

MIGRATION DES AIRES DE SUBSIDENCE MAXIMUM ET REORIENTATION DE LA DIRECTION DU CHAMP DE CONTRAINTE DANS LES BASSINS NEOGENES DU MAROC SEPTENTRIONAL

Lahcen AIT BRAHIM¹

ملخص

لحسن آيت ابراهيم

تنقل مناطق التهدل الاقصى وتحول اتجاه حقل الاجهاد في الاحواض النيوجينية في المغرب الشمالي

يلاحظ في الاحواض النيوجينية للمغرب الشمالي تنقل مناطق التهدل من الشرق إلى الغرب. هذا التنقل متعلق بالدوران ضد عقارب الساعة لحقل الاجهاد المسؤول عن تنشيط الصدعات الموجودة بحاشية الاحواض.

RÉSUMÉ

Dans les bassins néogènes du Maroc septentrional, on assiste à un déplacement des zones de subsidence de l'est vers l'ouest. Cette migration est en relation avec la rotation anti-horaire de la direction du champ de contrainte qui est responsable de la réactivation successive des accidents bordant ces bassins.

ABSTRACT

Displacement of maximum subsidence areas and reorientation of stress field direction in the neogene basins of Northern Morocco. The westward displacement of the subsident areas in neogene basins of northern Morocco is related to the counter-clockwise rotation of the stress field direction, which is responsible for the repeated reactivation of the boundary faults of these basins.

INTRODUCTION

A la lumière des récents travaux (sédimentologie, paléontologie, microtectonique) effectués dans les bassins "post-nappes" du Maroc septentrional parmi lesquels se trouvent ceux de GUILLEMIN et HOUZAY (1982), FEINBERG (1978), COLLETTA (1977), WERNLI (1977-80), FRIZON DELAMOTTE (1979), MOREL (1984), DE LUCA (1984, 1985), VIDAL (à paraître) et AIT BRAHIM (1983, 1984a,b), AIT BRAHIM et CHOTIN (1983-1984), nous allons essayer de montrer les relations qui existent entre le déplacement des aires de subsidence maximum, et la rotation du champ de contrainte, du Tortonien supérieur à l'actuel; ensuite, nous discuterons des variations rencontrées à l'Est et à l'Ouest de l'accident du Nékor.

LE BASSIN DE MELILLA-NADOR

Dans le bassin de Melilla les formations "post-nappes" sont représentées par trois cycles : le Tortonien supérieur, le Messinien, et le Pliocène (fig. 1B).

La transgression tortonienne débute par un faciès grossier de marnes et de grès, zone à *Globorotalia acostaensis* (GUILLEMIN, 1976). Au Nord des Kbdana, DE LUCA (1984-85) montre que dans les marnes vertes gypsifères du Tortonien supérieur s'intercalent des barres de matériel détritique à granoclassement inverse qui s'organisent en un talus de progradation qui s'est déplacé vers le Nord (fig. 1.A). Des manifestations volcaniques ont perturbé cette sédimentation (rhyolites et tufs rhyolitiques).

¹ Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, B.P. 1014, Rabat.

Le Messinien, zone à *Globorotalia conomiozea* (WERNLI, 1980) qui constitue un cycle sédimentaire complet est marqué à la base par un conglomérat qui repose en discordance angulaire nette sur le Tortonien. Au-dessus, la série varie entre les faciès de bordure, grès coquilliers associés à un calcaire périrécifal, et les faciès profonds marneux. Un faciès régressif constitué d'un complexe fluviodeltaïque ou laguno-lacustre termine le cycle messinien. Dans le bassin néogène d'Iaddouyine à l'W de Nador, MOREL (1984) montre qu'après les niveaux marins (marnes fines), les dépôts deviennent grossiers (grès, microconglomérats). Des grès et sables se déposent en un vaste cône d'épandage avec un sens d'approvisionnement du Sud vers le Nord.

Une incursion marine pliocène (zone à *Globorotalia margaritae*; GUILLEMIN, 1976) débute avec un conglomérat sur lequel reposent des sables marneux. Un faciès régressif termine la série (blocs de grès jaunes, calcaires lacustres, sables marneux jaunes, et cailloutis).

Ces trois cycles ont été perturbés par des manifestations volcaniques au Tortonien supérieur, Messinien, et Plio-Quaternaire (HERNANDEZ, 1983). Les rapports horizontaux et verticaux entre les faciès fluviodeltaïques et les faciès transgressifs et régressifs (du Tortonien supérieur et du Messinien) ont été précisés récemment par les travaux effectués par DE LUCA (1984-85) et MOREL (1984).

LE BASSIN DE BOUDINAR

Dans le bassin de Boudinar il existe deux cycles sédimentaires bien nets. Le Messinien (zone à *Globorotalia conomiozea*, HOUZAY, 1975) transgressif débute par une formation conglomératique marine discordante (fig. 1.C). Au-dessus la série est constituée par une formation essentiellement marneuse avec des niveaux volcano-sédimentaires, des lentilles de calcaires et des couches de diatomite. Le Pliocène, zone à *Globorotalia margaritae* (HOUZAY, 1975), comprend à la base un conglomérat surmonté par une épaisse série régressive de marnes grises qui deviennent de plus riches en éléments détritiques vers le sommet où un conglomérat termine la série. Au Messinien, la subsidence est maximum dans les parties centrales et orientales le long de l'accident du Nekor avec une accumulation importante de marnes. Au Pliocène on assiste à un déplacement de l'aire de subsidence maximum vers la partie occidentale du bassin le long de la faille NS à NW-SE qui borde le volcan de Ras Tarf.

LE BASSIN DE BAS-NEKOR

La plaine du Bas-Nekor ne montre pas à l'affleurement de formations néogènes, elle est entièrement comblée par du Quaternaire alluvial. Les sondages hydro-géologiques (255/5-1968) ainsi que la géophysique électrique indiquent jusqu'à 400m de limons, sables, galets et cailloutis alluviaux surmontant au moins 200 à 300m de marnes argileuses non datées (fig. 1.D) et qui pourraient représenter le Messinien terminal et ou le Pliocène, reposant sur le substratum plissé et métamorphique (Flysch de Ketama).

On remarque que dans le bassin de Melilla trois cycles "post-nappes" sont connus : Tortonien, Messinien, Pliocène (GUILLEMIN, 1976); deux subsistent à Boudinar : Messinien, Pliocène (HOUZAY, 1975), et seul le Quaternaire est bien développé dans la plaine du Bas-Nekor.

Ainsi on assiste à un déplacement de la subsidence de l'Est vers l'Ouest.

LE BASSIN DE GUERCIF

Le Tortonien supérieur, zone à *Globorotalia acostaensis* (COLLETTA, 1977) est représenté par une série transgressive marine qui repose en discordance sur un substratum jurassique

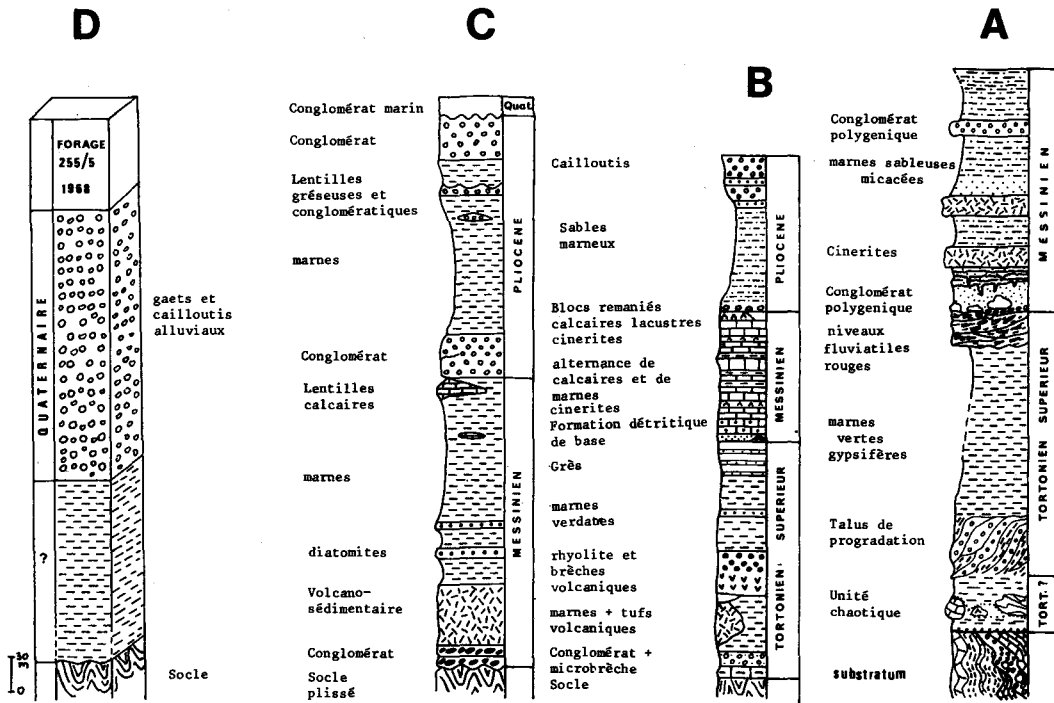


Fig. 1 : Logs stratigraphiques synthétiques des bassins "post-nappes" du Rif oriental. A - Bassin de Nador (DE LUCA, 1985); B - Bassin de Melilla (GUILLEMIN, 1976); C - Bassin de Boudinar (HOUZAY, 1975); D - Bassin de Bas-Nékor.

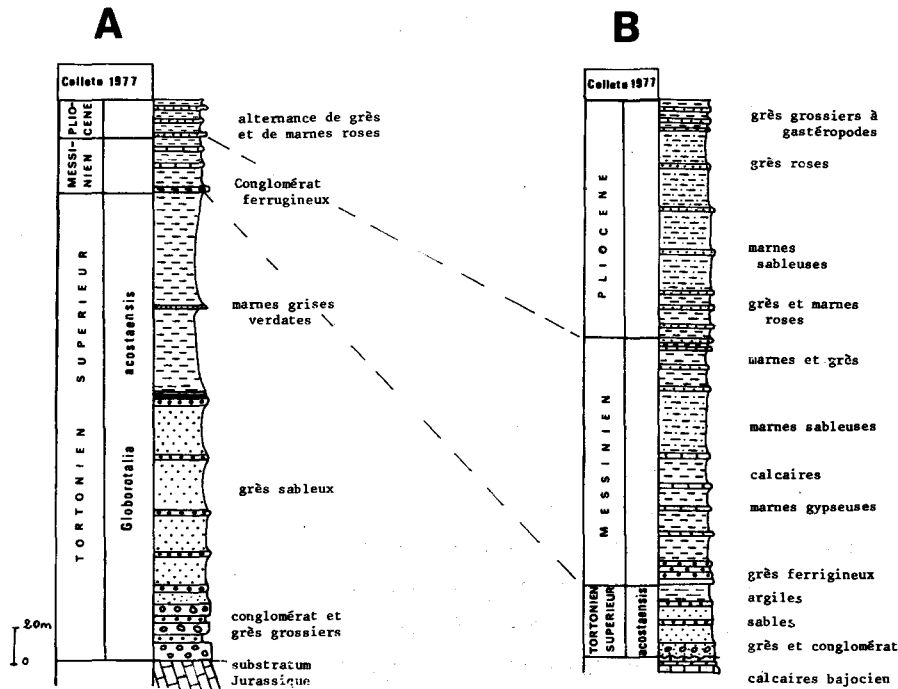


Fig. 2 : Logs stratigraphiques synthétiques des formations néogènes du bassin de Guercif (d'après COLLETTA, 1977). A - à l'Ouest de la ride triasico-jurassique Kébibicha Haoua-Richa. B - à l'Est de la ride triasico-jurassique Kébibicha Haloua-Richa.

par un premier ensemble à sédimentation détritique représenté par des conglomérats et des grès. Le second ensemble à sédimentation plus fine est représenté par des marnes gris-verdâtres à gypse, parfois sableuses (fig. 2.A). L'ensemble de cette série transgressive représente une sédimentation littorale.

Le Messinien correspond à une série régressive laguno-lacustre à faciès relativement variés. Le passage de la série marine à la série régressive est marqué par un excellent niveau repère conglomératique ferrugineux à huîtres et riche en ostracés (fig. 2.B). Le reste de la série est constitué essentiellement par des marnes sableuses à gypse, des calcaires lacustres et des grès.

Le Pliocène est représenté par une série continentale assez homogène constitué d'une alternance de grès et de marnes sableuses ocres-roses.

La série transgressive marine du Tortonien présente une épaisseur qui peut dépasser 1200m au centre du bassin et au Nord d'un accident de direction N070°, témoignant ainsi d'une importante subsidence. A la fin du Tortonien on note un bouleversement de la paléogéographie du bassin; la subsidence maximum du régime régressif messinien est rejetée vers l'Est. La ride triasico-jurassique Kebibicha-Haloua-Richa qui représentait une limite paléogéographique accusée au Tortonien ne semble plus jouer aucun rôle au Messinien, bien au contraire le bassin messino-pliocène semble présenter sa subsidence maximum à l'emplacement de l'ex-ride (COLLETTA, 1977). L'analyse des surfaces quaternaires, pédiments et terrasses de la Moulouya montre que celles-ci, bien étagées en bordure du Moyen-Atlas convergent et disparaissent au Nord de Guercif sous la plaine de Jel. Ce dispositif est semble-t-il (COLLETTA, 1977) le résultat d'un phénomène général de subsidence entraînant la surélévation des bordures du bassin en particulier du Moyen-Atlas au Sud et un affaissement continu de sa partie centrale.

Ainsi au Messinien on constate une migration de la subsidence qui se déplace vers l'Est. Au Quaternaire elle semble plutôt localisée au centre du bassin.

LE BASSIN DE SAISS

La transgression tortonienne débute avec un faciès grossier, poudingue, grès, auquel succède une puissante série de marnes, d'abord blanches et sableuses qui deviennent ensuite bleues à grises. L'étude des sondages montre que les sédiments marneux sont beaucoup plus épais vers le Nord et atteignent près des Rides pré-rifaines entre 900m au forage DC1 et 1300m à Douyet. La partie inférieure de ces marnes est d'âge Tortonien supérieur (m5b) à Douyet; *Globorotalia du-tertrei* apparaît à environ 750m de la base. Par contre vers la limite SW du bassin qui est dans le prolongement du Gharb, la transgression de la mer est plus tardive, la base des sédiments marneux à microfaune pélagique est d'âge Messinien (m6b) (WERNLI, à paraître). Des coupes (WERNLI, 1978) ont montré que la partie supérieure des marnes bleues est d'âge Pliocène inférieur (P₁) au moins à l'Ouest de Moulay Yacoub.

L'émersion du Saïss se fait au Pliocène moyen et supérieur (VIDAL, à paraître). Aux marnes bleues succèdent des sables de faciès régressif, puis des sédiments lacustres de faciès et d'épaisseur variable (calcaire lacustre, tufs, conglomérats, travertins). Le lac s'est d'abord installé dans la plaine de Fès; la subsidence était surtout active vers le Nord près des Rides pré-rifaines. La plus grande puissance des formations lacustres (100m) a été rencontrée au sondage de l'Oued Bou R'Keiss (Plaine de Fès), alors qu'au pied du causse moyen-atlasique la puissance des calcaires est très réduite. Au cours du Pliocène on assiste à une extension du lac

dans la région de Meknès. A la fin du Pliocène supérieur un exhaussement du substratum entraîne le vidange du lac du Saïss (TALTASSE, 1952). Ainsi on remarque d'une part que la zone de subsidence maximale au mio-pliocène se trouve au Nord d'une flexure d'orientation ENE-WSW (direction des failles de socle), d'autre part la subsidence est plus précoce au Nord du bassin comme dans le Gharb (cf. Infra).

LE BASSIN DU RHARB

Le bassin du Rharb a été presque entièrement une zone haute depuis le Trias. Il fonctionnera en bassin subsident du Tortonien supérieur (m5b) au Pliocène supérieur (P₃) (VIDAL, à paraître). La transgression a débuté plus tôt au Nord du bassin. Sur les zones les plus externes du bassin, dans la Mamora et sur le plateau des Zaër la transgression a été plus tardive (Messinien m6a). *Globorotalia dutertrei* apparaît après le dépôt d'une vingtaine de mètres au forage KC₁ (WERNLI, à paraître) alors qu'à Rabat (WERNLI, 1977-79) on la trouve dès la base des marnes (fig. 3.A).

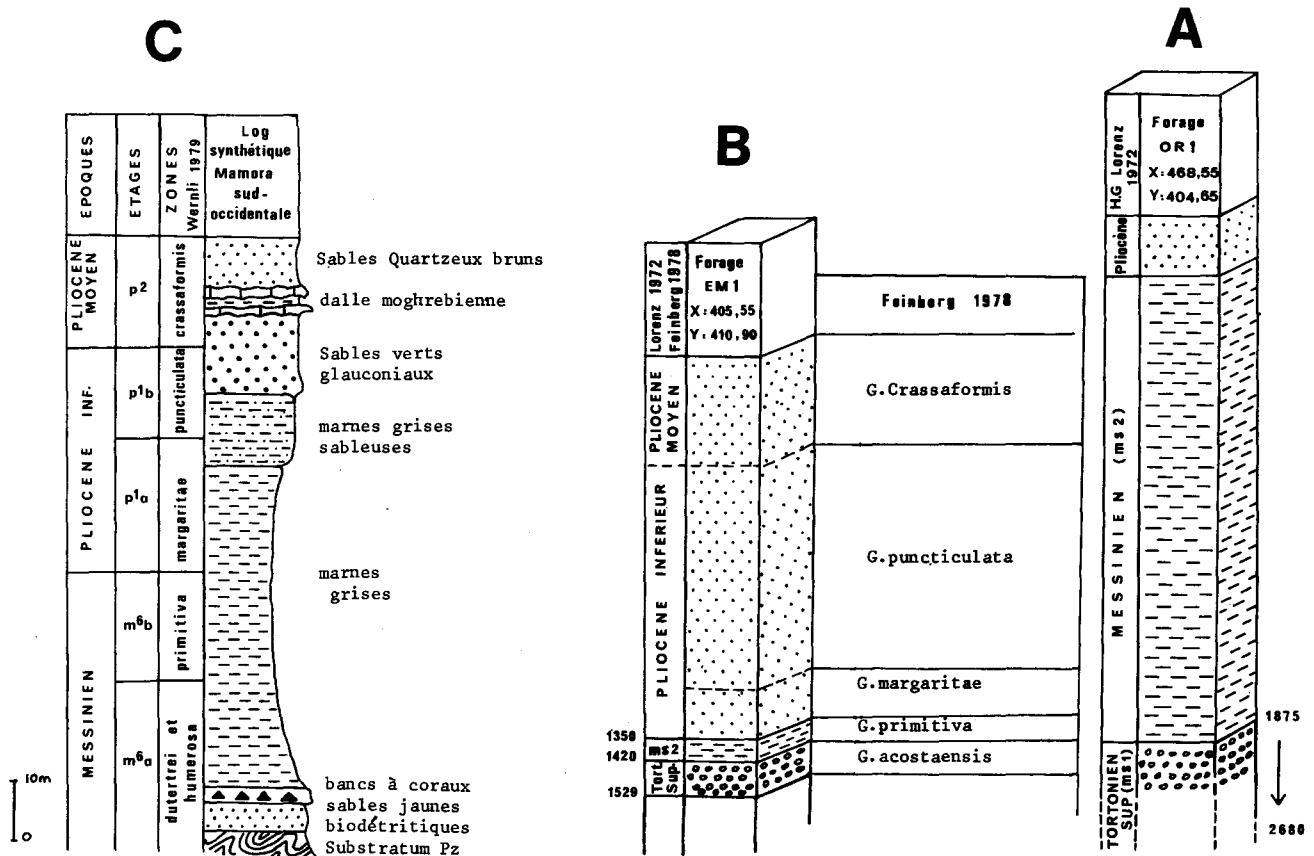


Fig. 3 : Log stratigraphiques synthétiques du bassin du Gharb. A- Mamora Sud occidentale (WERNLI, 1979); B- à l'Ouest du bassin du Gharb; C- à l'Est du bassin du Gharb.

Le Miocène supérieur atteint un maximum d'épaisseur dans la partie orientale du bassin (fig. 3.C). Au contraire pendant le Pliocène inférieur, l'accumulation maximum se produit dans la partie SW du bassin (fig. 3.B), les dépôts de la biozone à *Globorotalia puncticulata* atteignent 900 à 1000m d'épaisseur et s'étendaient depuis Kénitra jusqu'à une trentaine de kilomètres au Nord et l'Est. Tandis que dans l'ancienne zone de subsidence qui émerge progressivement (fig. 3.C) les dépôts ne forment plus que des couches très minces (FEINBERG, 1978).

Ainsi on assiste à une migration brusque de la subsidence dans le bassin du Rharb au passage mio-pliocène de l'Est vers l'Ouest. La variation de l'épaisseur des sédiments d'un point à un autre montre que des mouvements tectoniques synsédimentaires se superposent à la subsidence d'ensemble du bassin.

INTERPRÉTATION

Dans les bassins orientaux post-nappes (Melilla, Boudinar et Bas-Nekor) la subsidence est amorcée par la réactivation successive des accidents de direction N75, puis N45 et enfin des accidents de direction NS et NW-SE (FRIZON DE LAMOTTE, 1979). Ainsi on assiste à une individualisation de zones de subsidence se déplaçant du Miocène supérieur à l'actuel d'Est vers l'Ouest.

Pendant la période mio-pliocène le Rharb a connu la réactivation des accidents qui le bordent à l'Est avec les Rides Pré-rifaines (AIT BRAHIM et CHOTIN, 1984), et du hert situé juste à l'Ouest de la côte actuelle entre Kénitra et Moulay Bou Selham ainsi que du graben de Kcebia (VIDAL, à paraître). Le déplacement de l'aire de subsidence qui migre de l'Est vers l'Ouest est à mettre en relation avec le jeu des failles du socle avec un rejet normal et peut-être décrochant.

Dans le bassin du Saïss la zone de subsidence maximale se trouve au Nord d'une flexure d'orientation ENE-WSW qui correspond aux directions de failles de socle, et près des Rides pré-rifaines. Cette subsidence est plus précoce au Nord comme dans le Rharb, elle est amorcée par la réactivation des accidents N070-90 et N120.

Dans le bassin de Guercif la subsidence est amorcée par la réactivation successive des accidents de direction N070 (Tortonien supérieur), puis N090 et N135 (Messinien) et N50-55? (Quaternaire, qui entraînent la surélévation du Moyen-Atlas sur la bordure Sud du bassin). Au Messinien l'aire de subsidence maximum est rejetée vers l'Est.

CONCLUSION

A la lumière de cette synthèse on assiste dans les bassins "post-nappes" de Melilla, Boudinar, Bas-Nekor, Rharb et Saïss, à un déplacement anti-horaire des zones de subsidence qui se déplacent de l'Est vers l'Ouest (fig. 4). Cette migration de la subsidence est à mettre en relation avec la rotation anti-horaire de la direction du champ de contrainte que nous avons mis en évidence dans le Rif central et l'avant pays Sud-rifain (AIT BRAHIM, 1983, 1984b; AIT BRAHIM et CHOTIN, 1983, 1984) et qui est étroitement liée aux mouvements relatifs des plaques d'Ibérie, d'Alboran et d'Afrique (fig. 4).

Cette relation est très nette dans les bassins situés à l'Ouest de l'accident du Nekor, moins nette dans les bassins situés dans le prolongement de cet accident (Saïss). Dans le bassin de Guercif situé au SE du Nekor le mouvement est inverse (fig. 4).

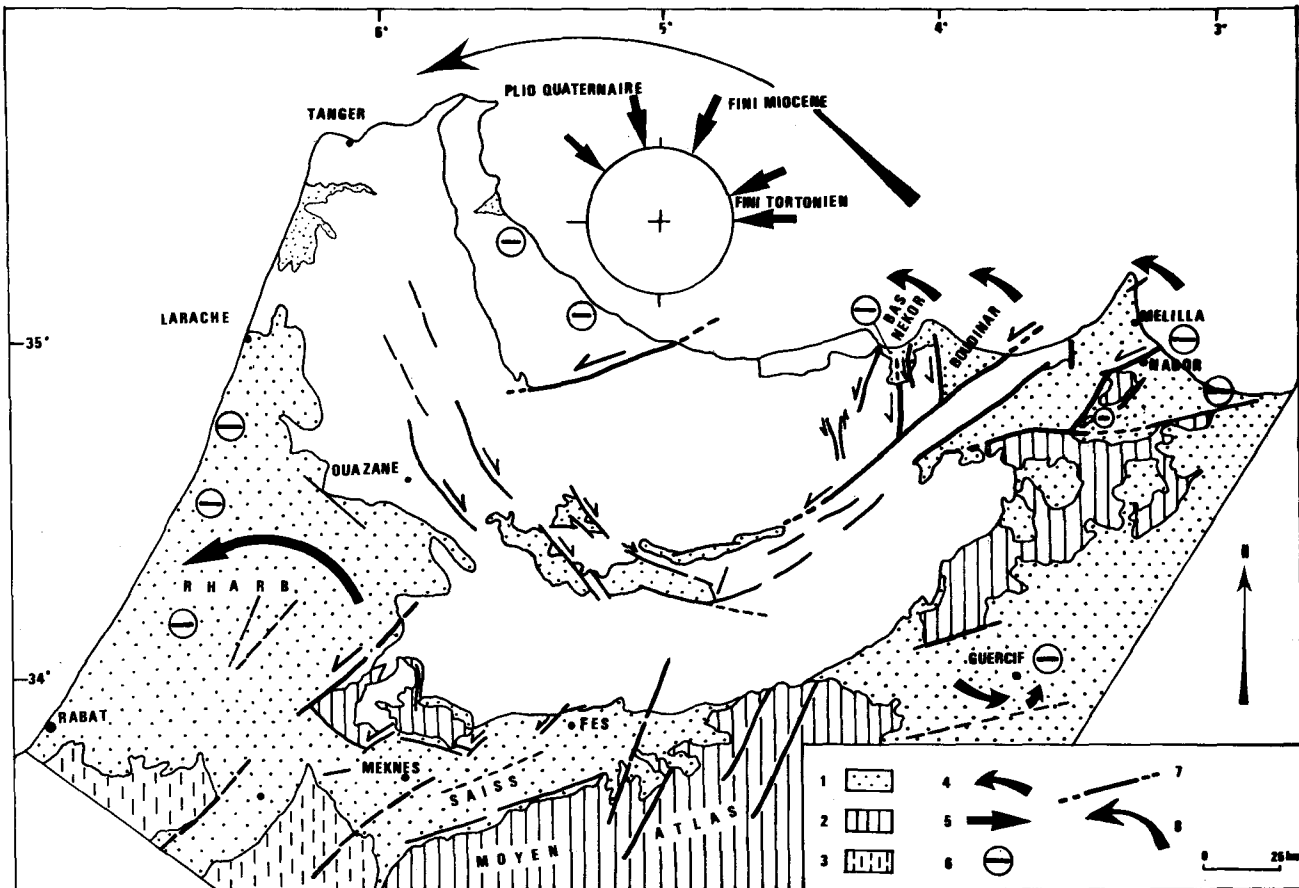


Fig. 4 : Relation entre la migration de l'aire de subsidence maximum, et la rotation "anti-horaire" de la direction du champ de contrainte dans les bassins "post-nappes" du Maroc septentrional. 1, Formation "post-nappes"; 2, Avant-pays; 3, Meseta nord occidentale; 4, sens de migration de l'aire de subsidence maximum. 5, direction du champ de contrainte (σ_1); 6, zones de subsidence quaternaire; 7, direction des grands accidents; 8, rotation, anti-horaire de la direction du champ de contrainte du Miocène supérieur à l'actuel.

Ainsi après avoir mis en évidence une variation de la trajectoire du champ de contrainte au Mio-pliocène à l'Ouest et à l'Est de l'accident du Nekor (AIT BRAHIM, 1984a); on remarque aujourd'hui qu'à la même époque le déplacement de la subsidence montre la même variation. Ceci prouve aussi que la subsidence est en étroite relation avec l'évolution du champ de contrainte responsable de la réactivation successive des accidents bordant ces bassins.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier P. DE LUCA pour sa lecture critique du manuscrit et ses remarques pertinentes sur la rotation de la direction du champ de contrainte et la réactivation des accidents bordant les bassins néogènes du Maroc septentrional.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AIT BRAHIM L. (1983). - *Etude de la déformation du Néogène à l'actuel sur la bordure Sud-rifaine dans le contexte du rapprochement des plaques Afrique-Europe. (Bassin de Saïss, Rides Pré-rifaines, bassin post-nappes du Rif central.* Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Mohammed V. Faculté des Sciences, Rabat, 178 p.

- AIT BRAHIM L. et CHOTIN P. (1983). - Mise en évidence d'un épisode compréssif dans les calcaires plio-Quaternaires du bassin du Saïss, Rif, Maroc. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 296 : 1333-1336.
- (1984). - Mise en évidence d'un changement de direction dans l'avant pays rifain du Crétacé supérieur au Plio-Quaternaire. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 26, 4 : 681-691.
- AIT BRAHIM L. (1984a). - Systèmes de paléocontraintes et mécanismes cassants dans les bassins sédimentaires néogènes du Maroc septentrional. *Présenté aux Journées Géologiques et Minières du Maroc*.
- AIT BRAHIM L. (1984b). - Conséquences néotectoniques des permutations des axes de contraintes ($\sigma_1 - \sigma_2$) dans le Maroc septentrional. *5ème séminaire national des Sciences de la Terre, Alger*, 12-13.
- COLLETTA B. (1977). - *Evolution Néotectonique de la partie méridionale du bassin de Guercoif (Maroc oriental)*. Thèse 3ème cycle, Univ. Sc. Med. Grenoble, 160 p.
- DE LUCA P. (1984). - Preuve de l'autochtonie de l'unité chaotique des Kbdana (Maroc oriental), équivalent oriental de l'olistostome pré-rifain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 299, 11, 7 : 331-336.
- DE LUCA P. (1985). - Les cycles sédimentaires du Miocène des Kbdana et du bassin de Nador (Rif oriental) et leurs liaisons avec les phases de déformations. *Ce volume (résumé)*.
- FEINBERG H. (1978). - *Les séries tertiaires du pré-rif, et des dépendances post-tectoniques du Rif (Maroc)*. Thèse d'Etat. Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 280 p.
- FRIZON DE LAMOTTE D. (1979). - *Contribution à l'étude de l'évolution structurale du Rif oriental*. Thèse 3ème cycle. Univ. Paris 11, Orsay : 175 p.
- GUILLEMIN M. (1976). - *Les formations néogènes et Quaternaires des régions de Melilla-Nador et leurs déformations (Maroc Nord-oriental)*. Thèse 3ème cycle, Univ. Orléans.
- GUILLEMIN M. et HOUZAY J.P. (1982). - *Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc*, 314 : 7-238.
- HERNANDEZ J. (1983). - *Le volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc), géologie, pétrologie, minéralogie d'une province shoshonitique*. Thèse d'Etat, Univ. P. et Marie Curie, Paris.
- HOUZAY J.P. (1975). - *Géologie du bassin de Boudinar (Rif oriental, Maroc)*. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris 6.
- MOREL J.P. (1984). - Le bassin messinien d'Iaddouyine (Segangane-Rif oriental, Maroc). *Ce volume*.
- TALTASSE P. (1952). - Recherches géologiques et hydrologiques dans le bassin lacustre de Fès-Meknès. *Notes et Mémoires serv. géol. Maroc*, n° 115.
- WERNLI R. (1977). - Les formations planctoniques de la limite mio-pliocène dans les environs de Rabat (Maroc). *Eclog. Géol. Helv.* 70, 1 : 143-191.
- (1978). - La base du Moghrébieh est d'âge pliocène moyen (zone à *Globorotalia crassaformis*) dans la Mamora (Maroc occidental). *Mines, géol., Ener.*, Rabat, 44 : 45.
- (1979). - Le Pliocène de la Mamora (Maroc) : Stratigraphie et foraminifères planctoniques. *Eclog. géol. Helv.* 72/1 : 119-143.
- WERNLI R. (1980). - Le Messinien à *Globorotalia conomiozea* (foraminifères planctoniques) de la côte méditerranéenne marocaine. *Eclog. geol. Helv.*, 73/1 : 71-93.