)
Heft: 1

Artikel: Etude sismo-structurale de la marge nord du bassin du Gharb (avant-pays rifain, Maroc) : mise en évidence d'une distension d'âge miocène tardif
Autor: Litto, Wafa / Jaaidi, El Bachir / Medina, Fida
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-168877>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 15.03.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Etude sismo-structurale de la marge nord du bassin du Gharb (avant-pays rifain, Maroc): mise en évidence d'une distension d'âge miocène tardif

Wafa Litto^{1,2}, El Bachir Jaaïdi¹, Fida Medina³ & Mohamed Dakki²

Key-words: Morocco, Rif, tectonics, inversion, Neogene, seismic reflection data

Mots-clés: Maroc, Rif, tectonique, inversion, Néogène, données de sismique-réflexion

RESUME

L'interprétation des profils sismiques de la marge nord du bassin du Gharb montre qu'à partir du Miocène tardif, ce bassin a été soumis à deux régimes tectoniques superposés. La première phase correspond à une distension d'âge miocène supérieur-début pliocène, reflétée par le jeu de failles normales synsédimentaires à géométrie listrique. Cette phase, qui est générale – mais diachrone – dans le Rif, est compatible avec un amincissement brutal de la lithosphère soit par ablation convective d'une racine lithosphérique, soit par délamination probablement associée au détachement d'une plaque en subduction. A partir du Pliocène inférieur, ce bassin a été soumis à un régime tectonique en compression, mis en évidence par la déformation des structures qui affectent la série post-nappe. Ce modèle d'évolution en deux phases est différent de ceux proposés jusqu'ici dans la littérature.

ABSTRACT

Interpretation of seismic sections of the northern margin of the Gharb basin shows that, from the late Miocene onward, this basin underwent two superimposed tectonic regimes. The first phase corresponds to a late Miocene-early Pliocene extension reflected by the activity of syndepositional normal faults with a listric geometry. This phase, which is generalized – although diachronous – to the Rif chain, is consistent with the rapid thinning of a thickened lithosphere due to convective removal of the lithospheric root after slab-breakoff, or to delamination. From the lower Pliocene onward, the basin underwent a compressional regime, as attested by the deformation of previous extensional structures. The two-stage structural evolution proposed here, is different from the models currently suggested.

1. Introduction

La chaîne du Rif, extrémité sud-occidentale de la chaîne alpine péri-méditerranéenne, est bordée à son front par une «avant-fosse» (Fig. 1) occupée, d'est en ouest, par les bassins néogènes du Gareb-Kebdana (De Luca 1978, Hervouet 1986, Yahyaoui 1997), de Guercif (Colletta 1977, Zizi 1996a, 1996b, Sani et al. 2000), puis après l'étranglement topographique de la région de Taza, le bassin plio-quatenaire du Saïss (Ahmamou 1987), et enfin, à l'extrémité occidentale, le bassin mio-pliocène du Gharb (Cirac 1987). Ce dernier se prolonge plus à l'ouest au front de la chaîne sous l'Océan Atlantique (Malod & Mouge-not 1979, Flinch 1993 et 1996).

La caractérisation précise de l'évolution structurale récente (Miocène à Quaternaire) de ces bassins est d'une importance capitale car d'une part, ils sont les marqueurs des mouvements les plus récents au front de la chaîne rifaine, et d'autre part, en raison de la mise en évidence de réserves pétrolières importantes au sein de leurs formations, notamment dans le bassin

du Gharb (cf. p.ex. Dorreen 1988). Cependant, cette évolution néogène et quaternaire a toujours posé – et pose encore – des problèmes quant à la nature du régime tectonique dominant (distension ou compression) et à la succession des événements dans l'espace et dans le temps, ce qui est reflété par les modèles assez divergents élaborés jusqu'ici (cf. §2).

Si les études de surface se sont montrées relativement limitées à cause de l'expression topographique des bassins, souvent des plaines cultivées, l'utilisation systématique des méthodes géophysiques, en particulier la sismique réflexion depuis une dizaine d'années, a permis d'améliorer notablement les connaissances sur la structure (Flinch 1996, Zizi 1996a, 1996b, El Mourabet 1996, Yahyaoui 1997). C'est dans cette nouvelle optique que nous procédons dans cette note à l'étude structurale de la partie septentrionale du bassin du Gharb au moyen des profils sismiques réalisés par l'ONAREP dans le cadre de l'exploration pétrolière (Fig. 2), et nous comparons nos résultats à ceux des études antérieures.

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

² Office National de Recherches et d'Exploitation Pétrolière, 34, Av. Al Fadila, B.P. 8030, Rabat, Morocco

³ Université Mohamed V-Agdal, Institut Scientifique, Département de Géologie, B.P. 703 Agdal, Rabat, Morocco

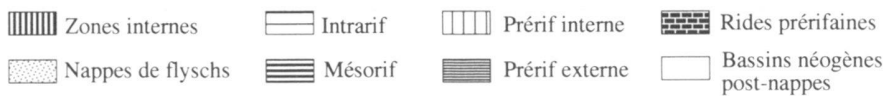
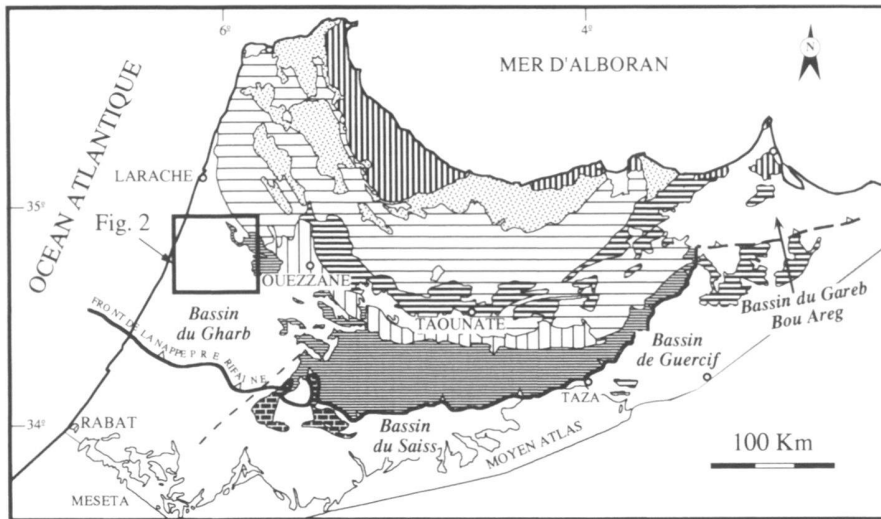


Fig. 1. Carte structurale du Rif (d'après Suter 1980) et localisation (encadré) de la région étudiée.

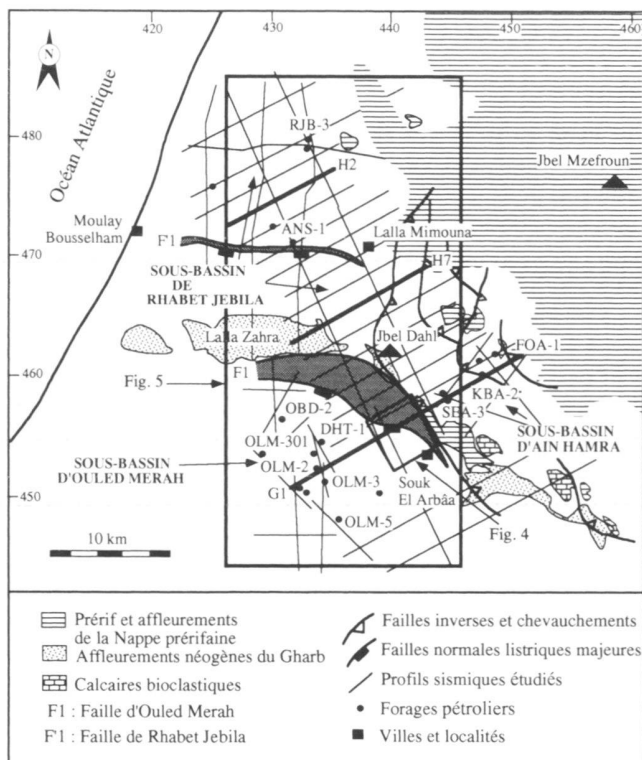


Fig. 2. Nomenclature des différents sous-bassins du Gharb septentrional, et localisation des forages et des profils étudiés.

2. Cadre géologique et travaux antérieurs

Le bassin du Gharb est situé au sein de la plus méridionale des entités structurales de la chaîne rifaine (Tilloy 1955a, 1955b, Suter 1980); le Pré-rif externe (Fig. 1). Au nord et à l'est, il est limité par les collines à matériel appartenant à la Nappe pré-rifaine; au sud, ses formations reposent sur le socle de la Meseta; à l'ouest, il se prolonge dans l'Océan Atlantique. Du point de vue géophysique, il est lié à une importante anomalie gravimétrique négative atteignant -130 mgal à Had Kourt (Van den Bosch 1971, 1981) et est actuellement le siège d'un flux thermique relativement élevé, de l'ordre de 65 à 85 mW/m^2 (Rimi et al. 1998). Les données gravimétriques et magnétiques, ainsi que les forages, indiquent que le socle qui affleure dans la région de Rabat, s'enfonce progressivement vers le nord jusqu'à une profondeur de 8 km (Seber et al. 1996).

L'histoire du bassin a été liée à de nombreux facteurs tels que la subsidence du substratum, les variations eustatiques, les apports sédimentaires et la tectonique régionale. Cependant, le facteur le plus important a été la mise en place de la Nappe pré-rifaine par glissement gravitaire dans la marge nord du bassin au cours du Tortonien inférieur, puis la tectonique locale très prononcée du Tortonien supérieur à l'Actuel.

Plusieurs concepts d'évolution ont été proposés jusqu'ici pour expliquer la genèse du bassin. Ainsi, selon Rampoux et al. (1977), le Gharb aurait pris naissance au cours d'une phase distensive généralisée d'âge Tortonien à Pliocène, avec une direction d'extension NE-SW; ensuite, un épisode compressif

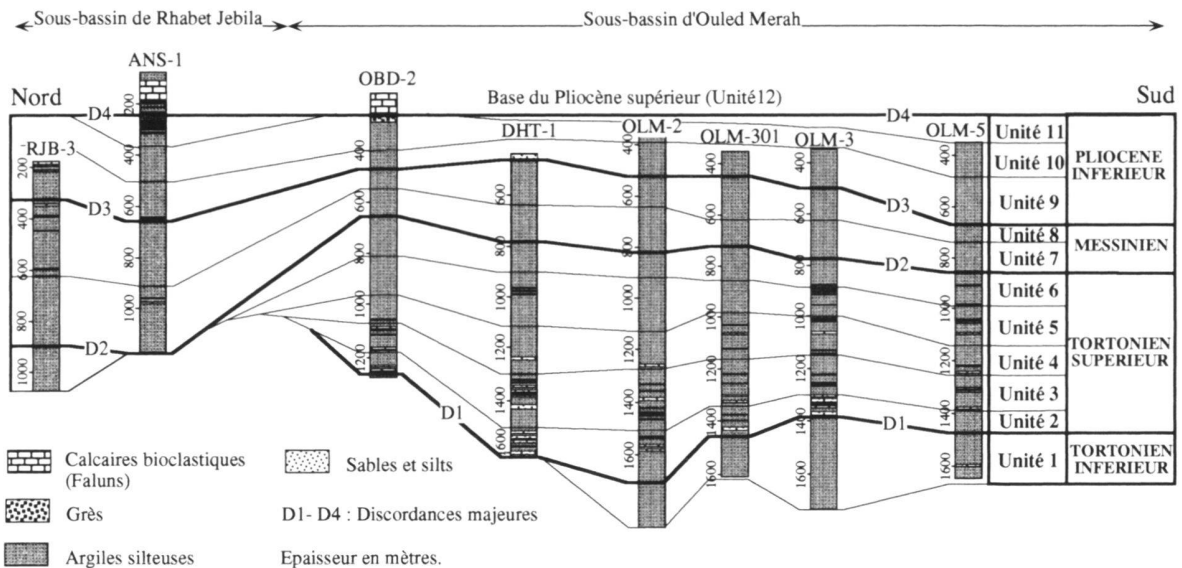


Fig. 3. Subdivisions et âge des unités sismiques du Gharb septentrional.

durant le Pliocène supérieur et au début du Quaternaire aurait donné naissance à des plis sur la bordure nord du bassin; enfin, un dernier épisode au cours du Quaternaire aurait été à l'origine de déformations à grand rayon de courbure, et du rejeu de failles. Pour Morel (1988, 1989), l'évolution structurale du bassin du Gharb se serait effectuée dans un contexte essentiellement compressif permanent avec une direction de compression NE-SW. Plus récemment, Flinch (1993) a suggéré, sur la base de l'analyse des profils sismiques, que les structures distensives et compressives observées sont synchrones et dues à des glissements gravitaires au front de la chaîne rifaine. Dans ce dispositif, les failles normales délimitant les parties arrière des bassins ré-émergent à leur front en chevauchements (toe thrusts). Cette tectonique aurait eu lieu durant la période allant du Tortonien supérieur au Pliocène inférieur, et c'est à partir du Pliocène moyen, qu'aurait eu lieu le soulèvement général des bordures du bassin.

3. Stratigraphie

La colonne stratigraphique des formations néogènes du bassin du Gharb (Fig. 3), connue d'après les données de surface (Feinberg 1986, Wernli 1988) et de subsurface (ERICO 1991), comporte des sédiments d'âge tortonien à quaternaire, dont la nature varie de la bordure au centre du bassin, où l'épaisseur totale peut atteindre 2000 m (Cirac 1987, Wernli 1988, Morel 1988, Flinch 1993, 1996). Il s'agit en général d'une succession épaisse de marnes et de sables transgressifs et discordants sur les séries plus anciennes. Dans le centre du bassin, les séquences du Tortonien et du Messinien correspondent à d'épais niveaux argilo-silteux de mer ouverte, témoignant d'un envi-

ronnement deltaïque et turbiditique, alors que sur les bordures, les dépôts de sables bioclastiques ou de carbonates indiquent une plate-forme.

Au sein des séquences à dominance argileuse, des corps silto-sableux de faible épaisseur (souvent quelques mètres) et d'extension réduite peuvent se développer et être à l'origine des accumulations de gaz. L'étude sédimentologique, qui ne sera pas détaillée dans cet article, montre que ces dépôts sont probablement d'origine gravitaire, et se sont formés au sein de cônes sous-marins développés lors des périodes de bas niveau marin et au pied des grandes failles.

Dans notre étude, 5 ensembles regroupant 12 unités sismiques ont pu être distinguées. L'âge de ces unités a été déterminé grâce aux datations micropaléontologiques effectuées par Wernli (1988), ERICO (1991) et Kerzazi (1994). Nous nous sommes basés sur les données biostratigraphiques du forage OLM-3 pour la datation des unités sismiques. Ainsi, l'unité U1 a été attribuée au Tortonien inférieur caractérisé par *Globorotalia miotumida* et *G. saphoe*; les unités U2 à U6 au Tortonien supérieur (*G. dutertrei* et *G. humerosa*); les unités U7 et U8 au Messinien (*G. primitiva*); les unités U9 à U11 au Pliocène inférieur (*G. margaritae*) et l'unité 12 au Pliocène supérieur. Ces unités, qui reposent en discordance sur le toit de la Nappe pré-rifaine sont séparées par quatre discontinuités majeures situées à la base du Tortonien supérieur (D1), du Messinien (D2), du Pliocène inférieur (D3) et du Pliocène supérieur (D4). Bien que la surface qui sépare le Tortonien supérieur du Messinien pose un problème dans le secteur d'étude du fait de l'absence de marqueurs biostratigraphiques, la stratigraphie sismique permet de mettre en évidence une limite supérieure probable du Tortonien sur le profil G1 (Fig. 2 et 6), qui peut être tracée vers 1.4 sTWT.

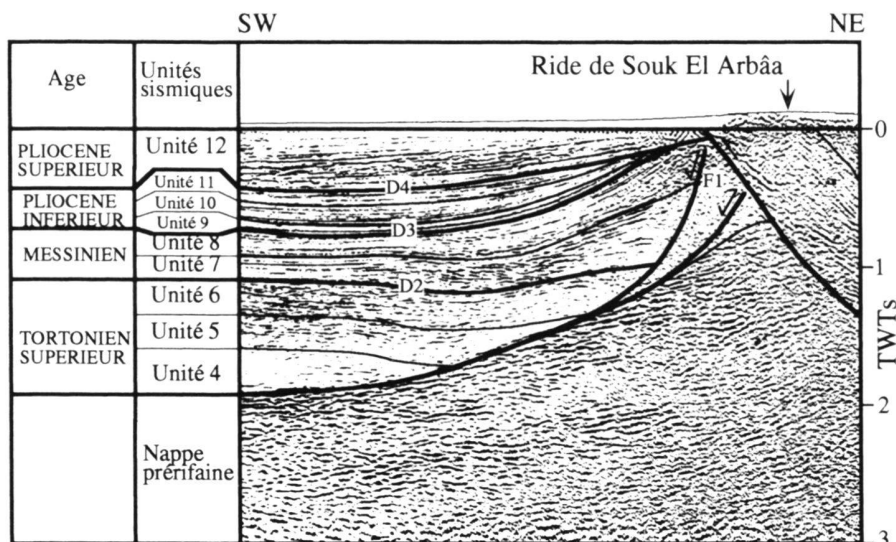


Fig. 4. Détail de la section sismique G1 montrant le jeu normal de la faille d'Ouled Merah (F1) attesté par les réflecteurs divergents (unités en dessous de D3) et la compression ultérieure matérialisée par des réflecteurs convergents (unités au dessus de D3).

F1 : Faille d'Ouled Merah

4. Structure et évolution structurale

La partie septentrionale du bassin du Gharb est traversée par une soixantaine de profils appartenant à différentes campagnes totalisant 450 km de lignes sismiques. La bonne qualité des profils a permis d'interpréter toutes les sections sismiques traversant le secteur d'étude, et le calage des horizons sismiques a été réalisé à l'aide des données de forage disponibles (Fig. 2). Ainsi, la partie septentrionale du bassin peut être subdivisée en trois sous-bassins, les sous-bassins d'Ouled Merah, Rhabet Jebila et Ain Hamra (Fig. 2), qui forment de petits dépocentres délimités par des failles normales majeures. Il faut noter que cette nomenclature est différente de celle de Flinch (1996, sa Fig. 6), qui regroupe les sous-bassins de Rhabet Jebila et d'Ain Hamra sous le terme de «bassin de Lalla Zahra-Souk El Arbâa».

Contrairement à Flinch (1993), qui estime que les structures distensives et les structures compressives observées sont synchrones, nous avons pu séparer clairement deux phases tectoniques majeures distinctes: la première, d'âge tortonien-messinien est distensive, la deuxième, plio-quaternaire, est compressive. Le caractère biphasé de la déformation est prouvé par l'analyse d'un segment de la section G1 (Fig. 4), situé aux alentours de la ride de Souk El Arbâa. La section montre des réflecteurs dont la géométrie est différente: sous la surface D3, les réflecteurs correspondant aux unités U5 à U8 dessinent un éventail ouvert vers le nord-est, c'est-à-dire vers la faille normale d'Ouled Merah (F1 sur Fig. 4), ce qui témoigne du jeu normal synsédimentaire de cette faille. En revanche, au-dessus de la surface D3, les réflecteurs des unités U9 à U12 convergent vers le nord-est, ce qui ne peut être expliqué que par le basculement des structures provoqué par le soulèvement de la ride de Souk El Arbâa qui s'achève par son chevauchement vers le SW. De même, sur le profil H7 du sous-bassin de Rha-

bet Jebila, on observe la superposition d'un pli synclinal à un demi-graben (cf. *infra*). Ces observations permettent donc de proposer l'existence de deux épisodes distincts de déformation, que nous détaillons dans les paragraphes suivants.

4.1. La distension tortono-messinienne

Le sous-bassin d'Ouled Merah, d'orientation NW-SE (Fig. 5), est limité à l'est par la ride de Souk El Arbâa, au sud par la faille de Hammad Achlouj, et au nord par la ride de Lalla Zahra. La carte des isochrones de la base de l'unité sismique U7 (Messinien) montre une série de failles normales avec des directions NW-SE (failles d'Ouled Merah et d'Ouled Ben Dech) et NE-SW (failles de Lalla Zahra et de Hammad Achlouj). Les isochrones montrent une certaine irrégularité avec une partie orientale basse d'axe N150, et d'une profondeur maximale de 1,15 sTWT (1200 m environ).

Le profil-type G1 (Fig. 6), orienté ENE-WSW sur une longueur de 12,5 km, montre, à l'ouest de Souk El Arbâa, les formations du Miocène supérieur au sein d'un graben bordé par les deux failles majeures d'Ouled Merah (F1) et d'Ouled Ben Dech (F2).

La faille d'Ouled Merah (F1), de direction NW-SE et à pendage vers l'ouest et vers le SW (Figs. 5 et 6), recoupe les unités sismiques U1 à U8. Dans sa partie nord-ouest, cette faille se courbe et rejoint les affleurements de Lalla Zahra, alors que vers l'est elle atteint les affleurements de la Nappe prérfaine (Fig. 5). En profondeur, le plan de la faille devient horizontal et passe dans un niveau à fortes réflexions, que nous assimilons à un plan de détachement situé dans la Nappe prérfaine. Le compartiment supérieur est caractérisé par l'épaississement important de la série stratigraphique, ainsi que par la présence d'un éventail ouvert vers le plan de faille, indiquant

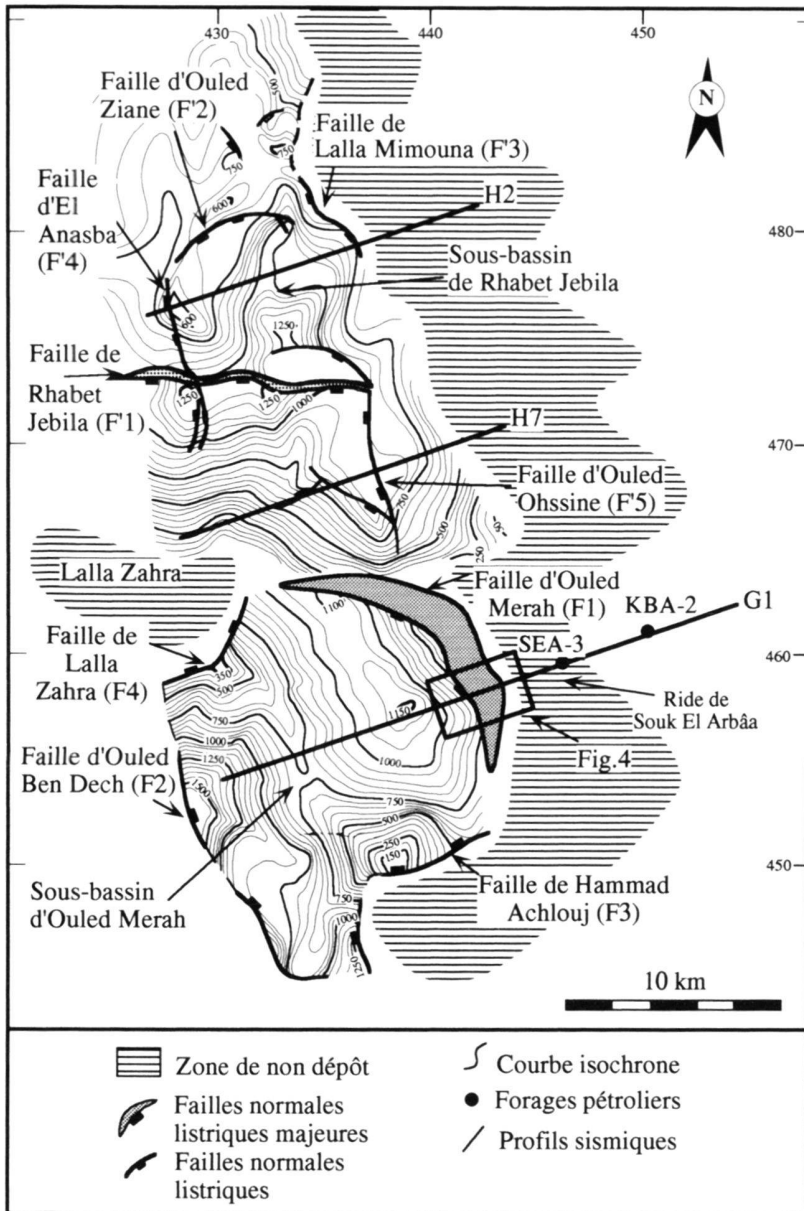


Fig. 5. Carte en isochrones de la base de l'unité sismique U7 (équidistance = 50 ms) dans les sous-bassins d'Ouled Merah et Rhabet Jebila.

une sédimentation continue durant le jeu de celle-ci (cf. détail Fig. 4).

La faille d'Ouled Ben Dech (F2 sur le profil G1, Fig. 6), de direction NW-SE, affecte également les unités sismiques U1 à U8, basculées vers l'ouest. Le jeu de cette faille est accompagné par la formation d'un roll-over couronné d'un graben cristallin. Cependant, comme les réflecteurs correspondant au Messinien sont divergents vers la faille, alors que ceux des unités sous-jacentes restent parallèles, le jeu de cette faille est tardif par rapport à celui de la faille d'Ouled Merah.

Les autres profils étudiés montrent la même structure générale, mais avec des dispositifs parfois complexes en relation avec l'interaction des failles.

Le sous-bassin de Rhabet Jebila se présente également sous la forme d'un synforme complexe d'orientation NW-SE, dont les bords sont redressés vers le nord et vers le sud. La carte structurale en isochrones (Fig. 5) montre qu'il a été soumis à une tectonique principalement distensive durant le Miocène supérieur (Tortonien-Messinien) exprimée à travers une série de failles normales sans direction préférentielle dont la plus importante est la faille de Rhabet Jebila (F'1). Dans la partie est du sous-bassin, la Nappe pré-rifaine est portée à l'affleurement et les sédiments post-nappe sont très peu épais.

La faille de Rhabet Jebila (F'1) est une faille normale listrique de direction E-W (Fig. 5) et à pendage sud (Fig. 7). Elle a été active pendant toute la durée du Miocène supérieur et au

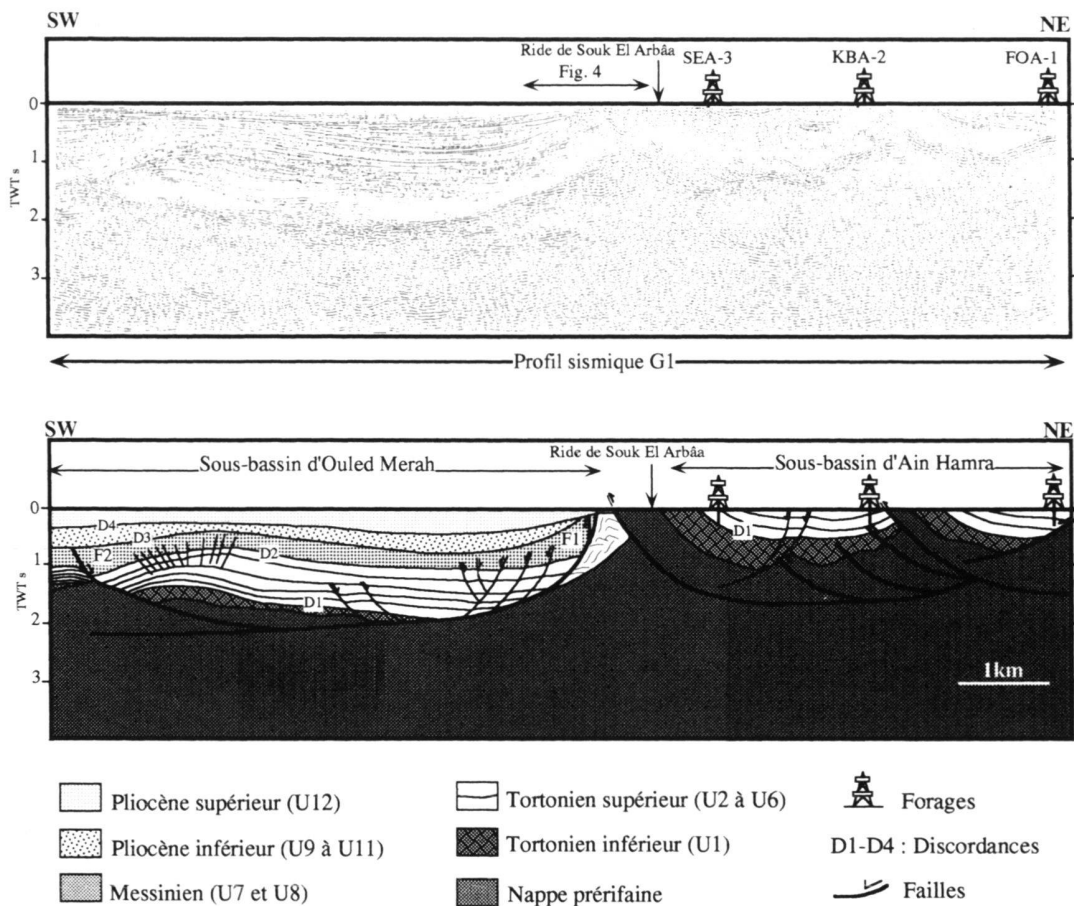


Fig. 6. Section sismique G1 et interprétation (localisation dans la figure 2).

début du Pliocène inférieur, contrôlant le développement de l'épaisse série sédimentaire (unités sismiques U3 à U9) et son basculement vers le nord; ce jeu a été accompagné par la formation d'un demi-graben dont l'épaulement SW, accentué par la compression tardive, forme les collines de Lalla Zahra. D'autres failles normales synsédimentaires apparaissent dans le même sous-bassin, comme la faille de Lalla Mimouna (F'3, Fig. 5), de direction NNW-SSE, ou la faille d'El Anaseba (F'4, Fig. 5), de même direction.

Les profils sismiques couvrant le sous-bassin d'Ain Hamra montrent des écaïlles renfermant des synclinaux dont les axes ont une orientation NW-SE (Fig. 6). L'épaississement des dépôts du côté est et nord-est de ces synclinaux, tel qu'il semble apparaître au moins dans l'écaïlle orientale par la disposition des réflecteurs en éventail ouvert vers l'est et le nord-est, montre que cette partie orientale du bassin correspondait, au moment de la sédimentation, à demi-grabens transportés par la suite au sein des écaïlles.

Afin de pouvoir calculer la quantité d'extension dans la marge septentrionale du bassin du Gharb, nous avons établi des coupes-profondeur en convertissant les sections sismiques les plus significatives comme G1 (Fig. 7), G9 et G10 (non figu-

rées), où les effets de la compression sont les moindres. Parmi les différentes méthodes possibles, nous avons opté pour la plus simple qui est celle de la mesure de la longueur actuelle d'une section (l_1), comparée avec la longueur initiale (avant décalage) d'un horizon repère, celui du toit de la Nappe préifaine dans notre cas, et qui est la somme des segments élémentaires ($l_0 = \sum l_i$) en soustrayant les effets de la compression ultérieure. La quantité d'extension β , égale au rapport l_1/l_0 , est de l'ordre de 1.51 (51%). Cette valeur élevée s'applique principalement aux sections mesurées, donc à l'échelle du sous-bassin. La valeur sur l'ensemble du Gharb nécessite la conversion des sections de la partie sud, que nous n'avons pas étudié. Cependant, l'examen des structures décrites par les autres auteurs (Flinch 1996, El Mourabet 1996) sont assez proches de celles présentées ici, ce qui nous permet de suggérer que cette valeur peut être étendue à l'ensemble du bassin.

4.2. La tectonique compressive plio-quaternaire

Dans le Gharb, la tectonique compressive a été reconnue depuis longtemps, puisqu'elle s'exprime souvent par l'interruption de la plaine par des reliefs correspondant aux «rides» abri-

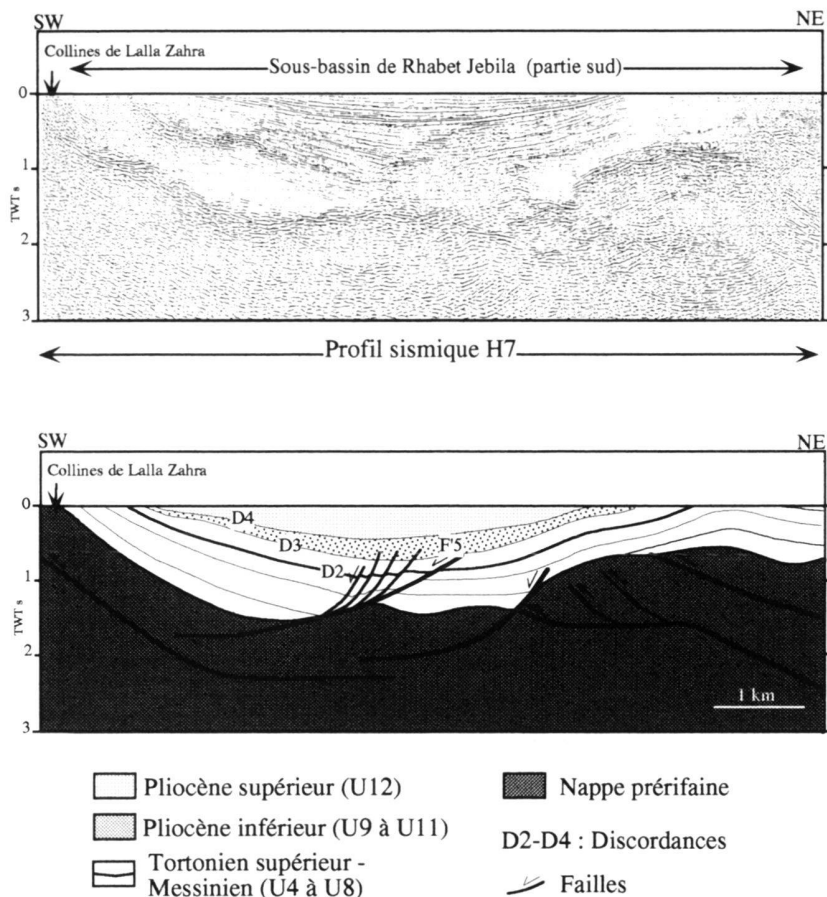


Fig. 7. Section sismique H7 et interprétation (localisation dans la figure 2).

tant des structures compressives. Ainsi, le chaînon de Lalla Zahra (Fig. 2) correspond à des plis en échelons dont les directions axiales changent d'ouest en est (Morel 1988), et dont la disposition est probablement liée au jeu senestre d'un accident N70-80 situé en profondeur. Ces structures sont en relation avec une tectonique compressive qui a duré depuis la fin du Pliocène jusqu'au Villafranchien (Morel 1988). Un autre exemple a été rapporté du Jbel Mzefroun (Fig. 2), où les formations supra-nappe sont affectées par des plis et des failles d'axe NW-SE (Morel 1988). Les données de subsurface sont surtout dues à Flinch (1993, 1996) qui relie les structures compressives au déplacement de la Nappe prérifaine.

Le profil sismique G1 (Fig. 6) montre deux écailles importantes à vergence sud-ouest, déplaçant le sous-bassin d'Ain El Hamra en direction de l'avant-pays. Ces écailles, qui apparaissent surélevées par rapport au sous-bassin voisin d'Ouled Merah, sont bordées de rampes frontales mettant les terrains de la Nappe prérifaine au dessus des formations post-nappe. Le plan de chevauchement occidental est émergent et de même direction que la faille d'Ouled Merah (F1), et la partie à l'affleurement de cette grande écaille forme la «Ride de Souk El Arbâa» (Fig. 6). En profondeur, le plan de chevauchement

semble devenir horizontal au sein de la Nappe. Le chevauchement oriental, à vergence également vers le SW, recoupe les unités sismiques U1 à U6.

Dans le sous-bassin d'Ouled Merah, le profil G1 (Fig. 6) montre vers le sud-ouest un synclinal et des discordances affectant les unités sismiques U9 à U11, qui sont probablement dus au chevauchement de la ride de Souk El Arbâa, mais aussi au basculement de la faille d'Ouled Merah (F1) lors de la compression. Comme nous l'avons indiqué précédemment (§ 4), cette structure synclinale repose en discordance nette sur les structures distensives liées au jeu de la faille normale d'Ouled Merah.

Le sous-bassin de Rhabet Jebila montre également des plis et des discordances. Par exemple, le profil sismique H7 (Fig. 7) montre un synclinal à coeur pliocène supérieur, lui-même discordant sur un autre synclinal à coeur pliocène inférieur, ce qui témoigne du caractère progressif de la déformation compressive. Le flanc sud-ouest du synclinal se superpose à la ride de Lalla Zahra, qui constitue l'ancien épaulement du demi-graben de Rhabet Jebila réactivée en anticlinal par la compression.

Au niveau du profil sismique H2 (Fig. 8), les unités sismiques U5 à U12 ainsi que la Nappe prérifaine forment un an-

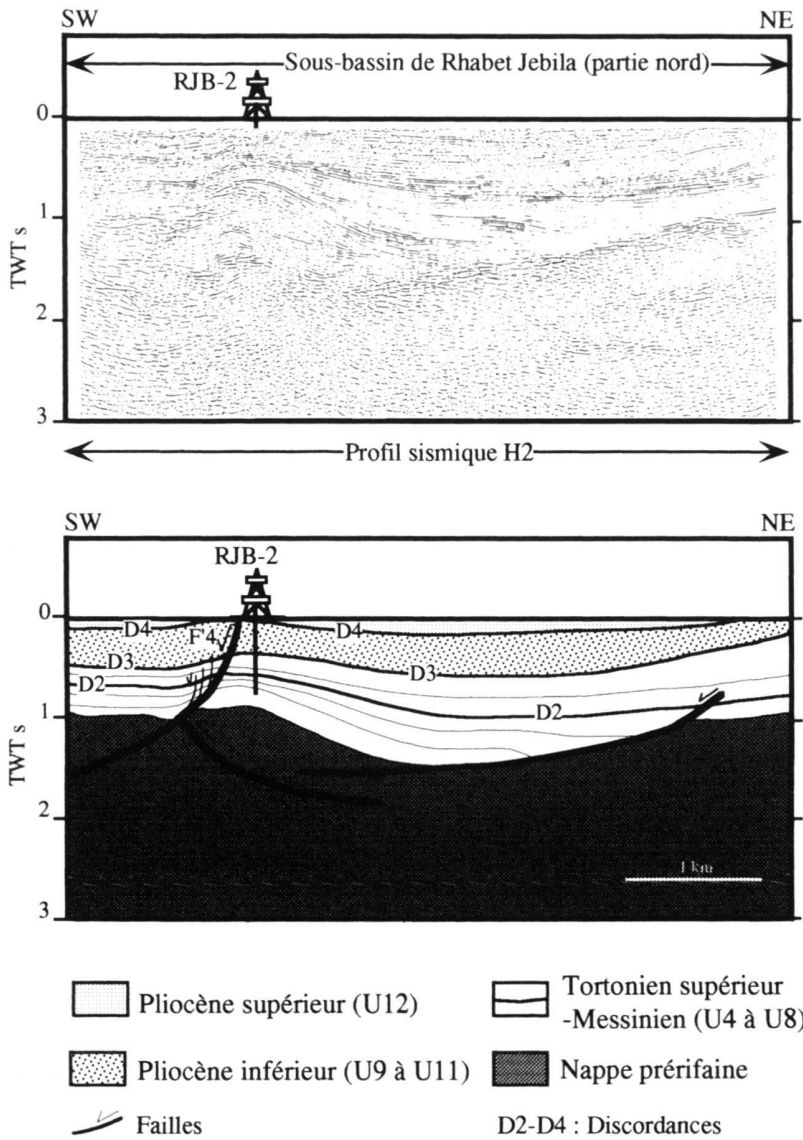


Fig. 8. Section sismique H2 et interprétation (localisation dans la figure 2)

ticlinal probablement en relation avec une rampe développée en contrebas de la faille d'El Anaseba (F'4, Fig. 5), qui est une faille normale au cours du Miocène supérieur.

En outre, les profils sismiques qui traversent le Gharb septentrional montrent qu'en plus des chevauchements qui ont porté la Nappe prériftaine à l'affleurement, comme dans la ride de Souk El Arbâa, la structure interne de la Nappe est complexe. En effet, l'interprétation détaillée montre qu'elle s'organise en écaillés caractérisées chacune par des réflexions internes plus ou moins bien organisées qui dessinent parfois des plis – probablement de propagation de faille – comme dans la partie NE du profil H7 (Fig. 7), et sur le profil H2 (Fig. 8). Ces écaillés sont généralement empilés d'est en ouest en direction de l'avant-pays, et les plans qui les délimitent semblent se re-

joindre au sein d'un plan de décollement probablement relié au décollement principal de la Nappe.

Ces observations suggèrent que les structures compressives d'âge pliocène sont en partie liées à la réactivation des structures compressives anté-tortonniennes de la Nappe. En fait, la compression ne réactive que rarement les plans des failles normales tortono-messinien, qui apparaissent généralement déformés et/ou basculés. Par conséquent, il n'y a pas d'inversion *sensu stricto* des structures distensives, mais les failles normales ont pu avoir une influence sur la *localisation* des structures compressives, comme dans l'exemple du chevauchement de la Ride de Souk El Arbâa, localisé par la faille d'Ouled Merah.

La quantité de raccourcissement peut être obtenue à partir

du profil G1, en suivant la procédure indiquée à la section 4.2. Si l'on prend le toit de la Nappe pré-rifaine comme niveau de référence, le raccourcissement obtenu est de 14% environ, mais il s'agit là d'une valeur minimum car nous ne pouvons calculer exactement le déplacement total au niveau de la Ride de Souk El Arbaa en raison de l'érosion du toit de la Nappe. D'autre part, cette estimation correspond au raccourcissement interne du sous-bassin, puisque le déplacement au-dessus du niveau de décollement de la Nappe n'est pas pris en compte. En tout cas, la valeur reste relativement faible, et proche de celles des régions voisines comme les Rides pré-rifaines (10 à 15%).

5. Discussion

Avant de proposer un schéma d'évolution du bassin du Gharb et d'essayer de rechercher un mécanisme plausible pour expliquer son développement, il nous semble nécessaire de passer en revue les données recueillies dans les régions voisines à l'échelle régionale (Gharb méridional et offshore) et de la chaîne du Rif.

5.1. A l'échelle régionale

Les études effectuées dans les autres secteurs du bassin du Gharb montrent une diversité structurale évidente (Flinch 1996, cf. Fig. 9), qui rend l'élaboration d'un modèle simple assez délicate.

En effet, dans le Gharb méridional, qui est considéré comme une zone distensive/compressive par Flinch (1996), les sédiments datés du Pliocène reposent sur un ensemble caractérisé par des grabens comblés de sédiments tortono-messiniens, dont les failles bordières affectent le toit de la Nappe pré-rifaine. Celle-ci repose, par un contact anormal, sur des sédiments d'âge miocène moyen-tortonien inférieurs traversés par le forage KC-3 (El Mourabet 1996, section sismique R-25). Notons que l'interprétation de Flinch (1996, profil R6) ne comporte pas ces failles normales. Immédiatement plus au nord, le toit de la Nappe, les niveaux tortono-messiniens ainsi que la couverture pliocène sus-jacente sont affectés de failles normales listriques de direction dominante N-S (El Mourabet 1996, section R-7, et Flinch 1996, ses sections R12 et R14), ce qui est en apparence contradiction avec le régime compressif pliocène déduit dans la partie septentrionale du bassin (cf. *supra*).

En offshore (Gharb maritime), les sections A à E de Flinch (1996) soulignent que les sédiments pliocènes sont impliqués dans un système distensif dans la région de Larache et plutôt compressif (failles inverses) plus au sud (Fig. 9).

La contradiction entre nos observations et l'interprétation des profils des régions voisines n'est en fait qu'apparente. D'une part, la zone «distensive» au large de Larache montre une structure typique d'une loupe de glissement ouverte vers l'océan, et correspondrait donc à l'éroulement gravitaire des sédiments de la marge le long de failles «panaméennes». D'autre part, les failles normales affectant les sédiments plio-

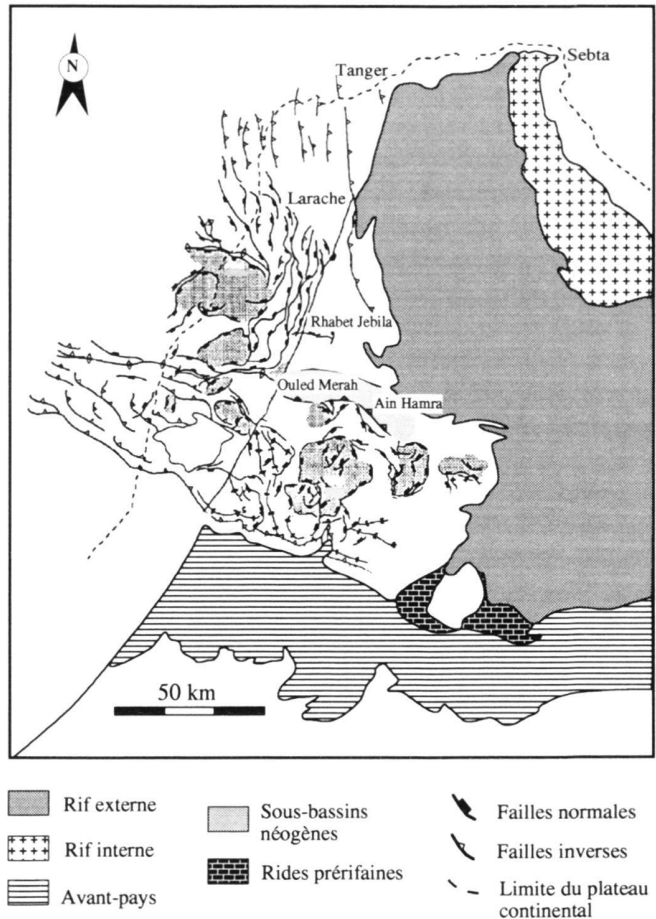


Fig. 9. Schéma structural du bassin du Gharb (d'après Flinch 1993, 1996, légèrement modifié).

cènes du Gharb méridional sont compatibles avec la compression, puisque leur direction (N-S) est plus ou moins parallèle à celle de la compression plio-quadernaire (NNW-SSE à NNE-SSW selon Morel, 1989, sa Fig. 5) et peuvent être considérées comme des méga-fentes de tension. Ce type de dispositif a été d'ailleurs reconnu dans d'autres secteurs du Rif (Morel, 1989).

5.2. A l'échelle du Rif et de la Mer d'Alboran

Dans l'avant-pays rifain, les travaux les plus récents montrent des dispositifs et une chronologie proches de celles du Gharb. Ainsi, dans le bassin du Saïss, Ahmamou & Chalouan (1988) décrivent des failles N-S affectant les formations du Pliocène supérieur-Quaternaire ancien, liées à une phase de compression grossièrement N-S. Plus à l'est, dans le bassin néogène de Guercif, deux phases majeures ont été reconnues: une distension d'âge tortonien suivie d'une phase de calme au Messinien, puis une compression au cours du Pliocène (Colletta 1977, Zizi

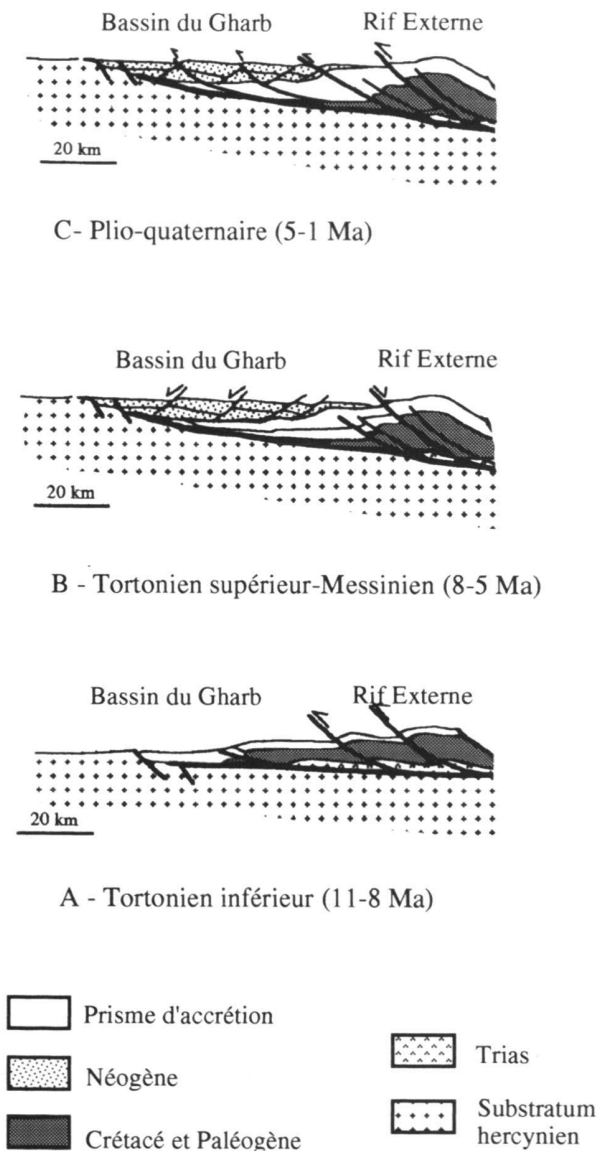


Fig. 10. Schéma simplifié de l'évolution du bassin du Gharb et du Rif externe du Miocène à l'actuel.

1996a, 1996b). Enfin, dans l'avant-pays oriental, une tectonique distensive a été reconnue pendant le Tortonien supérieur et le Messinien; cependant, les données de sismique réflexion (Yahyaoui 1997), qui montrent essentiellement des structures compressives, ne sont pas concluantes en raison de l'absence de forages permettant un calage stratigraphique.

Dans le Rif central, Samaka et al. (1997) et Samaka (1999) ont mis en évidence dans le bassin subsident de Taounate une phase de distension au cours du Tortonien et du Messinien, exprimée à travers un réseau de failles normales synsédimentaires à géométrie listrique, suivie d'une compression plio-quaternaire.

Dans les unités qui formeront plus tard le Rif interne, la distension est plus précoce puisqu'elle commence au Burdigalien après les phases compressives majeures, mais n'est bien exprimée qu'au Miocène moyen et supérieur à travers un système de failles de détachement affectant l'ensemble des unités (Chalouan et al. 1995). Cette phase de distension s'étend jusqu'au Pliocène, puis est suivie d'une compression.

Enfin, dans la Mer d'Alboran, les travaux les plus récents (Chalouan et al. 1997) mettent en évidence une évolution plus complexe que celle suggérée par les études antérieures (Bourgeois et al. 1992, Watts et al. 1993): phase distensive au Miocène moyen-Tortonien, suivie d'une compression tortono-messinienne, une phase de relaxation au Pliocène, puis une compression plio-quaternaire. Ici, comme dans le Rif interne, la phase de distension est plus précoce que dans l'avant-pays, de même que la compression tardive.

5.3. Causes possibles de la genèse des structures distensives

Bien que les bassins d'avant-pays de la chaîne alpine montrent pour la plupart des structures surtout compressives (cf. par ex. Ziegler & Roure 1996), certains travaux ont récemment souligné l'existence de structures distensives précoces, comme celles observées dans les Apennins (par ex. Tavarnelli & Peacock 1999), qui ont été interprétées comme liées à la flexuration de la lithosphère sous le poids du prisme tectonique. La distension observée dans le Gharb, mais aussi dans le reste du Rif externe, doit être expliquée à travers divers mécanismes tectoniques ou géodynamiques, dont les principaux seraient: (i) des glissements gravitaires au toit du prisme tectonique (Flinch 1996), (ii) une flexuration sous le poids du prisme tectonique, (iii) un effondrement lié aux forces gravitaires (Dewey 1988), (iv) à une délamination (Platt & Vissers 1989) ou (v) à l'ablation d'une racine lithosphérique par convection (Platt & England 1994), (vi) au roll-back d'une zone de subduction (Lonergan & White 1997). Comme la revue détaillée de ces différents modèles dépasserait le cadre de la présente étude, nous nous limiterons à discuter leur compatibilité avec nos observations.

Pour ce qui est des glissements gravitaires, il est certain que par endroits, comme au large de Larache par exemple, le front de la Nappe pré-rifaine – ou le front de la chaîne rifaine – est affecté de grandes failles panaméennes de croissance dues à l'instabilité de la pente. Pour les autres secteurs du bassin du Gharb, on pourrait envisager une distension superficielle liée à l'avancée et à l'expansion de la Nappe pré-rifaine sous-jacente. Cependant, cette explication se heurte au fait que la distension du Miocène supérieur est généralisée aux autres secteurs du Rif où la Nappe pré-rifaine est absente, comme dans certains secteurs du bassin de Guercif par exemple.

Pour le modèle de flexuration de l'avant-pays, le style des bassins du Gharb (failles surtout listriques à rejet plurikilométrique) est très différent de celui des Apennins, dominé par des failles planes à rejet métrique, formant des grabens aveugles (Tavarnelli & Peacock 1999).

Le modèle de l'effondrement lié aux forces gravitaires propose que la distension, qui affecte l'ensemble du prisme crustal, a lieu d'abord dans les zones élevées de l'orogène, vers 3000 m d'altitude, comme dans le Tibet et les Andes (Dewey 1988). Or, les bassins rifains en distension étaient situés au niveau de la mer, comme en témoignent les sédiments marins qui y ont été déposés (Samaka 1999).

Le modèle de «roll-back» tel qu'il a été proposé par Lonergan & White (1997) rend compte de la distension observée dans l'arrière-pays, mais pas de celle des parties frontales. La superposition d'une délamination, comme celle modélisée par Channell & Mareschal (1989) pour le rift tyrrhénien, permet d'y adjoindre un avant-pays en distension. Cependant, d'une part, ce dernier modèle envisage que l'orogène reste en compression, et d'autre part, Lonergan & White (1997, p. 514) indiquent que le roll-back aurait pris fin vers 10 Ma (Tortonien inférieur); or, c'est précisément à cette période que débute la distension dans l'avant-pays rifain.

Le modèle d'ablation de la racine lithosphérique (Platt & England 1994) suggère une distension post-collisionnelle suivie d'un volcanisme lié à une fusion partielle dans la lithosphère puis dans l'asthénosphère. Ce modèle, qui prédit une distension rapide, pourrait expliquer la distension généralisée du Rif, la topographie peu élevée des bassins et le volcanisme connu au Miocène. Cependant, à la différence du modèle proposé par Platt & England (1994) qui envisage une distension s'arrêtant au Miocène supérieur et une compression dans le Rif externe, nous pensons que cette distension a été plus étendue aussi bien dans le temps que dans l'espace, puisqu'elle a atteint les parties centrale (Taounate) et frontale (Guercif, Gharb) de la chaîne rifaine au cours du Miocène supérieur. Une solution alternative serait celle de considérer que la distension correspond à un collapse gravitaire généralisé du prisme externe, au cours d'une phase de relaxation des contraintes, comme l'ont envisagé Samaka et al. (1997) pour le Rif central, mais la généralité de l'extension jusque dans les bassins orientaux (Guercif) et les manifestations volcaniques contemporaines rendent cette solution peu satisfaisante.

5.4. Modèle d'évolution du Gharb

Les données recueillies sur la structure du bassin du Gharb nous permettent de proposer un modèle d'évolution qui est différent de ceux proposés jusqu'ici par les auteurs précédents (Fig. 10).

Au cours du Miocène moyen et le Tortonien inférieur, la structure du Gharb est celle d'un avant-pays en compression dominé par la mise en place de la Nappe pré-rifaine, véritable prisme d'accrétion assimilant les sédiments déposés à son front.

Au Tortonien supérieur-Messinien a lieu une distension généralisée reflétée par le jeu de failles normales synsédimentaires qui provoquent le démantèlement du toit de la Nappe. Cette distension serait le reflet de phénomènes plus profonds,

notamment une délamination ou une ablation convective de la racine lithosphérique.

A partir du Pliocène, le régime compressif lié au rapprochement des plaques Afrique et Europe reprend, et la structure du Gharb est dominée par des plis, des chevauchements mais aussi par des grabens perpendiculaires à la direction de la contrainte compressive (voir aussi Morel 1989). Cette reprise de la compression est également connue ailleurs, comme dans le Rif central ou dans le bassin de Guercif, et se continue jusqu'à nos jours.

6. Conclusions

- 1) L'interprétation des profils sismiques, couplée aux données de surface existantes, montre clairement que la marge nord du bassin du Gharb a été soumise à un régime tectonique en distension durant la période du Miocène supérieur-début Pliocène, reflétée par le jeu normal synsédimentaire de failles listriques de croissance, dont les plans passent dans le toit de la Nappe pré-rifaine puis dans un niveau de décollement présent à l'intérieur de celle-ci. Ces failles sont en grande partie fossilisées par le Pliocène inférieur, témoignant de l'arrêt de la distension au cours du Messinien et le début d'un autre régime à partir du Pliocène inférieur. Cette phase de distension, qui est générale – mais diachrone – dans le Rif, est compatible avec un amincissement brutal de la lithosphère soit par ablation convective d'une racine, soit par délamination probablement associée à un détachement d'une plaque en subduction (Platt & Vissers, 1989, Blanco & Spakman, 1993, Vissers et al. 1995).
- 2) A partir du Pliocène inférieur, la marge nord du bassin du Gharb a été soumise à un régime tectonique en compression, de direction principalement N-S, mise en évidence par la déformation et/ou le basculement des structures antérieures, et la présence de chevauchements.

Remerciements

Nous remercions l'ONAREP, pour avoir autorisé la publication des profils, MM. les Professeurs A. Michard et R. Wernli pour leurs remarques sur le manuscrit et A. Chalouan, D. Peacock et L. Lonergan pour la documentation fournie. Enfin, nous voudrions dédier cette note à la mémoire du Professeur Ahmed Ben Yaïch, décédé le 20 mars 1995, sous la direction duquel cette étude avait été entamée.

REFERENCES

- AHMAMOU, M. 1987: Etude sédimentologique des calcaires lacustres saïsiens (Plio-Quaternaire) du bassin de Fès-Meknès (Maroc). Thèse de 3ème cycle, Univ. Aix-Marseille III, 212 p.
- AHMAMOU, M. & CHALOUAN, A. 1988: Distension synsédimentaire plio-quaternaire et rotation anti-horaire des contraintes au Quaternaire ancien sur la bordure nord du bassin du Saïss (Maroc). Bull. Inst. Sci., Rabat 12, 19–26.
- BLANCO, M.J. & SPAKMAN, W. 1993: The P-velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain. Tectonophysics 221, 13–34.

- BOURGOIS, J., MAUFFRET, A., AMMAR, A., & DEMNATI, A. 1992: Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (western Mediterranean sea). *Geo-Marine Letters* 12, 117–122.
- CHALOUAN, A., SAJI, R., BALLY, A.W. & MICHARD, A. 1997: Tectonic evolution of the southern western Alboran Basin during the Neogene as inferred from seismic survey offshore Morocco. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* 81, 1161–1184.
- CHALOUAN, A., OUAZANI-TOUHAMI, A., MOUHIR, L., SAJI, R. & BENMAKLOUF, M. 1995: Les failles normales à faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'aminicissement crustal d'Alboran. *Geogaceta, Madrid*, 17, 107–109.
- CHANNELL, J.E.T. & MARESCAL, J.C. 1989: Delamination and asymmetric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift. *Geol. Soc. spec. Pub.*, 45, 285–302.
- CIRAC, P. 1987: Le bassin sud-rifain occidental au Néogène supérieur. Évolution de la dynamique sédimentaire et de la Paléogéographie au cours d'une phase de comblement. Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine. Thèse d'État. Université de Bordeaux I, 287 p.
- COLLETTA, B. 1977: Evolution néotectonique de la partie méridionale du bassin de Guercif (Maroc oriental). Thèse de 3ème Cycle, Univ. Grenoble, 136 p.
- DE LUCA, P. 1978: L'unité chaotique des Kbdana (région de Zaïo, Maroc). Relation structurale avec l'avant-pays du Rif oriental. *Bull. Soc. Géol. France* (7) t.20/3, 339–343.
- DEWEY, J. F. 1988: Extensional collapse of orogens. *Tectonics* 7, 1123–1139.
- DORREEN, J.M. 1988: Petroleum exploration in the coastal basins and offshore Morocco. In: Cornelius, C.D., Jarnaz, M. & Lehmann, E.P. (eds.): *Geology and culture of Morocco*, Earth Sciences Society of Libya, 111–116.
- EL MOURABET, M. 1996: Evolution structurale du Pré-rif occidental et des bassins du Saïss et du Gharb du Trias au Néogène, basées sur les données de subsurface (sismique réflexion et gravimétrie). Thèse de 3ème cycle. *Fac. Sci. Rabat*, 200 p.
- ERICO, 1991: Etude de synthèse géologique et géophysique du bassin du Gharb. Rapport inédit ONAREP.
- FEINBERG, H. 1986: Les séries tertiaires des zones externes du Rif (Maroc). *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 315, 1–192.
- FLINCH, F.J. 1993: Tectonic Evolution of the Gibraltar Arc. Ph. D thesis, Rice University, 381p.
- 1996: Accretion and extensional collapse of the external Western Rif (Northern Morocco). In: *Peri-Tethys Memoir 2 : Structure and prospects of Alpine basins and Forelands* (Ed by ZIEGLER, P.A. & HORVATH, F.). *Mém. Mus. nation. Hist. nat.* 170, 61–85.
- HERVOUET, Y. 1986: Evolution tectonique de l'avant-pays oriental rifain (orogène alpin, Maroc). *Rev. Géol. dyn. & Géogr. phys.* 27, 25–35.
- KERZAZI, K. 1994: Etude biostratigraphique du Miocène sur la base des foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires dans le Pré-rif et la marge atlantique du Maroc (site 547 A du DSDP leg 79); aperçu sur leur paléo-environnement. Thèse Univ. P. M. Curie, 231 p.
- LONERGAN, L. & WHITE, N. 1997: Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, 504–522.
- MALOD, J. & MOUGENOT, D. 1979: L'histoire géologique néogène du Golfe de Cadix. *Bull. Soc. géol. Fr.* 21, 603–611.
- MOREL, J.-L. 1988: Evolution récente de l'orogène rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc). Thèse d'État, Orsay, 584 p.
- 1989: Etats de contrainte et cinématique de la chaîne Rifaine (Maroc) du Tortonien à l'Actuel. *Geodinamica Acta* 3, 283–294.
- PLATT, J.P., & VISSERS, R.L.M. 1989: Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran sea and Gibraltar Arc. *Geology* 17, 540–543.
- PLATT, J.P., & ENGLAND, P.C. 1994: Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.* 294, 307–336.
- RAMPNOUX, J.P., ANGELIER, J., COLLETTA, B., FUDRAL, S., GUILLEMIN, M., & PIERRE, G. 1977: Les résultats de l'analyse structurale de la néotectonique des littoraux. Les résultats de l'analyse structurale au Maroc. *Bull. Soc. géol. France* 19, 594–599.
- RIMI, A., CHALOUAN, A., & BAHY, L. 1998: Heat flow in the western part of the Alpine Mediterranean system (the Rif, Morocco). *Tectonophysics* 285, 135–146.
- SAMAKA, F. 1999: Apport de la géophysique (sismique réflexion) à l'étude de l'évolution sédimentaire, structurale, et paléogéographique des bassins supra-nappes du Rif central. Thèse de Doctorat, Univ. Mohammed V, Rabat, 256 p.
- SAMAKA, F., BEN YAICH, A., DAKKI, M., HÇAINE, M., & BALLY, A.W. 1997: Origine et inversion des bassins miocènes supra-nappes du Rif Central (Maroc). Etude de surface et de subsurface. Exemple des Bassins de Taounate et de Tafraint. *Geodinamica Acta* 10, 30–40.
- SANI, F., ZIZI, M., & BALLY, A.W. 2000: The Neogene-Quaternary evolution of the Guercif basin (Morocco) reconstructed from seismic line interpretation. *Mar. Petrol. Geol.* 17, 343–357.
- SEBER, D., BARAZANGI, M., IBENBRAHIM, A., & DEMNATI, A. 1996: Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature* 379, 29.
- SUTER, G. 1980: Carte géologique de la chaîne rifaine au 1/500.000, Notes Mém. Serv. géol. Maroc 245a.
- TAVARNELLI, E., & PEACOCK D.C.P. 1999: From extension to contraction in synorogenic foredeep basins: the Contessa section, Umbria-Marche Apennines, Italy. *Terra-Nova* 11, 55–60.
- TILLOY, R. 1955a: Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Souk El Arbâa du Gharb. Notes Mém. Serv. géol. Maroc 104.
- 1955b: Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Souk El Arbâa du Gharb, Notice explicative. Notes & Mém. Serv. géol. Maroc 104 bis, 1-62.
- VAN DEN BOSCH, J.W.H. 1971: Carte gravimétrique du Maroc au 1/500 000. Notes Mém. Serv. géol. Maroc 234.
- 1981: Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500 000. Notes Mém. Serv. géol. Maroc 234 bis.
- VISSERS, R.L.M., PLATT, J.P. & VAN DER WAL, D. 1995: Late orogenic extension of the Betic cordillera and the Alboran domain: a lithospheric view. *Tectonics* 14, 786–803.
- WATTS, A.B., PLATT, J.P., & BUHL, P. 1993: Tectonic Evolution of the Alboran Sea basin. *Basin Research* 5, 153–177.
- WERNLI, R. 1988: Micropaléontologie du Néogène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. Notes Mém. Serv. Géol., Maroc 331, 1–266.
- YAHYAOU, A.-M. 1997: Etude sismo-structurale de la couverture sédimentaire Méso-Cénozoïque au NW de la basse Moulouya dans le cadre de l'orogène Alpine (Rif oriental et son avant-pays). Thèse de 3ème cycle, Univ. Mohammed V, Rabat, 234 p.
- ZIZI, M. 1996a: Triassic-Jurassic extensional systems and their Neogene reactivation in Northeastern Morocco (the Rides Prerifaines and Guercif basin). Ph. D. Thesis, Rice University, 280 p.
- 1996b: Triassic-Jurassic extension and Alpine inversion in Northern Morocco. In: Ziegler, P.A. & Horvath, F. (eds): *Peri-Tethys Memoir 2 : Structure and prospects of Alpine basins and Forelands*. *Mém. Mus. nation. Hist. nat.*, Paris 170, 87–101.
- ZIEGLER, P.A. & ROURE, F. 1996: Architecture and petroleum systems of the Alpine orogen and associated basins. In: *Peri-Tethys Memoir 2 : Structure and prospects of Alpine basins and Forelands* (Ed by ZIEGLER, P.A. & HORVATH, F.). *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, Paris 170, 15–45.

Manuscrit reçu le 16 mars 2000
Révision acceptée le 13 novembre 2000