

EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DE L'AVANT FOSSE RIFAIN DU MAROC ORIENTAL AU MIOCENE

Yves HERVOUET¹

ملخص

إيث هرڤويت

التطور البنائي — الترسيب للهوة الامامية الريفية للمغرب الشرقي أثناء الميوسين

تمكن دراسة البناء الريفي بين ميدار ومزڤيتم من توضيح وجود مجموعتين بنائيتين — ترسيبتين تشهدان على الهوة الامامية الخارجية، ومن تعريف ثلاثة أنواع من القدرات الترسيبية على أساس تركيبها الصخوري وطريقة تموضعها. المجموعة الاولى تمثل الهوة الامامية الطرطونية، وهي أصيلة من الكأرب الشرقي إلى كبدانة، ونقيلة على الكأرب الغربي. المجموعة الثانية، طرطونية عليا إلى ميسينية، اصيلة جنوب شرق عين زهرة. هذه المجموعة مغطاة تطبقيا شمال هذه القرية بتشكيلة جبل بينات. نحو الغرب، تطرأ على هذه التشكيلة الدلتاوية انفصالات مهمة مثل قاعدتها. يعرض نموذج لشرح الانتقال الزمكاني للهوة الامامية، والانزلاقات العامة.

RÉSUMÉ

L'étude de l'édifice rifain, entre Midar et Mezguitem, permet de mettre en évidence deux ensembles tectono-sédimentaires témoins de l'avant-fosse externe et de définir, à partir de leur constitution lithostratigraphique et de leur mode de mise en place, trois types de klippes sédimentaires. Le premier ensemble correspond à l'avant-fosse tortonienne autochtone du Gareb oriental aux Kbdana, allochtone sur le Gareb occidental. Le deuxième ensemble, Tortonien supérieur à Messinien, est autochtone au sud-est d'Ain Zorah. Au Nord de ce village il est recouvert stratigraphiquement par la formation du J. Binet, vers l'ouest, comme son substratum, cette formation deltaïque subit des décollements plus ou moins importants. Un modèle dynamique est proposé afin d'expliquer la migration spatiotemporelle de l'avant-fosse et des glissements en masse.

SUMMARY

Tectonosedimentary evolution of the Rif fore-deep during Miocene. The study of the Rif from Midar to Mezguitem reveals two tectonosedimentary series belonging to the external part of the fore-deep. Their lithostratigraphic composition and their mode of formation enables to define three types of sedimentary klippes. The first series corresponds to the Tortonian fore-deep, which is autochthonous in the very eastern part of the region (Eastern Gareb and Kbdana) and allochthonous in the Western Gareb. The second series is Upper Tortonian to Messinian in age. It is autochthonous in the South-East of Ain Zorah and it is overlain in conformity by the J. Binet formation to the north. Westward, like its substratum, this deltaic series undergoes more or less important decollements. A dynamic model is proposed in order to explain both the migration in time and space of the fore-deep and the mass-flow phenomenon.

INTRODUCTION

L'édifice rifain du Maroc oriental est installé sur les bordures septentrionale et occidentale de l'avant-pays atlasique (fig. 1). Il y est représenté essentiellement par son avant-fosse dont l'étude permet de définir différents types de klippes sédimentaires et de préciser, au cours du Miocène supérieur, son évolution tectono-sédimentaire. On peut ainsi distinguer deux ensembles

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

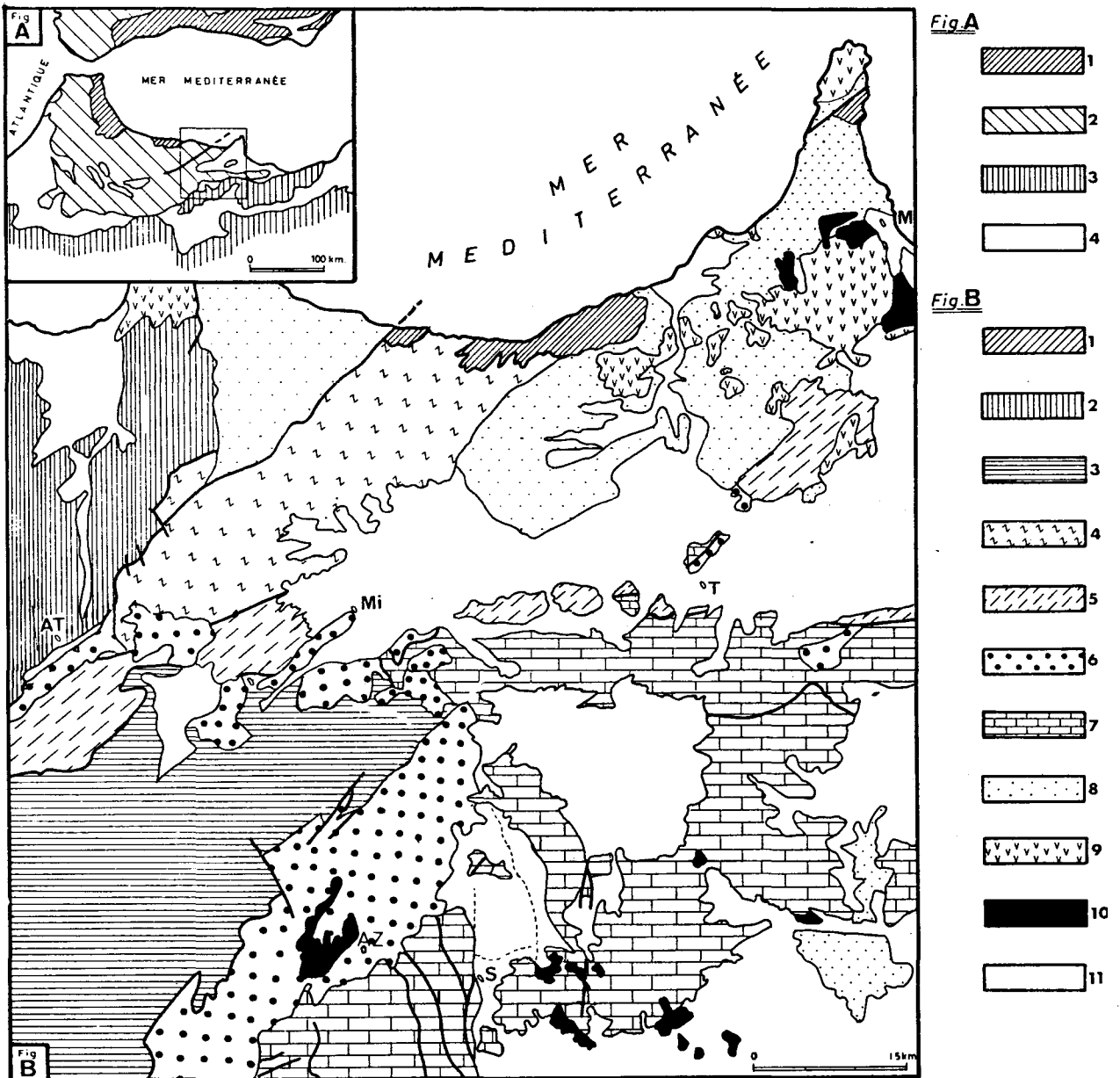


Fig. 1 : A- Situation dans l'Arc bético - rifain. 1, domaine interne; 2, domaine externe; 3, avant-pays; 4, bassins post-nappes.
 B- Cadre structural. 1, Paléozoïque; 2, unité de Ketama; 3, unité d'Aknoul; 4, unité métamorphique des Tamsamane; 5, unités de Gareb nord - Tamsamane sud; 6, complexes tectono-sédimentaires du Miocène supérieur et formation du J. Binet; 7, avant-pays; 8, bassins post-nappes; 9, volcanisme miocène supérieur; 10, volcanisme quaternaire; 11, Plio-Quaternaire. AT : Arbâa de Taourirt; AZ : Aïn Zorah; M : Melilla; Mi : Midar; S : Saka; T : Tistoutine.

lithostratigraphiques et structuraux, ayant même signification géodynamique mais distincts par l'âge et la position géographique : l'Unité chaotique de Gareb Kebdana (HERVOUET et DE LUCA, 1980) d'une part et le complexe tectono sédimentaire pré-rifain (complexe pré-rifain *auct.*; LEBLANC, 1975).

LES DIFFÉRENTES FAMILLES DE KLIPPES SÉDIMENTAIRES

Le terme de klippe sédimentaire est dû à LAMARRE (1946). Une klippe sédimentaire est un corps exotique formé par un matériel consolidé étranger et plus ancien que la matrice dans laquelle il s'interstratifie. Le passage klippe-matrice se fait souvent par l'intermédiaire de conglomérats et la matrice s'insinue à l'intérieur du bloc par l'intermédiaire de fentes ouvertes antérieures ou synchrones de la resédimentation.

Par leur constitution lithostratigraphique et leur position dans la série sédimentaire de l'avant-fosse, trois familles de klippes sédimentaires peuvent être définies dans la région.

LES KLIPPES SÉDIMENTAIRES DU 1^{er} GENRE

Entre Saka et Ain Zorah la base de l'avant-fosse, ici d'âge Miocène supérieur, recouvre en discordance angulaire les séries du Jurassique supérieur formant le massif du Terni-Masgout. Sur le flanc nord de celui-ci, les affleurements sont bien dégagés et montrent l'existence de reliefs préexistants : les structures du Miocène supérieur se biseautent vers le Sud sur une surface topographique ancienne. On observe aussi des passages latéraux de faciès : les bancs sont de plus en plus grossiers en se dirigeant vers le paléorelief (marnes gréseuses, grès calcaires, microconglomérats et enfin conglomérats). Aux passages grossiers sont associés des klippes sédimentaires de Malm carbonaté que l'on peut interpréter comme des pans de falaise écroulés et glissés dans le bassin. Le transport est très réduit : les klippes sédimentaires du 1^{er} genre sont toutes situées à la base de la formation transgressive et reflètent le substratum de celle-ci.

LES KLIPPES SÉDIMENTAIRES DU 2^{ème} GENRE

Plus au nord dans le Gareb, l'avant-fosse s'installe au cours du Miocène moyen à cheval sur la limite des plateformes internes et externes du Jurassique supérieur.

Les klippes sédimentaires du Gareb sont situées au sein d'une série deltaïque et jalonnent des accidents d'orientation N 100° (HERVOUET, 1977). Leur origine peut être assimilée à la création du relief au cours de la sédimentation et donc avec jeux de failles à composante verticale non négligeable.

Les klippes sédimentaires du 2^{ème} genre, lithologiquement identiques aux séries sous-jacentes ont donc une position quelconque dans la formation.

LES KLIPPES SÉDIMENTAIRES DU 3^{ème} GENRE

Elles proviennent de la sédimentation de nappes glissant dans l'avant-fosse. Le matériel est allochtone et la taille des éléments est parfois plurikilométrique. Matrice et blocs forment un complexe tectono-sédimentaire, terme que je préférerai à ceux d'olistostrome (JACOBACCI, 1965), de mélanges (VIDAL, 1977) ou de formations à klippes sédimentaires (BROQUET, 1971).

L'UNITÉ CHAOTIQUE DE GAREB KEBDANA

Ce complexe tectono-sédimentaire s'étend des Kibdana, à l'est (DE LUCA, 1978) jusque dans la région de Midar à l'ouest (HERVOUET, 1978). On peut envisager son extension vers l'est jusqu'en Algérie dans les Traras et vers l'ouest jusqu'au Nekor (HERVOUET et DE LUCA, 1980).

COMPOSITION

La matrice de cet ensemble tectono-sédimentaire est le plus souvent marno-gypseuse; les klippes sédimentaires atteignent parfois plusieurs kilomètres. Il s'agit alors de fragments de nappes glissés dans l'avant-fosse. Dans la région de Midar (fig. 2), les principaux lambeaux resédimentés appartiennent aux Domaines interne et externe tellorifains :

- massif paléozoïque des Khebaba (HERVOUET, 1979) représentant Sebides et Ghomarides (LEBLANC et SUTER, 1977; MOREL, 1980);
- unités de la nappe d'Aknoul dont certaines sont franchement engagées dans la matrice marno-gypseuse;
- unités des Senhadja dont les blocs kilométriques de cipolin sont particulièrement nombreux au Sud-Ouest de Midar (HERVOUET, 1978);
- unités de l'Adrar Aberkane et de l'Adrar Mohand ou Fers lithologiquement proches du Domaine externe (Temsamane Sud-Gareb Nord).

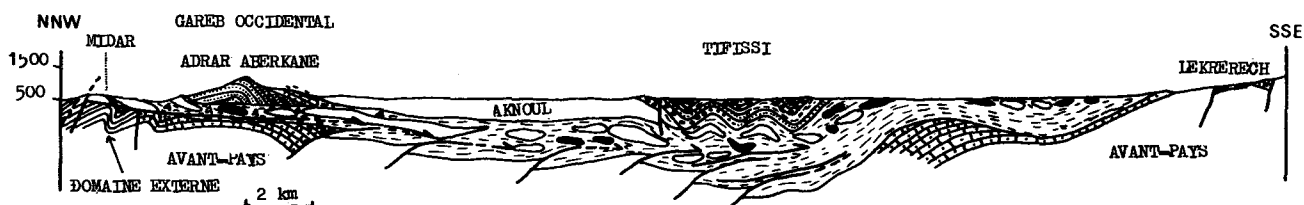


Fig. 2 : Coupe synthétique subméridienne montrant la resédimentation de l'unité chaotique de Gareb - Kibdana (au nord) dans le complexe tectono-sédimentaire pré-rifain (au sud).

AGE ET POSITION STRUCTURALE

Dans les Kibdana, l'unité chaotique est recouverte par du Tortonien à *Globorotalia acostansis* (GUILLEMIN, 1976; DE LUCA, 1984). D'autre part elle repose sur des unités schistosées, elle même n'étant pas affectée par la schistosité. Elle est donc postérieure à la dernière phase à schistosité du Rif dont l'âge est classiquement rapporté à la fin du Miocène moyen (ANDRIEUX, 1971) voire au début du Tortonien (fini zone N 15 de Blow). On peut donc lui fixer un âge tortonien (zone N 16 de Blow *p.p.*).

L'unité chaotique est autochtone dans les Kibdana (DE LUCA, 1984) et vraisemblablement au sud de Monte Arruit dans le Gareb oriental. Par contre dans la région de Midar un certain nombre d'indices (en particulier des stries de glissement N 50° observées à sa base) plaident pour une allochtonie de l'ensemble. Le déplacement est néanmoins faible : quelques blocs (aïounites,

molasse du Miocène moyen) ayant pour origine le domaine situé directement au nord (Temsamane) y sont resédimentés.

LE COMPLEXE TECTONO-SEDIMENTAIRE PRERIFAIN

BASE DU COMPLEXE (fig. 2)

Elle est dégagée au sud d'Aïn Zorah, près du col de Bab Lekhmis, à Lekrerech. Sa base est constituée essentiellement par des biocalcarénites et des marnes conglomératiques discordantes sur le Callovien de l'avant-pays. Le complexe prérfain est donc ici autochtone. Cet ensemble est surmonté par des marnes bleues à altération blanc-jaunâtre dans lesquelles apparaissent rapidement des klippes sédimentaires de taille métrique à plurimétrique à matériel essentiellement triasique.

Des faunes significatives ont été mises en évidence dans les marnes sous les klippes sédimentaires (détermination M. BOUTAKIOUT) : *Globigerinoides extremus* et *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*. Ces Foraminifères apparaissent (FEINBERG, 1978) à la base de zone N 17 de Blow (Tortonien élevé-Messinien basal).

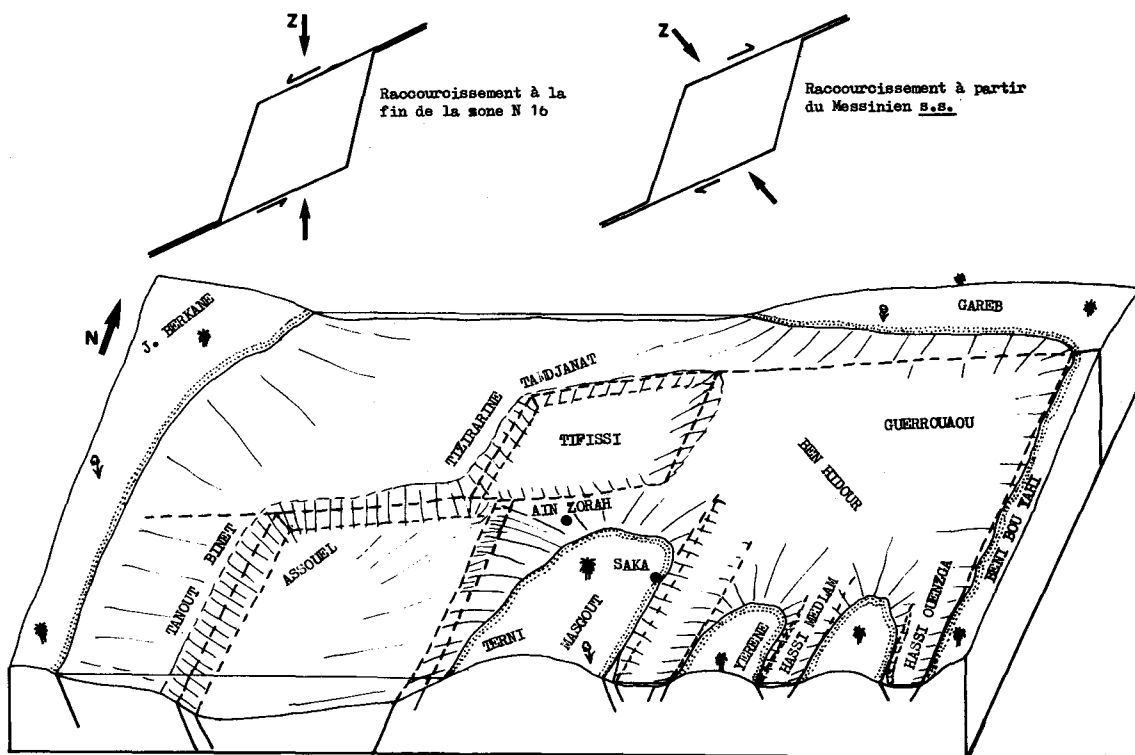
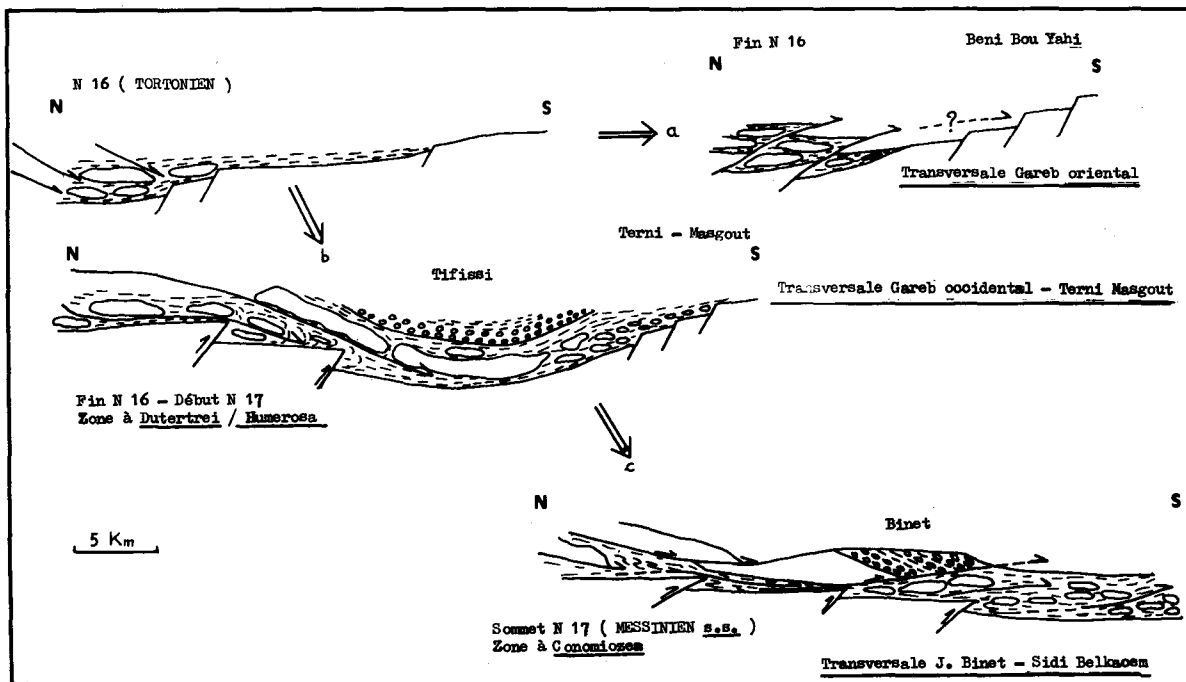
SOMMET DU COMPLEXE TECTONO-SÉDIMENTAIRE PRÉRFAIN

La coupe la plus complète du complexe prérfain est située au nord d'Aïn Zorah. Il est formé de marnes verdâtres englobant des klippes sédimentaires dont la taille peut dépasser l'hectomètre. La série est ici remarquablement bien ordonnée et passe, en continuité stratigraphique, à la formation deltaïque de Tifissi, équivalente de la formation du J. Binet.

Celle-ci, préalablement attribuée au Miocène moyen (ENNADIFI, 1974; FEINBERG et LEBLANC, 1977) est entièrement située dans la zone à *Dutertrei Humerosa* (SEPTFONTAINE, 1983). Les lavages effectués à Tifissi et déterminés par M. D. COURME-RAULT confirment cette attribution par la présence de *Globorotalia plesiotumida*, *Gl. dutertrei*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*. A l'image du J. BINET, la formation de Tifissi est considérée comme allochtone (HAMEL *et al.*, 1971; SUTER, 1980; SEPTFONTAINE, 1983) sur le complexe prérfain. Or sur le flanc sud de Tifissi ces deux ensembles sont clairement concordants. Il y a passage progressif entre eux, les klippes sédimentaires disparaissent petit-à-petit et s'intercalent entre les premiers bancs gréseux à faciès BINET. La formation du J. Binet, très chenalisée, présente des biseautages de bancs gréseux sur les bords des chenaux qui font penser à un rabotage basal d'origine tectonique. Ils ont été interprétés comme tel, à la base de Tifissi, par les auteurs antérieurs. Plus au nord, près du Souk d'Aïn Amar, la formation du J. Binet recouvre en discordance angulaire la nappe d'Aknoul : celle-ci plonge donc dans l'avant-fosse. Plus vers l'ouest (J. Binet), la série miocène supérieure est doublée et peut être considérée comme allochtone (ENNADIFI, 1974; SEPTFONTAINE, 1983).

EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE L'AVANT-FOSSE AU COURS DU MIOCENE SUPÉRIEUR

Par sa position au niveau des Kbdana et du Gareb oriental, l'unité chaotique peut être considérée comme le bord externe de l'avant-fosse rifaine au cours du Tortonien (fig. 3a). La présence de reliefs importants situés directement au Sud (Benisnassen, Beni Bou Yah) empêche le déplacement de cette avant-fosse vers le Sud. Par contre l'effondrement se poursuit vers le



sud-ouest au sud du Gareb occidental (fig. 3b) au cours du Tortonien élevé. L'unité chaotique glisse dans cette direction et se resédimente parfois dans la nouvelle avant-fosse. Celle-ci (fig. 4) a une forme de bassin losangique orienté NNE-SSW et limité par des failles N 80 senestres et N 20 normales senestres, dont le fonctionnement est compatible avec la direction sub-méridienne du raccourcissement. Au cours du Tortonien élevé l'avant-fosse est comblée par des nappes de glissement puis par les formations deltaïques du J. Binet.

Au Messinien (fig. 3c) la direction du raccourcissement tourne au N150 - N160 ce qui entraîne la fermeture du bassin : les accidents N 80° jouent alors en dextre. Les dépôts situés en haut de pente, du côté occidental, glissent dans le bassin (unités du J. Binet), jusqu'au sud de Mezquitem (SEPTFONTAINE, 1983). Les glissements et les resédimentations d'âge messinien *s.s.* sont donc réduits et ont valeur de rejeux. Du côté oriental, les terrains restent en place : ils butent en effet sur les reliefs préexistants (plateau du Terni) ou en formation (Ben Hidour). Le raccourcissement se traduit par le plissement intense des formations deltaïques de Tifissi (fig. 2).

RÉFÉRENCES

- ANDRIEUX, J. (1971). - La structure du Rif central. Etudes des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. *Notes et mém. Serv. géol. Maroc*, 235 : 155 p.
- BROQUET, P. (1973). - Olistostrome, olistolite et klippen sédimentaire. *Ann. Scient. Univ. Besançon, Géologie*, 3ème série, 20 : 45-53.
- ENNADIFI, Y. (1974). - Etude géologique du Prérif oriental et de son avant-pays (région comprise entre Mezquitem, Aïn Zorah et Tizeroutine). *Notes et mém. Serv. géol. Maroc*, 253 :
- FEINBERG, H. (1978). - *Les séries tertiaires du Prérif et des dépendances post-tectoniques du Rif (Maroc). Biostratigraphie, paléogéographie et aperçu tectonique.* Thèse d'Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse.
- FEINBERG, H. et LEBLANC, D. (1977). - Preuves de l'âge anté-langhien de charriages dans le Rif oriental (Maroc). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 285, série D : 1387-1390.
- GUILLEMIN, M. (1976). - *Les formations néogènes et quaternaires de Melilla, Nador et leurs déformations.* Thèse 3ème cycle, Univ. Orléans, 215 p.
- HAMEL et coll. (1971). - Carte géologique au 1/100 000° de Tistoutine. *Notes et mém. Serv. géol. Maroc*, 167.
- HERVOUET, Y. (1977). - Données tectoniques et sédimentaires nouvelles sur les chaînons du Bou Idoudane et de l'Adrar n'Aït Zouggarhène (extrémité occidentale de la chaîne du Gareb, Rif oriental, Maroc). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVIII : 127-134.
- (1978). - Découvertes d'unités allochtones nouvelles sur l'avant-pays oriental rifain (région de Midar, Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. France*, 3 : 127-129.
- (1979). - Le massif du Khébaba (Rif oriental, Maroc) : élément de l'unité chaotique de Gareb - Kebdana. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX : 487-490.
- HERVOUET, Y. et DE LUCA, P. (1980). - Place de l'unité chaotique de Gareb - Kebdana dans l'orogène rifain : implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 22 : 305-310.
- JACOBACCI, A. (1965). - Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistolite nell'Appennino e in Sicilia. *Boll. Serv. geol. Italia*, 86 : 65-85.

- LAMARRE, P. (1946). - Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza. *Bull. Soc. géol. France*, 5, 16 : 265-312.
- LEBLANC, D. (1975-1979). - Etude géologique du Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). *Notes et mém. Serv. géol. Maroc*, 281 : 159 p.
- LEBLANC, D. et SUTER, G. (1977). - Un témoin possible des zones internes dans la partie orientale du Rif externe (Maroc) : le Jebel Khébabâ. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 1 : 35-36.
- LUCA, P. de (1978). - L'unité chaotique des Kébdana (région de Zafo, Maroc). Relation structurale avec l'avant-pays du Rif oriental. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 20, 3 : 339-343.
- (1984). - Preuve de l'autochtonie de l'unité chaotique des Kébdana (Maroc oriental) équivalent oriental de l'olistostrome pré-rifain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 299, série II, 7 : 331-336.
- MOREL, J.L. (1980). - *Contribution à l'étude géologique et structurale de la région de Midar (Rif oriental, Maroc)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Paris Sud, 178 p.
- SUTER, G. (1980). - Carte géologique de la chaîne rifaine. *Notes et mém. Serv. géol. Maroc*, 245.
- SEPTFONTAINE, M. (1983). - La formation du Jbel Binet (Rif externe oriental, Maroc) : un dépôt "anté-nappes" d'âge miocène supérieur. Implications paléotectoniques. *Eclogae geol. Helv.*, 76/3 : 581-609.
- VIDAL, J.C. (1977). - Structure actuelle et évolution depuis le Miocène de la chaîne rifaine (partie sud de l'Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. géol. France*, 7, 19, 4 : 789-796.

Manuscrit déposé le 5. 3. 1985