

# Evolution méso-cénozoïque à la limite Zones Internes-Zones Externes dans la Chaîne rifaine<sup>1</sup>

Najib EL HATIMI, Ahmed BEN YAICH, & Khalil EL KADIRI

نجيب الحاتمي، أحمد ابنعيش و خليل القادري

**Mots clés :** Maroc, Rif, Méso-Cénozoïque, Prédorsalien, marge subsidente, klippes sédimentaires, évolution paléogéodynamique.

## ملخص

التطور الميزو - سينوزوي على حدود الميادين الداخلية - الميادين الهامشية داخل السلسلة الريفية. يتمثل الحد الفاصل بين الميادين الهامشي والميدان الداخلي في الريف بواسطة تشكيلة صلصالحثية ذات قذات رسوبية. وهذه تتألف من مواد جوراسية و كريتاسية، تعرضت لإعادة تحريك مكثف خاصة خلال الأكتاني - برديغالي، فيما تعتبر الوضعية الحالية نتيجة لتطور بنائي لاحق وفق بين حركات تماسية وانزلاقية. ويبين تحليل متسلسلات القذات الرسوبية : تطوراً لسحنات «Ammonitico-rosso» خلال اللياس؛ ظهوراً مبكراً لتوضعات الشعاعيات منذ الدوكر؛ أهمية واستمرارية إعادة الترسيب الكتلتي من الدوميري إلى الألب - سينوماني. وتسمح هذه الأحداث بتمييز المناطق الباليوجرافية من الظهر الكلسي المجاور الذي ترتبط به هذه القذات. يعتبر النموذج الأكثر توافقاً والذي يسمح بتصور التطور، هو جاشية قارية متهدلة ضمن منطقة تحول معقدة تربط ما بين الأطلنتي الأوسط والجزء الجنوبي من المحيط الليكوري الليمونتي. ويعتبر انفتاح أحواض الفليش الكريتاسية موالية لعمل هذه المتحولة. خلال الزمن الثالث، أدى بها انحراف أفريقيا إلى وضعها تحت نظام انضغاطي منخلع ثم إلى انضغاط محض يترجم تصادم وتلاحم إيبريا والمغرب.

## RESUME

Dans le Rif, la limite entre le domaine externe et le domaine interne est soulignée par une formation marno-gréseuse à klippes sédimentaires. Celles-ci sont constituées par des séries du Jurassique et du Crétacé. Leur remaniement est particulièrement intense lors de l'Aquitano-Burdigalien. La situation actuelle résulte d'une évolution tectonique ultérieure combinant mouvements tangentiels et coulissements.

L'analyse des séries des klippes sédimentaires indique : le développement des faciès «ammonitico-rosso», au Lias ; l'apparition précoce des dépôts radiolaritiques dès le Dogger ; l'importance et la persistance des resédimentations en masse du Domérian à l'Albo-Cénomaniens. Ces faits autorisent à distinguer la zone paléogéographique qui leur correspond, de la Dorsale calcaire proche.

Au Mésozoïque, le modèle le mieux adapté retraçant l'évolution, est celui d'une marge continentale subsidente impliquée dans une zone de transformation complexe, assurant le relais entre l'Atlantique central et la partie méridionale de l'Océan liguro-piemontais. L'ouverture des bassins de flysch du Crétacé est consécutif du fonctionnement de cette transformante.

Au Cénozoïque, la dérive de l'Afrique la soumet à un régime compressif décrochant, puis à une compression pure traduisant la collision et la suture Ibérie-Maghreb.

## SUMMARY

**Meso-Cenozoic evolution at the Internal Zones-External Zones boundary in the Rif chain.** In the Rif, the boundary between the External and Internal zones is marked by a sandy formation that includes sedimentary klippes. The latter are composed by Jurassic and Cretaceous rocks. Their redeposition is particularly intense during the Aquitanian-Burdigalian. The present-day situation is the result of a younger tectonic evolution combining tangential motions and strike-slip faulting.

The analysis of the series of the sedimentary klippes shows : (i) the development of the «Ammonitico-rosso» in the Liassic ; (ii)

the early occurrence of radiolarites during the Dogger ; (iii) the importance and the persistence of the redeposition from Domerian to Albian-Cenomanian times. These facts make it possible to define their source in the «Dorsale Calcaire».

During the Mesozoic, the best model accounting for the evolution is that of a subsident continental margin, involved in a transform zone located between the Central Atlantic and the southern part of the Ligurian-Piemontais Ocean. The opening of the Cretaceous flysch basin is consecutive to the activity of this transform zone.

During the Cenozoic, the latter was involved in a wrench compressive regime, and later in a pure compression reflecting the collision and suture of Iberia and the Maghreb.

De Beliounis (près de Sebta) à Assifane, jusqu'à Al-Hoceima, des terrains méso-cénozoïques dessinent une bande relativement étroite entre les zones internes et les zones externes (fig. 1).

Ils apparaissent à l'état disloqué sous la forme d'éléments épars au sein d'une formation marneuse ou marno-gréseuse d'âge aquitano-burdigalien. L'ensemble se trouve engagé dans le contact majeur séparant la Dorsale calcaire et les flyschs. Nous présentons ci-dessous les résultats d'un travail réalisé d'une part le long de la ligne suturant zones internes et externes et d'autre part sur les domaines voisins. Nous précisons en conséquence la signification paléogéographique du matériel méso-cénozoïque resédimenté dans cette «zone limite».

## HISTORIQUE SUCCINCT

DURAND DELGA et VILLAUMEY (1963) définissent à l'Ouest de Sebta l'unité de Beliounis, formant une bande étroite frangeant à l'Ouest la Dorsale calcaire. Elle est caractérisée par des calcaires à débris de *Microcodium* et des grès évoquant le faciès numidien. Il s'agit de l'imbrication la plus orientale de la nappe numidienne.

DIDON & al. (1973) pensent que la «zone limite» est constituée de terrains allant du Jurassique au Miocène inférieur. Ils sont distincts de la Dorsale. Ils définissent également une zone supplémentaire dite «prédorsalienne», au sein de laquelle l'état disloqué des terrains résulterait d'une dislocation tectonique tardive, de type diverticulation.

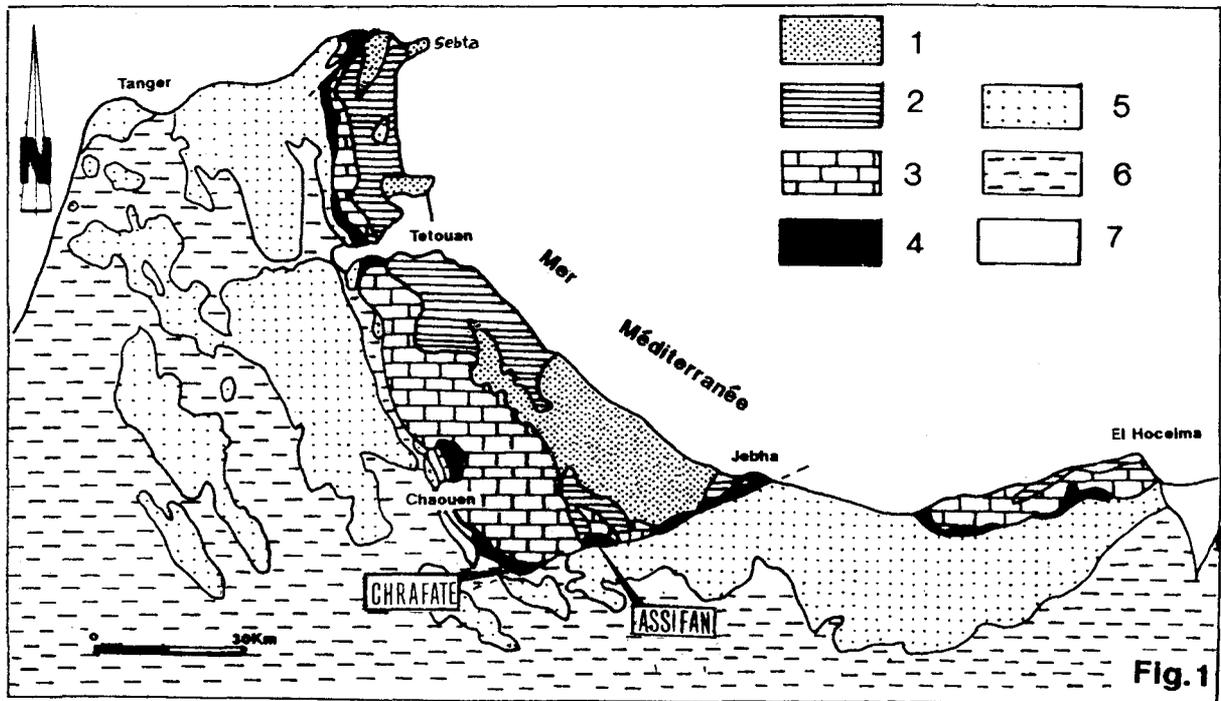


Figure 1 : Schéma géologique du Rif occidental et localisation des secteurs étudiés ; 1 - Sebtides, 2 - Ghomarides, 3 - Dorsale calcaire, 4 - Zone «prédorsalienne», 5 - Flyschs crétaqués et tertiaires, 6 - zones externes, 7 - Formation post-nappes.

LESPINASSE (1975) restreint la signification du terme prédorsalien aux formations tertiaires. Ils s'agit à la fois de la couverture de la Dorsale externe et des séries du flysch de Tisirène.

WILDI (1976) considère le Prédorsalien comme un témoin de la Dorsale externe découpé de manière arbitraire le plus souvent largement à l'extérieur du domaine dorsalien.

OLIVIER (1978) précise que la série prédorsalienne se serait déposée dans une zone peu profonde, recevant des klippes sédimentaires à l'Eocène supérieur et à l'Oligo-Aquitainien. Il pense aussi qu'il est difficile de considérer le Prédorsalien comme une unité distincte de la Dorsale, bien qu'il présente certains faciès particuliers (grès à faciès numidien). Il revient en 1984 sur cette interprétation pour privilégier l'intervention de la déformation tectonique au Burdigalien.

BEN YAICH (1981) et EL HATIMI (1982) proposent une interprétation différente : pour eux, le Prédorsalien serait une formation d'âge oligo-burdigalien à klippes sédimentaires qui proviendraient des unités les plus externes de la Dorsale calcaire, ce qui est proche des interprétations de MOURIER (1982).

Dans les cordillères bétiques, cette «zone limite» a reçu deux interprétations différentes :

— il s'agirait d'une formation argilo-gréseuse à klippes sédimentaires d'âge burdigalien, appelée aussi Néonumidien (BOURGOIS, 1978 et MARTIN ALGARRA, 1987) ;

— elle correspondrait à la zone prédorsalienne, distincte de la Dorsale calcaire. Les terrains qui la composent vont du Lias à l'Aquitainien. Les phénomènes de resédimentation existent, mais il ne s'agit pas d'un olistostrome (DIDON & al. 1973, et OLIVIER, 1984).

Les recherches que nous avons mené conduisent à mettre en évidence une formation chaotique à klippes sédimentaires (BEN YAICH & al., 1988) la taille des éléments remaniés varie de mm<sup>3</sup> au km<sup>3</sup>. La matrice est formée par des marnes bariolées, parfois argileuses, souvent de couleur jaune-verdâtre, passant vers le haut à des argiles. Celles-ci admettent des niveaux de grès grossiers, granoclassés ou non et chenalisés, évoquant les grès numidiens (grès de Béliounis). A la différence de grès numidiens, les grès de Béliounis dits «numidoïdes» renferment des micas, de la glauconie, et de la calcite.

L'âge de la matrice est malheureusement mal établi, et un doute subsiste encore, la microfaune recueillie étant mal conservée et le plus souvent remaniée (certains échantillons ont livré des associations de microfaunes indiquant des âges allant du Crétacé à l'Aquitainien). Cependant, nous sommes d'accord pour situer l'âge de la matrice dans l'intervalle aquitano-burdigalien, car la faune la plus jeune recueillie jusqu'alors avait indiqué un âge burdigalien inférieur dans la chaîne rifaine (EL HATIMI 1982 ; MOURIER & al. 1982), et dans les cordillères bétiques (BOURGOIS, 1978 ; MARTIN ALGARRA 1987).

### ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DES KLIPPES SEDIMENTAIRES

Nous présentons ci-dessous les successions lithostratigraphiques des klippes sédimentaires en présence, afin de les placer dans leur contexte paléogéographique par rapport aux domaines voisins (Dorsale calcaire et domaine des «flyschs»).

### STRATIGRAPHIE DES UNITES DES KLIPPES DE CHRAFATE

Elles correspondent aux affleurements jurassiques et crétacés, situés à l'extrême bordure de la Dorsale externe, précisément au pied du Jbel Bouslimane, quatre kilomètres à l'Est du village de Chrafate.

Elles ont été reconnues en premier lieu par FALLOT (1937), puis décrites plus en détail par LESPINASSE (1975), WILDI (1976), EL KADIRI (1984) et OLIVIER (1984).

L'un de nous (K. EK.) a réalisé des coupes systématiques permettant de mettre en valeur l'analyse séquentielle. Les radiolarites reconnues ont été échantillonnées finement et elles sont maintenant datées par les riches associations de Radiolaires qu'elles renferment (EL KADIRI, 1984 ; DE WEVER & al. 1985).

La cartographie détaillée fait ressortir la diversité et l'état morcelé des terrains jurassico-crétacés, entre lesquels s'insinuent des formations tertiaires, essentiellement marneuses, d'âge surtout oligo-aquitainien (fig. 2).

Dans le détail, les blocs jurassico-crétacés sont de taille variable. Ils montrent des faciès correspondant à des termes stratigraphiques superposés et préservés dans les klippes sédimentaires les plus grandes.

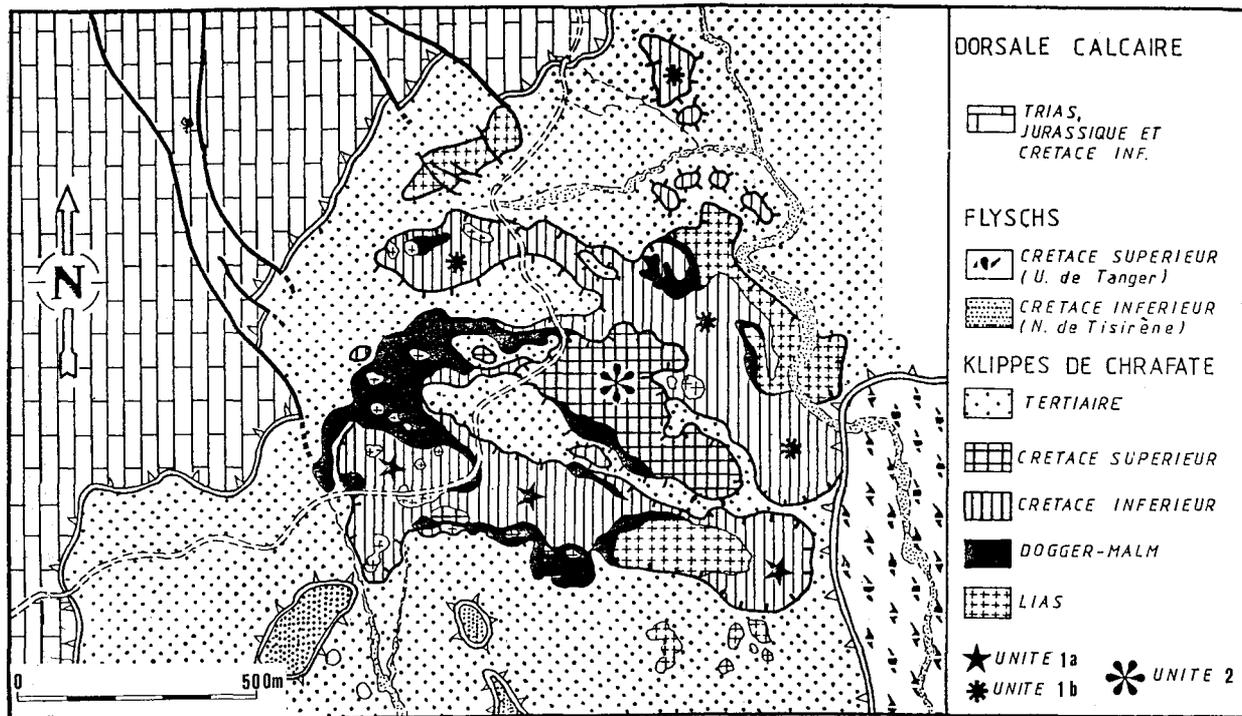


Figure 2 : Schéma structural des klippes de Chrafate (d'après EL KADIRI, 1984)

L'analyse de ces dernières permet de les replacer dans trois séries ou unités différentes ; unités 1a, 1b, et 2 (fig. 3). Leur description permet de les comparer et d'analyser leurs caractères distinctifs des unités de la dorsale calcaire externe voisine (NOLD & al., 1981).

De prime abord, trois séries principales appartenant à l'unité 1b existent. L'une d'elles, la principale, apparaît sur la rive ouest de l'Oued Beni-Derkoul ( $x = 529,5$  et  $y = 496$ ) en position stratigraphique normale au sein des marnes bariolées priabono-oligocènes ; les deux autres situées immédiatement plus au Sud ( $x = 529,2$  ;  $y = 496,5$  et  $x = 229,2$  ;  $y = 496,2$ ) en position stratigraphique renversée, sont déjà emballées dans des marnes noires à faciès euxiniques appartenant à l'unité 1a ; celles-ci sont datées du Domérien par la présence de *Protogrammoceras* et de *Funiceras* (cf. EL KADIRI, 1984).

Au sein de cette matrice euxinique, l'unité 1b est constamment réduite à deux termes liasiques ayant gardé leur continuité stratigraphique : les calcaires massifs gris sombre bréchiques à pseudo-bréchiques, à Brachiopodes de l'Hettangien et les calcaires roses de type ammonitico-rosso, datés du Sinémurien par des

*Arnioceras*. Sur la rive ouest de l'Oued Beni-Derkoul ce faciès de l'unité 1b se poursuit en série normale par des calcaires à silex et à filaments, des radiolarites rouges attribuables au Dogger élevé-Malm et des calcaires à *Aptychii* du Portlandien (*p.p*) - Crétacé inférieur.

Aux marnes noires à faciès euxinique de l'unité 1a, font suite des calcaires à filaments, et des radiolarites rouges noduleuses datées par des associations de Radiolaires du Bajocien-Portlandien (*p.p*). Ces dernières contiennent à leur tour des blocs métriques de calcaires roses arrachés à l'unité 1b surtout dans leur partie supérieure où elles se poursuivent par des turbidites biosiliceuses à *Aptychii* et des faciès allodapiques, ce faciès remanie de façon exclusive des filaments et des moules internes quartzeux de Radiolaires<sup>2</sup>.

2 - Ce faciès allodapique à caractère tubiditique, mime localement les radiolarites quand il s'imprègne en argiles rouges héritées de l'érosion de celles-ci, il fut ainsi confondu avec les radiolarites rouges du Malm sans argument stratigraphique (WILDI & al., 1977). Par sa richesse en filaments il fut aussi confondu avec les classiques calcaires à filaments du Dogger (OLIVIER, 1984), nous remarquons dans le présent travail que le sommet des radiolarites bien daté, place ce faciès dans le Portlandien à plus récent.



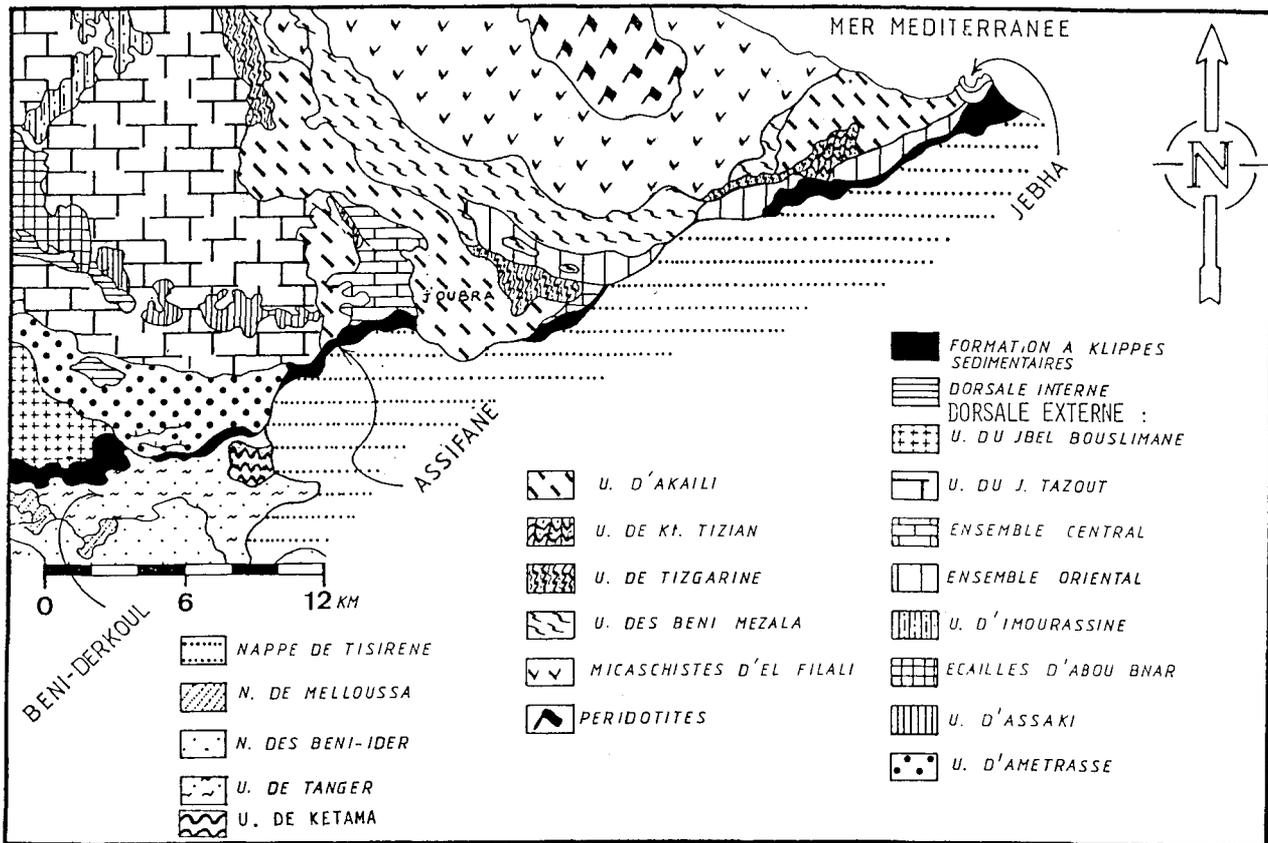


Figure 4 : Carte structurale entre Assifane et Jebha (d'après KORNPROBST, 1974 ; OLIVIER, 1978 et EL HATIMI, 1982)

tilles de grès calcaireux, de grès quartzeux qui rappelle le faciès numidien (grès de Belionis).

Cette formation contient des masses rocheuses de nature pétrographique et d'âge très varié. Leur volume peut aller de la fraction de  $\text{mm}^3$  à quelques centaines de  $\text{m}^3$ .

Indépendamment de leur taille, la majorité de ces blocs sont disposés anarchiquement dans cette formation marneuse, l'examen de leur distribution en plan permet de s'en rendre compte.

Les observations effectuées nous ont permis de mettre en évidence des phénomènes de résédimentation, ce qui nous a conduit à démontrer qu'il s'agit d'une formation à klippes sédimentaires : d'âge oligo-burdigalien (BEN YAICH & *al.*, 1988) engagée postérieurement dans les contacts zones internes-zones externes (fig. 5).

Si nous avons pu établir dans le secteur analysé précédemment une relation stratigra-

phique entre les différents termes superposés et préservés des grandes klippes sédimentaires ; ici dans le secteur d'Assifane aucune logique de continuité ni de superposition n'est respectée entre les différents blocs, ce qui rend leur corrélation difficile du point de vue stratigraphique.

Les éléments principalement remaniés sont les suivants :

— des calcaires massifs ou légèrement lités à patine blanchâtre et à cassure sombre, à Globochaetes, spicules d'Eponges et Lagenidés. Ces faciès sont comparables à ceux que l'on connaît dans la Dorsale calcaire externe et qui appartiennent à l'intervalle Rhétien-Lias supérieur ;

— des calcaires roses lités, à aspect noduleux riches en filaments (faciès «Ammonitico-rosso»), des radiolarites rouges à noirâtres, leur âge respectif est probablement Dogger et/ou Malm ; un affleurement de conglomérats silicifiés à Entroques, Algues et Foraminifères est inter-

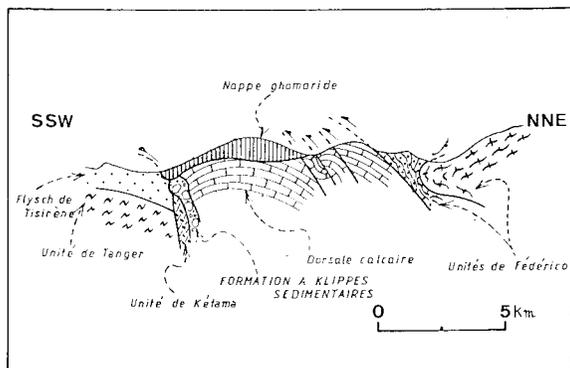


Figure 5 : Coupe synthétique, interprétative et composite du secteur d'Assifane.

calé dans des marnes blanchâtres et calcaires à Radiolaires ; c'est un conglomérat intraformationnel témoignant d'une instabilité pendant la sédimentation des radiolarites ;

— des calcaires microbréchiques pétris de micro-organismes dont les âges s'échelonnent entre l'Eocène supérieur et le Miocène basal.

Aussi, les éléments rencontrés dans cette formation, interprétés comme de klippes sédimentaires, appartiennent à deux types de faciès : ceux provenant d'une plate-forme peu profonde d'âge triasico-liasique, et ceux d'un dépôt condensé et lacuneux de mer ouverte, identiques aux faciès rencontrés dans les klippes de Chrafate.

## EVOLUTION PALEOGEODYNAMIQUE

### EVOLUTION MESOZOIQUE

La synthèse des données qui ressortent de l'analyse stratigraphique permet de reconstituer le dispositif paléogéographique d'une marge continentale subsidente au Mésozoïque (fig. 6).

Les premières étapes d'effondrement sont marquées pendant le Lias par des affaissements de blocs, qui créent soit des petits bassins où se déposent les ammonitico-rosso, soit des zones profondes siège de dépôt noirs euxiniques (klippes de Chrafate).

Le premier faciès dont le taux de sédimentation est faible, fossilise des failles normales synsédimentaires, présente des slumps de différents échelles, et contient des lentilles de brèches intraformationnelles. Cela indique une instabilité du fond sous-marin, pouvant

entraîner des écroulements soudains de vases molles, dont le témoin actuel correspond à des pseudobrèches.

Les affaissements de blocs désordonnés se sont généralisés et intensifiés au Domérien. Des resédimentations en masse parviennent au sein des dépôts euxiniques abrités jusque là dans les zones les plus profondes.

Dès le Dogger, les dépôts radiolaritiques

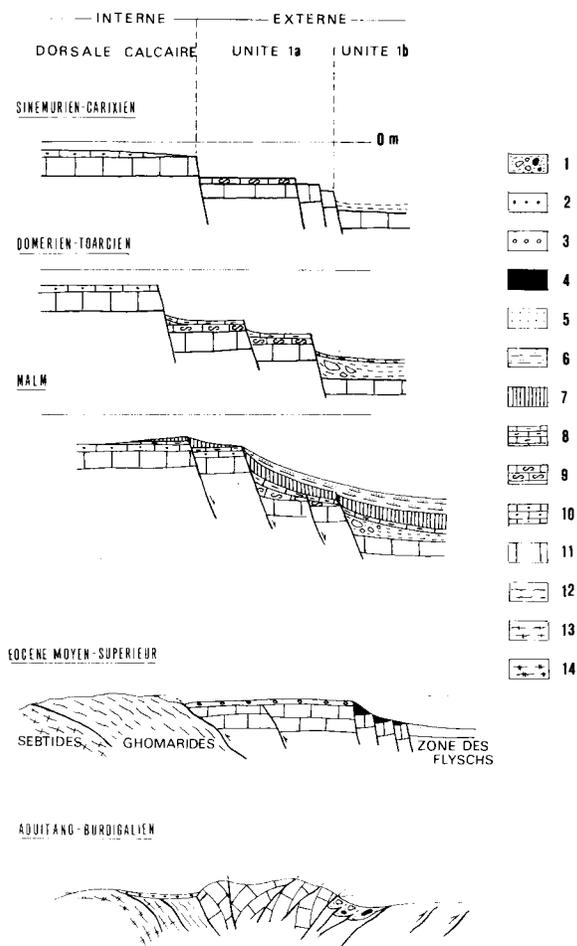


Figure 6 : Reconstitution paléogéographique et évolution géodynamique au cours du méso-cénozoïque, à la limite zones internes - zones externes de la chaîne rifaine. 1 - Formation «Prédorsalienne» à klippes sédimentaires, 2 - Formation oligo-aquitaniennne de Fnideq, 3 - Conglomérats priaboniens, 4 - Couverture jurassico-crétacée des unités 1a, 1b et 2 des klippes de Chrafate, 5 - Flyschs crétacés et tertiaires 6 - Turbidites biosiliceuses, 7 - Radiolarites rouges, 8 - Calcaires à filaments, 9 - Ammonitico-rosso, 10 - Calcaires à silex, 11 - Calcaires massifs, 12 - Ghomarides, 13 - Sebtides (Unités de Federico), 14 - Sebtides (Micaschistes d'El Filali).

apparaissent dans les parties situées en position plus externe sur la marge et témoignent d'une ouverture sur l'«océan». Ils gagnent ensuite en «onlap» les parties plus internes et se généraliseront au Malm.

Le diachronisme suit l'évolution de la subsidence qui gagne tour à tour les zones de plateforme calcaire située du côté interne.

A ce stade de l'évolution paléogéographique, un bassin où se déposent des radiolarites est donc né à la bordure des anciennes zones internes. Il annonce le bassin des flyschs du Crétacé inférieur.

Au Crétacé supérieur le domaine de la Téthys occidentale est soumis plus franchement au régime compressif sous l'effet du rapprochement Afrique-Europe (OLIVET & *al.*, 1982 ; PATRIAT & *al.*, 1982). Les indices d'une telle phase compressive sont rares et à peine marqués dans le Rif interne. Très récemment, les indices d'une phase compressive d'âge crétacé terminal ont été mis en évidence dans la Dorsale calcaire du Haouz (EL HATIMI, 1988), ils sont par contre nets dans ses prolongements orientaux (Tell algérien) où ils correspondent à des plis synschisteux (OBERT, 1974 ; MALUSKI & *al.*, 1978).

Dans le Rif externe, on peut attribuer à cette phase les grands écroulements gravitaires du «complexe triasique» et des terrains jurassico-crétacés au sein des marnes du Crétacé supérieur. La discordance cartographique de ces mêmes marnes sur les termes plus anciens s'explique dans le contexte d'une dynamique semblable (LESPINASSE, 1975).

## EVOLUTION CENOZOIQUE

Les stades d'évolution cénozoïque sont résumés dans la figure 6.

### Du Paléocène à l'Eocène

Dans le domaine de la chaîne calcaire, l'épisode d'un dépôt lacuneux et condensé est maintenu pendant le Paléocène et une bonne partie de l'Eocène, certainement sous l'effet des contrecoups précoces de la phase lutétienne, importante en Algérie et dans les Pyrénées.

A l'Eocène moyen-supérieur une phase d'érosion consécutive à une émergence se généralise ; en témoignent les conglomérats polygéniques d'âge priabonien qui s'étalent sur toute la chaîne calcaire et recouvrent en discordance des terrains d'âge varié. On peut rattacher à

cette phase les structures plicatives NW-SE décrits au Sud de Tétouan (phase C1, WILDI & *al.*, 1977), les plis et failles inverses à vergence interne colmatés par ces mêmes conglomérats décrits à l'extrémité septentrionale de la chaîne du Haouz (KORNPROBST, 1966 ; BEN YAICH, 1981).

Cette instabilité en régime compressif léger dans le Rif, intense en Algérie (RAOULT, 1974), est le résultat de l'accélération de la rotation anti-horaire de l'Afrique par rapport à l'Europe, qui s'est instaurée dès le Crétacé (cf. *supra*). Elle conduit à la collision puis au serrage de la partie orientale de la plaque d'Alboran contre la marge africaine du Tell. La partie occidentale (Rif) peu touchée à cette époque, sera plus affectée tardivement : en effet, le temps nécessaire pour aboutir à une valeur identique du raccourcissement est plus lent en un point proche du pôle de rotation (ici situé à l'Ouest de Tanger) qu'en un point éloigné.

### De l'Oligocène au Miocène inférieur

Pendant l'Oligocène inférieur et moyen le régime compressif né auparavant perdure, il tend à se généraliser sur l'ensemble du domaine interne : le socle paléozoïque est proche de la dorsale calcaire, il contribue à alimenter la formation marno-sableuse et conglomératique d'âge oligocène moyen-supérieur qui se dépose sur le Dorsale calcaire et ses bordures (unité d'Amétrasse, WILDI, 1977).

A l'Oligocène supérieur, le socle paléozoïque des zones internes commence à se structurer en nappes (CHALOUAN, 1986). Leurs débris continuent à alimenter les assises de l'Oligocène supérieur loin de la limite zones internes - zones externes (flysch grésomiacé des Béni-Ider). L'absence de matériel détritique provenant du socle paléozoïque dans la formation étudiée et les datations recueillies par l'étude de la matrice, incitent à penser que le futur bassin de la formation à klippe sédimentaires ne s'est individualisé que tardivement. Il fonctionnait à cette époque en zone surélevée, annonçant les phases paroxysmales qui s'amplifieront postérieurement.

A l'Aquitano-Burdigalien ; le dispositif en nappes acquis précédemment dans le domaine ghomaride est recouvert par une formation conglomératique à sa base puis marno-gréseuse (Formation de Fnideq). Sur la chaîne calcaire des terrains de cet âge sont quasiment absents, seul un Burdigalien marin local a été reconnu

dans la chaîne calcaire du Haouz à la limite Ghomarides-chaîne calcaire (BEN YAICH & *al.*, 1986). Cette dernière semble connaître une émergence partielle, surtout la Dorsale calcaire externe qui à son pied verra s'individualiser le bassin de la formation à klippes sédimentaires à la limite zones internes - zones externes. Les blocs de l'ancienne marge, initialement affaissés s'y trouvent tour à tour redислоqués à chaque ébranlement sous la forme de klippes sédimentaires, au sein d'une matrice marneuse qui admet des épandages gréseux (Grès de Belionis) comparables par leur faciès aux grès numidiens. C'est dans cette matrice marno-gréseuse que s'amplifieront les phénomènes de résédimentation par la dilacération et la fragmentation du front de la Dorsale au cours de sa progression sur les zones externes.

### Du Burdigalien supérieur à l'Actuel

Après le Burdigalien inférieur on assiste aux évènements suivants :

— chevauchement des zones internes sur les zones externes ;

— le bassin de la formation à klippes sédimentaires («Prédorsalien») déjà individualisé et reposant en partie sur les unités les plus externes de la Dorsale, continue à accueillir des klippes de celle-ci ;

— les accidents de Jebha-Chrafate et du Nékor prennent naissance et voient leur jeu coulissant senestre s'amplifier au cours des périodes ultérieures, les contacts à vergence intérieure (bordure orientale de la chaîne de Haouz, Jbel Zem-Zem sur les Ghomarides) peuvent être contemporains des écaillages à vergence extérieure.

A cette époque l'ensemble des zones internes arrive sur la zone des flyschs et ces derniers sur l'unité de Kétama-Tanger. Un peu plus tard les accidents secondaires (accidents du Jbel Fahîès, de l'Oued Martil et de l'Oued Laou) par rapport à l'accident majeur Jabha-Chrafate, prennent naissance. Après un serrage qui redresse l'ensemble, se réalise alors le charriage des unités Sebtides et ensuite Ghomarides sur la Dorsale.

Au Tortonien supérieur (?) un nouveau régime de serrage intervient (phase C6 de WILDI & *al.*, 1977) et se traduit par une tectonique importante, liée sans doute à la collision ibéro-maghrébide, dont les effets sont le charriage de la Dorsale calcaire sur la formation à klippes sédimentaires, celles-ci sur la zone des flyschs, le biseautage de la Dorsale le long de l'accident de Jebha-Chrafate, et l'avancée enfin d'éléments ghomarides sur l'ensemble de l'édifice (klippes de Talambot au Sud de l'Oued Laou, klippe de Jbel Oubra au NE d'Assifane).

Peu d'arguments dans la zone étudiée permettent d'étayer le déroulement des phénomènes relevant de la néotectonique post-miocène. Cependant il faut signaler un trait structural important : la fracturation méridienne au Sud de l'Oued Laou, NE-SW au Nord de Tétouan, paraît actuellement recouper l'ensemble de l'édifice. Elle est donc postérieure à l'avancée des nappes paléozoïques (EL HATIMI, 1982 ; AIT BRAHIM & ROZANOV, 1986).

### Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier G. DUEE pour ses critiques constructives du manuscrit.

### REFERENCES

- AIT BRAHIM, L. & ROZANOV, M. (1986) . - Apport de l'analyse morphométrique pour la connaissance de la néostructure de la chaîne rifaine. *Bull. Sci. Terre*, Rabat, n°2, 99-111.
- BEN YAICH A. (1981) - *Etude géologique de la Dorsale calcaire entre Tlata-Taghramt et Ben Younis (Haouz, Rif, Maroc)*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rabat 202 p.
- BEN YAICH A., DUEE G., EL HATIMI H., et EL KADIRI Kh. (1988) - La formation à Klippes sédimentaires d'âge oligo-burdigalien du Rif Septentrional (Maroc) : Signification géodynamique *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 44, 334, 99-126.
- BEN YAICH A., MAATE A., FEINBERG H., MAGNE J. et DURAND DELGA M. (1986) - Implication de niveaux du Miocène inférieur dans les retrochevauchements de la Dorsale calcaire rifaine (Maroc) : signification à l'échelle de l'Arc de Gibraltar. *C.R. Acad. Sc. Paris*. t. 302, serie II, n°8, 587-592.
- BOURGOIS, J. (1978). - La transversale de Ronda, Cordillères bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar. *Ann. Sc. Univ. Basançon*, 30, 445p.
- CHALOUAN A. (1986) - *Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine*. Thèse d'Etat, Strasbourg, 317 p.
- DE WEVER P., DUEE G. et EL KADIRI Kh. (1985) - Les séries stratigraphiques des Klippes de Chrafate (Rif Septentrional, Maroc) témoins d'une marge conti-

- nentale subsidente au cours du Jurassique-Crétacé. *Bull. Soc. géol. France* (8), t.1, 3, 363-379.
- DIDON J., DURAND-DELGA M. et KORNPROBST J. (1973) - Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XV, -, 77-105.
- DURAND-DELGA M. & VILLIAUMEY M. (1963) - Sur la stratigraphie et la tectonique du groupe du Jbel Musa (Rif Septentrional, Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, (7), V, 70-79.
- EL HATIMI N. (1982) - *Contribution à l'étude géologique et structurale de la région d'Assifane (Rif, Maroc)*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rabat, 133 p.
- EL HATIMI N. (1988) - Indice d'une phase tectonique compressive Crétacé terminal dans la chaîne calcaire du Rif (Haouz, Rif, Maroc). *Colloque «Bassins sédimentaires marocains»*, Agadir, (Résumés), p. 12-13, 1 fig.
- EL KADIRI Kh. (1984) - *Les radiolarites jurassiques des Klippes de Chrafate (Rif septentrional-Maroc), stratigraphie, taxonomie*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Pau, 2 vol., 459 p.
- FALLOT P. (1937) - Essai sur la géologie du Rif septentrional. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 40, 533 p.
- GUTNIC M. (1969) - La Dorsale calcaire dans la région d'Assifane. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 194, 51-122.
- KORNPROBST J. (1966) - La chaîne du Haouz, de la Hafa Queddana au col d'azlu d'Arabia. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 184, 9-60.
- KORNPROBST J. (1974) - Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 251, 256 p.
- LESPINASSE P. (1975) - *Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi (centre de la chaîne Rifaine, Maroc)*. Thèse Sc., Paris VI, 248 p.
- MALUSKI H., LEPVRIER C. et BIARDEAU V. (1978) - Epimétamorphisme syntectonique d'âge 85 MA dans les zones nord-Telliennes (Algérie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, 1583-1586.
- MARTIN ALGARRA A. (1987) - *Evolucion geologica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera bética*. Tesis doctoral, Grenade, 2 vol. 1171 p.
- MOURIER Th. (1982) - *Etude géologique et structurale du massif des Bokkoyas (Rif oriental, Maroc)*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris-sud, 270 p.
- MOURIER Th., FRIZON de LAMOTTE D. et FEINBERG H. (1982) - Etapes de la structuration tertiaire des zones internes rifaines dans le chaînon des Bokkoyas (Rif central, Maroc). *C.R.Acad. Sc. Paris*, II, t.294, 1147-1150.
- NOLD M., UTTINGER J. et WILDI W. (1981) - Géologie de la Dorsale calcaire entre Tétouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 300, 233 p.
- OBERT D. (1974) - Phases tectoniques mésozoïques d'âge anté-cénomarien dans les Babors (Tell nord-Stéfien, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, 171-176.
- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. et AUZENDE J.M. (1982) - Cinématique des plaques et paléogéographie : un revue. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7) t. XXIV, 5-6, p. 875-892.
- OLIVIER Ph. (1978) - *Etude géologique et structurale de la région de Jebha (Rif, Maroc) la terminaison NE de l'accident de Jebha-Chrafate*. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse, 129 p.
- OLIVIER Ph. (1984) - *Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc-Espagne)* - Thèse d'Etat, Toulouse, 229 p.
- PATRIAT Ph., SEGOUFIN J., SCHILCH R., GOSLIN J., AUZENDE J.M., BEUZART P., BONNIN J. et OLIVET J.L. (1982) - Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIV, 2, 363-373.
- RAOULT J.F. (1974) - Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie) *Mémoire de la Soc. Fr.*, t. LIII. Mémoire n° 121, p. 1-163, 10 N hors-texte, dont 1 carte en couleur.
- WILDI W. (1976) - *Stratigraphie et sédimentation de la Dorsale calcaire entre l'Oued Laou et Assifane (Maroc septentrional, Rif Interne)*. Thèse, Zürich, n° 5669, 242 p.
- WILDI W., NOLD M. et UTTINGER J. (1977) - La Dorsale calcaire entre Tétouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Eclog. géol. Helv.*, 70, 2, 371-416.

#### Adresses des auteurs

Najib EL HATIMI et Ahmed BEN YAICH :

Département des Sciences de la Terre, laboratoire de Géol. Structurale, Université Mohammed V, Faculté des Sciences, B.P. 1014 - Rabat, Maroc.

Khalil EL KADIRI :

Département des Sciences de la Terre, Université Sidi Mohammed Ben Abdellah, Faculté des Sciences, B.P. 300 Tétouan, Maroc.