

Du Rif *s.l.* au Rif oriental : description des unités lithologiques

Le Maroc est entouré de marges passives sur toute sa zone littorale, à l'exception du domaine méditerranéen où la convergence active entre l'Afrique et l'Europe est accommodée dès le Cénozoïque par l'orogène du Rif (cf. Chapitre 1). Comme nous l'avons précédemment évoqué, le Rif constitue la frange sud de l'orogène bético-rifain, chaîne relativement symétrique qui referme la ceinture alpine à l'Ouest au niveau de l'arc de Gibraltar.

Ce chapitre a pour objectif de décrire succinctement les grands ensembles litho-structuraux de l'orogène bético-rifain (Figure 2.1), en se basant essentiellement sur la synthèse de MICHARD *et al.* (2008). Dans un deuxième temps, l'accent sera porté plus spécifiquement sur la partie orientale du Rif, où se concentrent les objets de la présente étude.

2.1 Les grands ensembles de la chaîne rifaine

La structure de l'arc bético-rifain correspond à un empilement de nappes caractérisé par des déversements divergents vers l'extérieur du Rif et des Cordillères Bétiques (ANDRIEUX, 1971). Ainsi, partant d'un cœur, appelé domaine d'Alboran, les zones internes viennent chevaucher des nappes de flyschs elles-mêmes charriées sur les zones externes. Ces dernières chevauchent à leur tour un socle paléozoïque, pré-structuré durant l'orogène hercynienne et tectoniquement rigide au Cénozoïque (sauf dans la région de l'Atlas). La symétrie de l'édifice le permettant, seules les unités lithologiques de la partie rifaine seront ici traitées.

2.1.1 Les zones internes

Les zones internes du Rif constituent la partie marocaine émergée du domaine d'Alboran. Moins développées que leurs équivalentes bétiques, elles forment un empilement de plusieurs lames crustales comprenant, de la base vers le sommet : (1) les Sebtides, (2) les Ghomarides, et enfin une couverture méso-cénozoïque décollée, (3) la Dorsale calcaire. Ces complexes se sont formés dans des conditions métamorphiques différentes et définissent ensemble un MCC démembré (CHALOUAN *et al.*, 2006). Leur évolution tectonique est donc polyphasée, mais l'essentiel des structures y est cependant acquis lors de leur empilement au Miocène inférieur (ANDRIEUX, 1971).

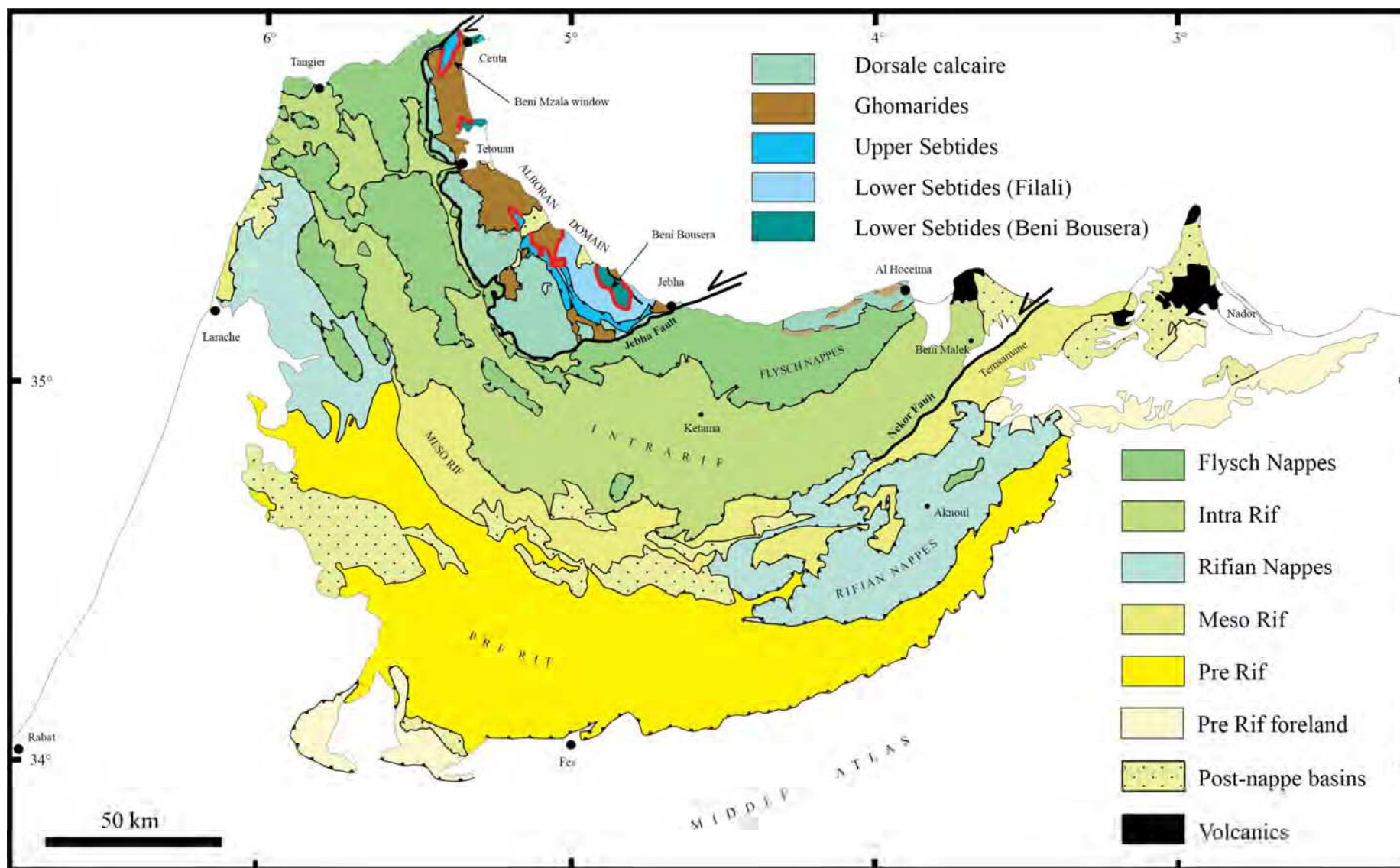


Figure 2.1 : schéma structural de la chaîne rifaine (modifié d'après JOLIVET *et al.*, 2003).

2.1.1.a Les Sebtides

Le complexe des Sebtides¹ forme un empilement de nappes de protolithes ante-alpins qui apparaît au travers de quatre fenêtres tectoniques. La base de l'empilement est constitué d'une unité de péridotite, le massif des Beni Bousera (lherzolite à spinelle). Les roches crustales sus-jacentes (unité de Filali) sont essentiellement des granulites acides recouvertes de micaschistes via le passage de gneiss migmatitiques. Au-dessus du socle, des unités métasédimentaires permo-triasiques (unités de Federico) s'empilent en séquences de schistes et quartzites répétées tectoniquement. Des marbres dolomitiques datés du Trias moyen à supérieur viennent enfin coiffer ces unités.

Les données du métamorphisme (BOUYBAOUENE, 1993 ; SADDIQLI, 1995 ; MICHARD *et al.*, 1997, 2006 ; NEGRO *et al.*, 2006 ; [Figure 2.2](#)), dont le grade diminue de bas en haut, indiquent que les unités métasédimentaires des Sebtides ont été enfouies par subduction (conditions HP-BT), et ce jusqu'à 60 km. En effet, les assemblages minéralogiques sont représentés par des paragenèses du faciès des schistes bleus (8-13 kbars, 380-450 °C), voire des éclogites (13-18 kbars, 450-550 °C). Elles ont ensuite été exhumées tectoniquement lors d'une décompression isotherme rapide symptomatique d'un amincissement crustal, puis, à mesure que la température diminue, à la faveur d'un cisaillement extensif vers le Nord. Les diverses datations isotopiques donnent un âge du pic thermique estimé entre 23 et 25 Ma, tandis que l'exhumation se serait produite dès 20 Ma.

Le socle des Sebtides a lui évolué sous un géotherme plus élevé : jusqu'à $P > 20$ kbars pour 1200-1350 °C dans le massif de péridotite, interprété comme une semelle de manteau continental plaquée en base du complexe. Ce contraste est probablement lié à des localisations différentes au sein de la zone de subduction, ainsi qu'à une différence de nature du matériau de départ (sédiments *vs* socle crustal et roches mantelliques).

2.1.1.b Les Ghomarides

Les Ghomarides² occupent la position structurale supérieure des zones internes rifaines, séparées des Sebtides par des failles normales de faible pendage (CHALOUAN *et al.*, 1995). Ce complexe est constitué de quatre nappes paléozoïques empilées et séparées par leurs couvertures mésozoïques-cénozoïques respectives.

Les formations paléozoïques (Ordovicien à Carbonifère) sont composées de métapélites alternant schistes, calcaires et grauwackes. Plissées et recristallisées, elles ont enregistré deux épisodes métamorphiques (CHALOUAN & MICHARD, 1990) : (1) le premier, de type schiste vert, est varisque ; (2) le second est alpin (*ca* 25 Ma ; âge K-Ar sur phengite) et représente probablement un évènement thermique ayant réinitialisé les géothermomètres.

Les couvertures sédimentaires, d'âge mésozoïque à cénozoïque, ne sont ni plissées ni recristallisées, et sont donc restées indemnes du métamorphisme qui affecte leur socle. Elles débutent par la sédimentation de *red beds* discordants du Trias moyen à supérieur, composés de conglomérats, quartzites et évaporites typiques d'une plateforme continentale émergente.

¹ dont l'équivalent dans les Bétiques est le complexe des Alpujarrides.

² dont l'équivalent dans les Bétiques est le complexe des Malaguides.

Elles se poursuivent par le dépôt de calcaires liasiques, puis de marnes et calcschistes crétacés.

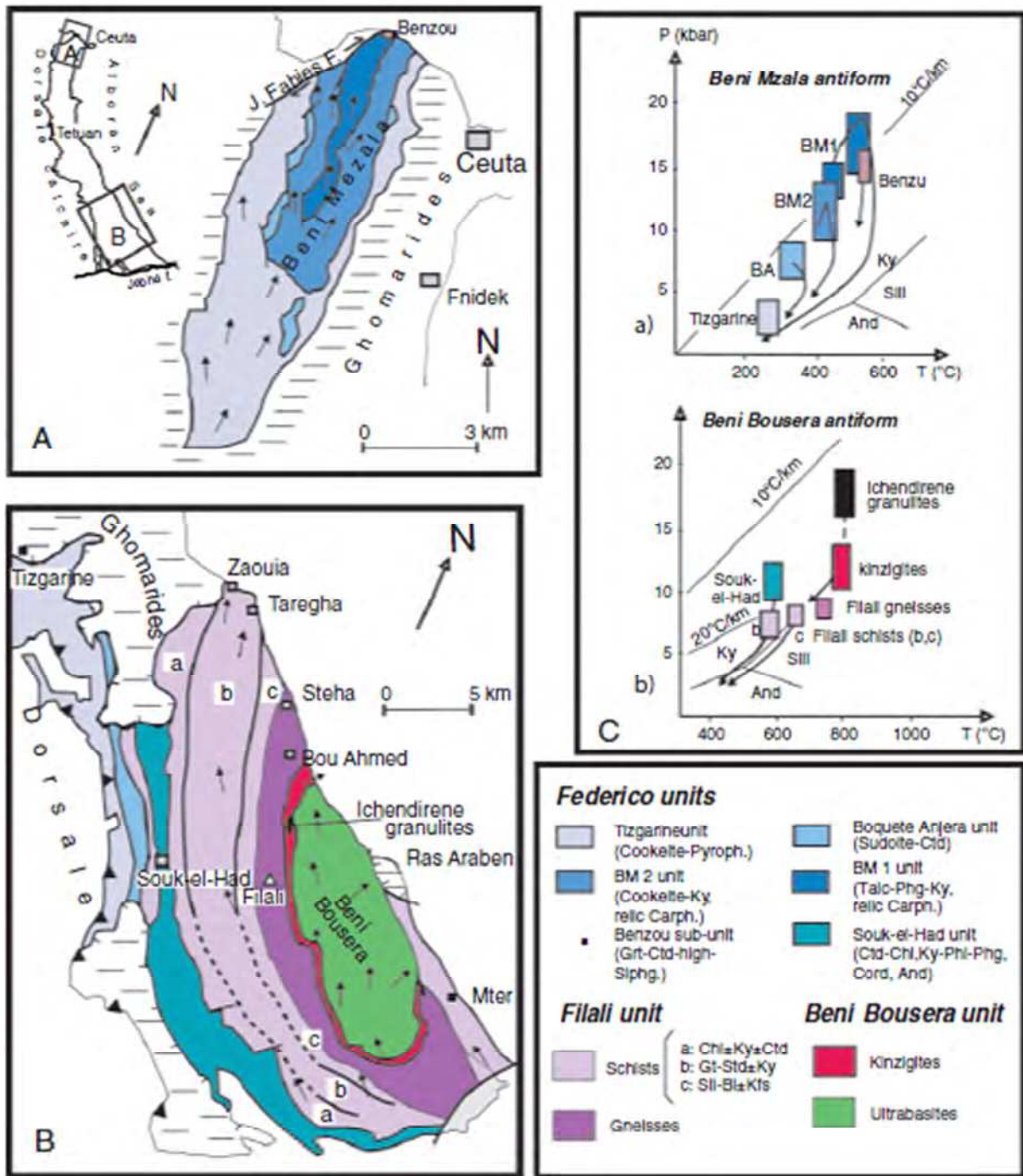


Figure 2.2 : structure métamorphique des Sebides pour les fenêtres (A) de Beni Menzala, et (B) de Beni Bousera (localisées sur la Figure 2.1) ; (C) estimations P-T correspondantes (CHALOUAN *et al.*, 2008).

2.1.1.c La Dorsale calcaire

Située dans la partie occidentale de l'arc bético-rifain, la Dorsale calcaire est ainsi nommée pour la prédominance des faciès carbonatés (Trias à Néogène inférieur) qui la

composent (FALLOT, 1937), et qui témoignent de conditions de sédimentation de plus en plus profondes avec le temps. Superficielle lors de l'orogénèse, elle n'a été affectée que très localement d'un métamorphisme post-éocène de très faible grade. Cette série de transition entre les zones internes et le domaine des flyschs est néanmoins rattachée au domaine d'Alboran. Elle est en effet interprétée comme la couverture méso-cénozoïque d'une séquence paléozoïque similaire à celle des Sebtides ou des Ghomarides (DIDON *et al.*, 1973 ; WILDI, 1981 ; MICHARD *et al.*, 2008).

2.1.2 *Le domaine des flyschs maghrébines*

Deuxième grand domaine structural de l'orogène bético-rifain, la zone des flyschs forme aujourd'hui un prisme d'accrétion qui affleure très largement dans le Rif, regroupant des terrains d'âge crétacé à paléogène. Elle est fragmentée en quatre nappes allochtones non-métamorphiques déversées sur les zones externes au Miocène inférieur (Burdigalien supérieur-Langhien ; BOURGOIS, 1978 ; SANZ DE GALDEANO & VERA, 1992 ; CRESPO-BLANC & CAMPOS, 2001) ou rétrochevauchant localement le complexe des Ghomarides. La base de ces turbidites est de nature océanique, comme en témoignent les affleurements de *pillow-lava* basaltiques, gabbros et serpentines de Rakkada-Meltine en Algérie (BOUILLIN, 1986) ; elles représenteraient en fait les reliques de la couverture sédimentaire d'un bassin océanique profond néo-téthysien compris entre la marge africaine et le domaine d'Alboran, et aujourd'hui disparu en subduction (DURAND-DELGA *et al.*, 2000).

2.1.3 *Les zones externes*

Les zones externes constituent le dernier grand ensemble charrié et déversé radialement sur l'avant-pays pré-structuré lors du paroxysme alpin. Elles sont composées des sédiments mésozoïques (Jurassique à Crétacé) autochtones, para-autochtones et/ou allochtones, souvent non-métamorphiques, de la paléomarge continentale africaine de la Téthys (FAVRE, 1995). Sous la contrainte tectonique au Miocène inférieur (ANDRIEUX, 1971), ceux-ci se sont détachés de leur socle varisque, la meseta marocaine, à la faveur des évaporites du Trias supérieur que l'on retrouve en base de la plupart des unités (WILDI, 1983).

A l'inverse des zones internes ou des flyschs, les zones externes ne présentent pas de continuité stratigraphique ou structurale : couverte d'abondants sédiments, elles se sont développées via une tectonique d'imbrication socle-couverture (CRESPO-BLANC & FRIZON DE LAMOTTE, 2006 ; [Figure 2.3](#)). On y retrouve ainsi des unités para-autochtones profondément enracinées et des unités allochtones plus superficielles.

Les zones externes rifaines sont classiquement divisées selon une subdivision de SUTER (1965) : (1) l'Intrarif, (2) le Mésorif et (3) le Prérif.

2.1.3.a L'Intrarif

Des sédiments de la paléomarge africaine, l'Intrarif représente les faciès les plus distaux. Trois unités en particulier s'en dégagent, affleurant directement sous les flyschs maghrébines : (1) l'unité de Kétama, (2) l'unité de Tanger, et (3) l'unité de Loukkos.

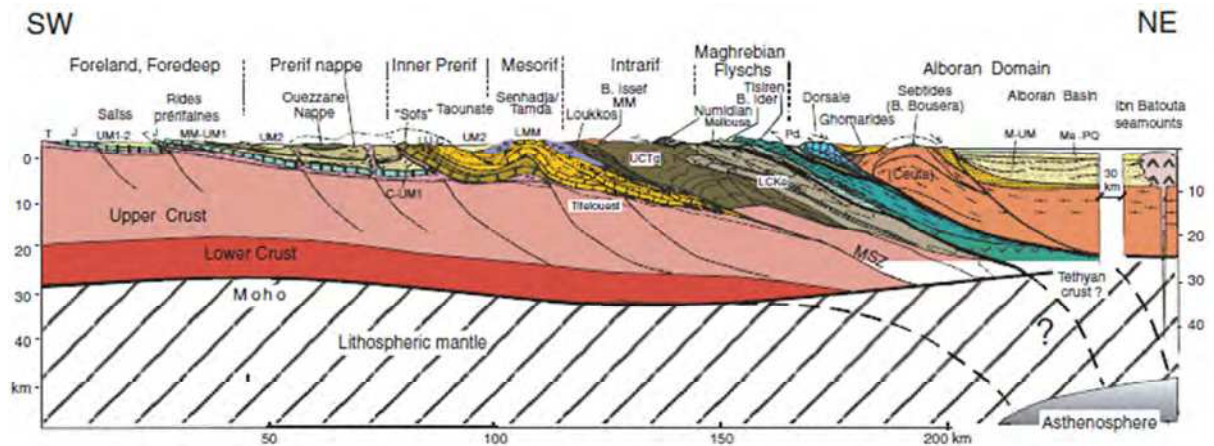


Figure 2.3 : coupe crustale de la chaîne rifaine (MICHARD *et al.*, 2008). Abréviations – B. : Beni ; C : Crétacé ; J : Jurassique inférieur à moyen ; LCKe : Crétacé inférieur de Kétama ; LMM : Miocène inférieur à moyen ; MM : Miocène moyen ; MSZ : zone de suture du Mesorif ; Pd : Pré-Dorsale ; T : Trias ; Tg : unité de Tanger ; UM : Miocène supérieur (1 : Tortonien ante-nappes ; 2 : Tortonien supérieur-Pliocène post-nappes) ; UJ-C : Jurassique supérieur-Crétacé.

L'unité de Kétama s'étend largement sur le Rif central. Elle est essentiellement composée de séries turbiditiques silicoclastiques datant du Jurassique au Crétacé inférieur (FRIZON DE LAMOTTE, 1985). Ces sédiments sont intensément plissés et affectés d'un métamorphisme de faible grade (faciès des schistes verts, 3 kbars, 200-300 °C) dont les recristallisations indiquent un mouvement de vergence vers le S-SE. L'exhumation de cette unité se produit après 14 Ma (traces de fission sur apatite ; AZDIMOUSSA *et al.*, 1998).

L'unité de Tanger, partiellement détachée de l'unité de Kétama, présente des formations marno-pélimitiques du Crétacé supérieur et de l'Eocène. Elle n'est affectée d'aucune déformation notable.

L'unité de Loukkos, enfin, est une unité de transition qui se différencie de l'unité de Tanger par des dépôts plus épais, plus carbonatés et fréquemment recoupés par des diapirs gypso-argileux triasiques.

Des lambeaux des unités de Tanger et de Loukkos se détachent et sont charriés sous forme de nappes (respectivement les nappes d'Aknoul, et de Habt, Ouezzane et Tsoul) sur le Mesorif et le Prerif. En effet, les sédiments éocènes de l'Intrarif forment des niveaux de décollement à la faveur de marnes siliceuses et de calcaires marneux.

2.1.3.b Le Mesorif

Situé entre l'Intrarif et le Prerif, le Mesorif correspond à une imbrication de roches d'âge jurassique à crétacé inférieur, dont l'empilement se produit avant l'Oligocène (ANDRIEUX, 1971 ; MONIE *et al.*, 1984 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1985). Il s'étend sur deux zones géographiques dont les caractéristiques sont distinctes : (1) le Rif occidental et central, et (2) le Rif oriental.

Dans le Rif occidental et central, la « Zones des Fenêtres » voit des antiformes à cœur de turbidites et olistostromes du Miocène inférieur à moyen émerger sous des unités mésozoïques allochtones. Ces dernières peuvent être d'origine infra- (groupe de Tifelouest,

nappe de Senhadja ou de Bou Haddoud) ou supra-Kétama (nappe d'Aknoul et klippe de Jbel Berkane transportée au-dessus). Les séries turbiditiques mésozoïques sont fortement plissées, foliées et affectées de recristallisations syn-tectoniques. Ce métamorphisme – et celui des Kétama – date probablement de l'Oligocène tardif (*ca* 23-28 Ma, formation des marnes à blocs ; NEGRO, 2005). Les formations mésozoïques sont ensuite recouvertes en discordance par un mélange non-métamorphique d'éléments mésozoïques, suivi de turbidites du Miocène inférieur à moyen. L'ensemble est modérément déformé et affecté d'un métamorphisme anchyzonal suite à la migration vers le Sud des unités intrarifaines au Serravalien-Tortonien précoce, avant la transgression des sédiments post-nappes fini-tortonien à messiniens.

Dans le Rif oriental, les formations typiques du Mésorif se retrouvent au niveau du massif des Tamsamani, ainsi que dans deux massifs isolés qui appartiennent au même groupe : (1) le massif des Trois Fourches et (2) l'unité de Khebab. La tectonique polyphasée qui les affecte y est néanmoins différente de celle rencontrée dans le Rif occidental et central. Ces unités, leurs structures et leur métamorphisme seront abordés plus en détail dans la partie consacrée au Rif oriental (§ 2.2).

2.1.3.c Le Prérif et l'avant-pays

Les nappes pré-rifaines sont composées des sédiments les plus proximaux de la paléomarge africaine. Les formations, para-autochtones, y sont composées de matériel chaotique fortement déformé, rassemblant dans une matrice marno-agileuse miocène des roches du Trias au Néogène resédimentées ou détachées de leur socle mésozoïque, puis charriées vers l'avant-pays (WILDI, 1983). Le front pré-rifain est largement développé et peu déformé dans le Rif occidental (bassin du Gharb) ; il s'amincit pour ne devenir qu'un étroit corridor déformé avant de disparaître au Sud du Rif oriental.

A la frontière méridionale du Rif, c'est la retombée nord du système atlasique qui en représente l'avant-pays. L'Atlas est un domaine intracontinental composé des ceintures du Haut- et du Moyen-Atlas, ainsi que des mesetas marocaines et oranaises. Ces mesetas sont donc des blocs rigides préstructurés que les unités de socle rifaines viennent chevaucher au paroxysme de la phase orogénique rifaine.

2.2 Le Rif oriental

Le Rif oriental est la partie géographique de la chaîne rifaine qui s'étend sur le littoral méditerranéen depuis la faille du Nékor jusqu'à l'embouchure de la Moulouya (Figure 2.4). Cette bande littorale voit des sommets, autochtones, allochtones ou volcaniques, émerger en massifs au sein des vastes plaines sédimentaires du Néogène.

Le Rif oriental représente un terme structural transitionnel entre l'orogène rifain, dont il constitue pour la majeure partie les zones dites externes (Mésorif et Prérif), et l'avant-pays moyen-atlasique auquel appartiennent ses unités méridionales. De ce fait il poursuit la logique en empilement de nappes, qui affecte cette fois des unités de couverture allant du Trias au Néogène (WILDI, 1983). On y retrouve des unités en position structurale basse, fortement tectonisées et métamorphisées, ainsi que des unités structurellement hautes, peu déformées et non-métamorphiques regroupées sous le nom de nappes rifaines (FRIZON DE LAMOTTE, 1982).

Ces deux grands types d'unités sont séparés par une formation olistostromique (l'olistostrome tortonien) qui constitue une couverture commune aux massifs à schistosité et à l'avant-pays oriental.

2.2.1 *L'accident du Nékor, limite géographique et géologique du Rif oriental*

L'accident du Nékor scinde la région en deux compartiments structurellement différents (FAURE-MURET & CHOUBERT), et par là même sépare le Rif oriental du reste de la chaîne. Il s'agit d'un important corridor tectonique orienté N45, long d'une quarantaine de kilomètres pour une largeur de 2 à 3 km, et qui se matérialise sur le terrain par l'alignement NE-SW des montagnes gypseuses de l'olistostrome du Nékor. Cette formation est représentée par un complexe chaotique rassemblant des blocs exotiques d'origine et de taille diverses : magmatiques, témoins d'un socle déformé ou non, sédimentaires et surtout évaporitiques (gypses triasiques), le tout englobé dans une matrice marneuse d'âge tortonien (LEBLANC, 1980 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1982). Elle s'étale vers le Nord tandis qu'au Sud elle s'engouffre sous la nappe d'Aknoul et l'avant-pays oriental. Sa position structurale est en base des nappes.

Le jeu primaire de l'accident du Nékor, de composante décrochante sénestre, a été déterminé d'âge miocène (Tortonien inférieur ; FRIZON DE LAMOTTE, 1982), et donc contemporain de la mise en place des nappes rifaines et de l'ouverture du bassin de Boudinar. D'un déplacement d'au moins 50 km (BOUILLIN *et al.*, 1986), il est le siège d'une activité sismique importante et d'une anomalie de conductivité (BEN SARI, 1987) qui se prolonge en Méditerranée sur 300 km.

Plusieurs interprétations ont été proposées pour cet accident du Nékor : comme la zone d'enracinement des unités paléozoïques des Senhadja (MARÇAIS & SUTER, 1952, 1966), ou encore comme le front de charriage de l'unité allochtone de Kétama (LEBLANC, 1975).

Enfin, au Tortonien supérieur-Messinien, l'accident rejoue en faille normale (GUILLEMIN & HOUZAY, 1982).

2.2.2 *Les massifs du Rif oriental*

Dans les zones externes, la dernière phase de compression importante à l'échelle de la mer d'Alboran (Serravalien-Tortonien) assure la mise en place des nappes dont les structures déversées vers l'avant-pays décrivent une virgation à déversement convergent (ANDRIEUX, 1971). Les formations autochtones, pour la plupart mésozoïques, émergent en massifs de sous ces nappes en formant tout autant de fenêtres qui dévoilent la nature du socle rifain.

2.2.2.a Le Groupe des Tamsamane

Si la plupart des massifs ne sont pas métamorphiques, certains sont néanmoins affectés d'un métamorphisme de type schiste vert et d'une déformation pénétrative (GUILLEMIN & HOUZAY, 1982 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1982). Ces dernières unités ont été regroupées par NEGRO *et al.* (2007) sous le nom de Groupe des Tamsamane. Il rassemble les unités des

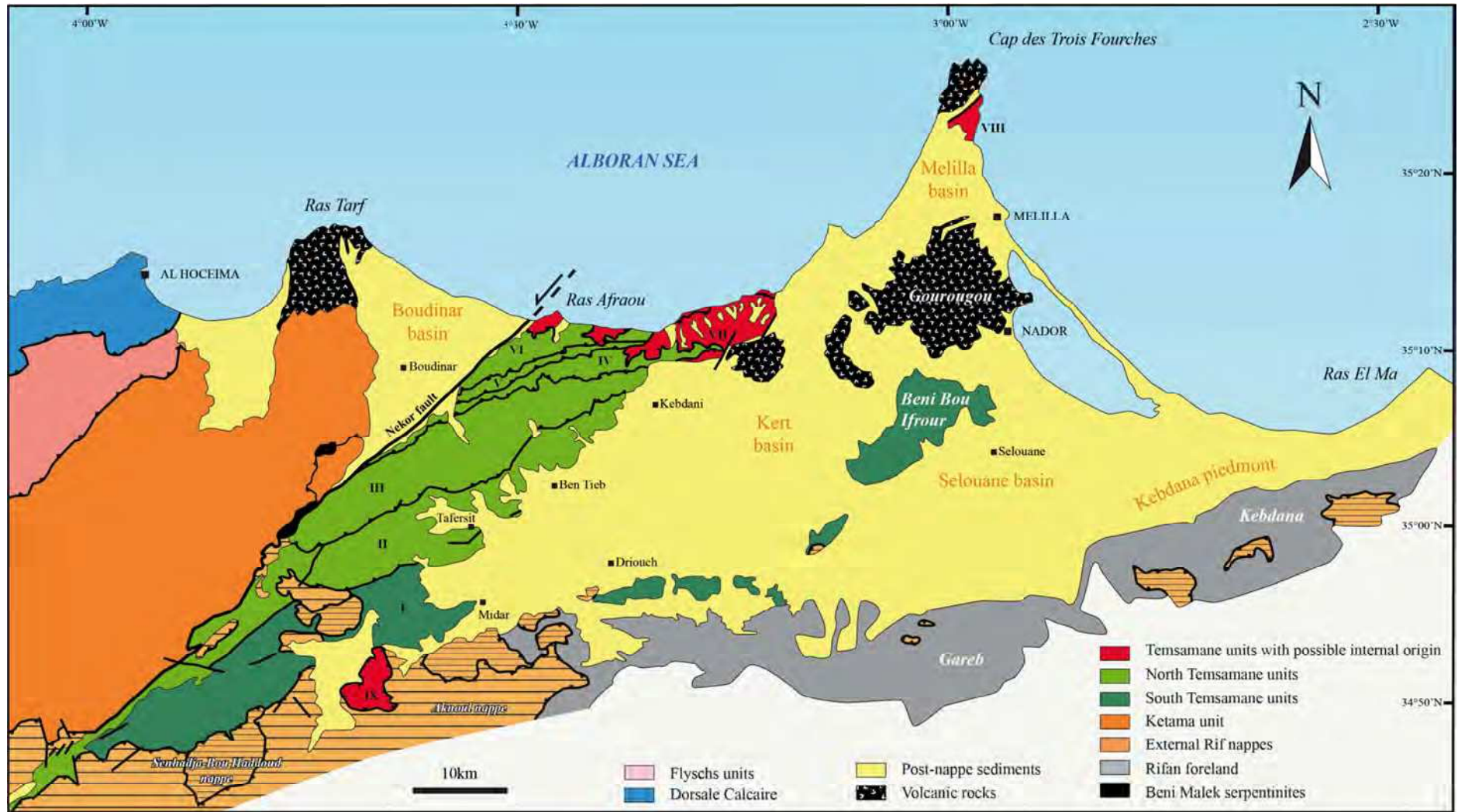


Figure 2.4 : carte géologique du Rif oriental, compilée d'après les cartes de SUTER (1980), JEANNETTE & HAMEL (1961), NEGRO (2005) et NEGRO *et al.*, (2007)

Temsamane *s.s.* telles que définies par FRIZON DE LAMOTTE (1985), ainsi que celles des Trois Fourches et des Khebaba (Figure 2.4).

Adossé à l'accident du Nékor, le massif des Temsamane borde la frontière occidentale du Rif oriental. Il est composé d'unités sédimentaires d'âge mésozoïque à cénozoïque, regroupant des faciès carbonatés (calcschistes, calcaires, dolomies) plutôt jurassiques et des faciès schisto-gréseux ou marneux plutôt crétacés à miocènes (Figure 2.5). L'ensemble des terrains secondaires est traversé par des filons magmatiques plus tard plissés et métamorphisés, s'apparentant à des aïounites (57 ± 3 Ma ; CHARLOT *et al.*, 1964, in FRIZON DE LAMOTTE, 1982). FRIZON DE LAMOTTE (1985) divise ce massif en sept unités qui disposent chacune de leur propre succession stratigraphique, comme autant de lanières séparées de chevauchements à vergence nord orientés selon l'élongation NE-SW du massif. Celles-ci sont regroupées en deux compartiments : (1) un Domaine Nord et (2) un Domaine Sud.

Le Domaine Nord est un diverticule d'unités plissées et répétées. Il comprend, du Sud vers le Nord : (1) l'unité de Tafersit-Iferni (II), (2) l'unité d'Imzirène (III), (3) l'unité du Jbel Mahjar (IV), (4) l'unité d'Ijer (V), (5) l'unité de Taliouine (VI) et (6) l'unité de Ras Afraou (VII). Cette dernière est interprétée différemment par SUTER (1980) qui y voit une relique charriée depuis les zones internes (Sebtides). L'ensemble de ces unités présente un gradient de métamorphisme croissant vers le Nord et vers le haut de la pile structurale, passant d'un faciès anchyzonal au faciès des schistes verts.

Situé juste au-dessus de la nappe d'Aknoul, le Domaine Sud est lui uniquement composé de l'unité Temsamane Sud (I) mais dispose d'une série stratigraphique complète depuis le Lias jusqu'au Crétacé supérieur, recouverte en discordance par les turbidites du Miocène inférieur à moyen. Cette unité appartient à un domaine paléogéographique commun à l'avant-pays et au massif des Beni Bou Ifrou (KERCHAOU, 1994) ; elle est quasiment dépourvue de métamorphisme (FRIZON DE LAMOTTE, 1982 ; NEGRO, 2005).

L'unité des Trois Fourches (VIII), continuité des Temsamane Nord, est composée de formations paléozoïques rapportées au Silurien, reposant sur un complexe métamorphique (socle cristallin à micaschistes, psammites et dolomies) par l'intermédiaire d'un accident tectonique (DEL VALLE, 1917, in JEANNETTE & HAMEL, 1961). Elle est interprétée comme une unité allochtone plus interne dans le domaine externe du Rif oriental (SUTER, 1980 ; MICHARD *et al.*, 2006).

L'unité métamorphique des Khebaba (IX) repose sur le Domaine Sud des Temsamane. Bien que son agencement structural la rapproche des klippes des Senhadja, son grade métamorphique la rattache davantage à l'unité de Ras Afraou. Certains auteurs considèrent cette unité comme une klippe posée sur les nappes d'Aknoul (MOREL, 1980) mais FRIZON DE LAMOTTE (1985) l'associe plutôt à l'olistostrome du Nékor, la considérant comme un écaillage tardif de celui-ci.

La structure générale des Temsamane Nord reflète un empilement d'unités de pendages relativement similaires marquant dans les niveaux carbonatés de grands plis déversés vers le SW (FRIZON DE LAMOTTE, 1985 ; Figure 2.6). Cet empilement imbriqué (D1) se produit avant l'Oligocène (ANDRIEUX, 1971 ; MONIE *et al.*, 1984 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1985). L'ensemble des unités porte une linéation d'étirement de direction ENE-WSW à NE-SW. Les unités les plus septentrionales, où déformation et métamorphisme sont les plus

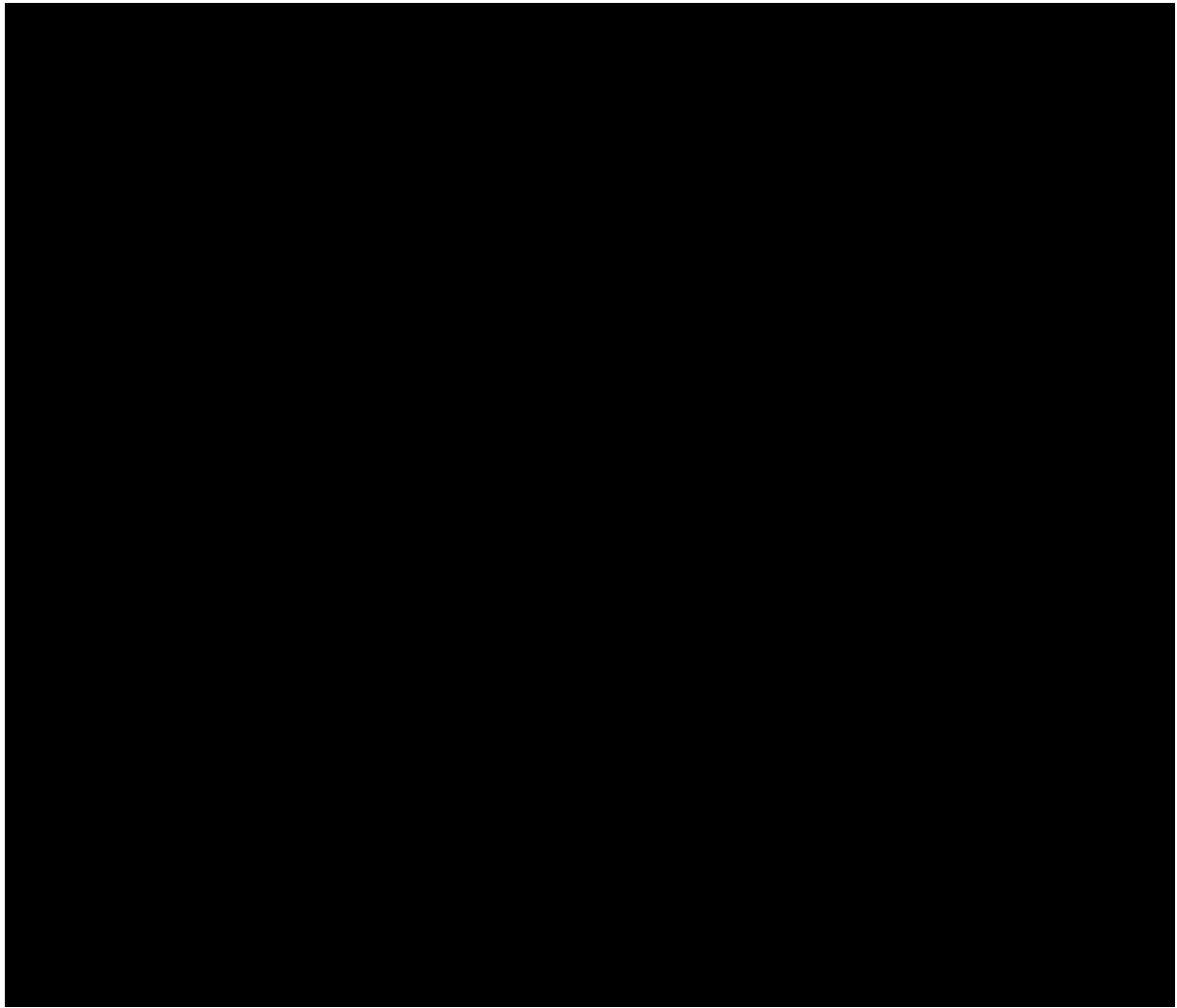


Figure 2.5 : colonnes lithostratigraphiques des unités du groupe des Tamsamane (NEGRO *et al.*, 2007). Les numéros des unités sont reportés sur la [Figure 2.4](#).

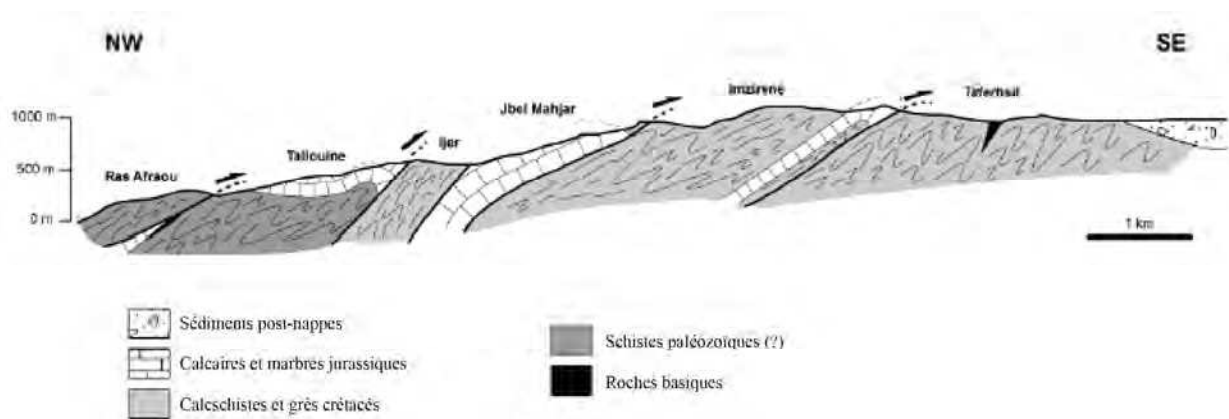


Figure 2.6 : coupe illustrant le style tectonique des unités des Tamsamane Nord (FRIZON DE LAMOTTE, 1985).

intenses, présentent en outre des critères de cisaillement fréquents (veines de quartz sigmoïdes, fabriques c-s...) indiquant un sens de cisaillement vers l'Ouest. Les grands plis déversés sont compatibles avec des chevauchements vers le SE, qui semblent synchrones de l'étirement EW observé : l'empilement pourrait donc être ante- à syn-cisaillement vers l'Ouest et ajouterait une composante constrictive NW-SE à la déformation principale du massif (NEGRO, 2005).

NEGRO (2005) et NEGRO *et al.* (2007, 2008) proposent une évolution métamorphique et structurale des unités du groupe des Tamsamane : (1) certaines de ces unités (VII, VIII et IX) ont enregistré des conditions de MP-BT (6-8 kbar ; 350-430 °C) similaires à celles des Sebides les moins métamorphiques. L'âge minimum de ce métamorphisme a été estimé à *ca* 20-23 Ma ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$). Il met en évidence un épisode de subduction (ou d'empilement) à cette période ; (2) l'exhumation de ces unités se produit du Miocène moyen à supérieur (soit entre 15 et 12.5 Ma, et jusqu'à 6 Ma). Elle est caractérisée par un étirement EW intense, le développement concomitant d'une schistosité et un cisaillement vers l'Ouest. Cette déformation, qui évolue dans le temps vers des conditions cassantes, est interprétée comme le résultat du retrait vers l'Ouest d'une zone de subduction à pendage est (JOLIVET *et al.*, 2006).

Les accidents décrochants du Rif oriental sont contemporains de la phase 2 (Figure 2.7). Ils se groupent autour de l'accident du Nékor voire s'y raccordent. On peut y distinguer trois familles (FRIZON DE LAMOTTE, 1982) : (1) l'accident décrochant sénestre N45 du Nékor et ses auxiliaires, dont l'accident SE des Tamsamane, décrochement sénestre qui se raccorde au Nékor après une torsion importante ; les accidents N et S du massif des Beni Bou Ifrou (sénestres ?) ; (2) les accidents N75 sénestres au Nord des Kibdana et de l'unité des Khebaba ; (3) les accidents dextres NS comprenant la faille du Bas-Nékor, la faille ouest du bassin de Boudinar et les failles du Jbel Hamman. Le jeu de l'accident du Nékor est relativement plus tardif que l'exhumation des unités Tamsamane, ce qui minimise son éventuel rôle dans la remontée de ces unités (NEGRO, 2005).

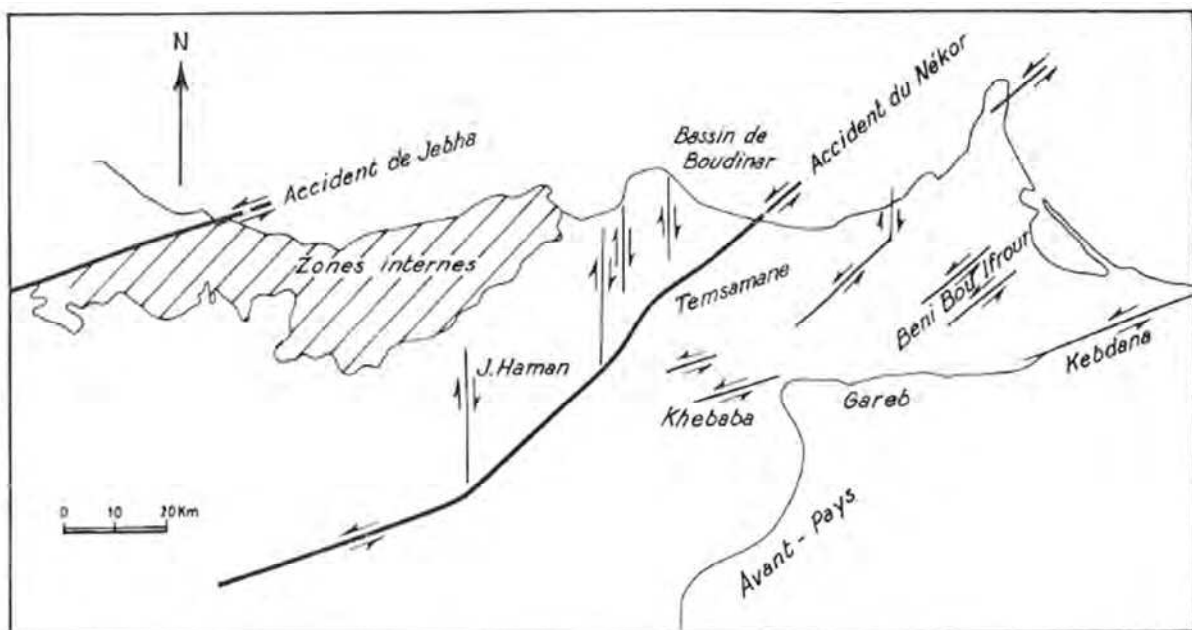


Figure 2.7 : accidents décrochants principaux du Rif oriental (FRIZON DE LAMOTTE, 1982).

L'exhumation du massif des Tamsamane au Tortonien (entre 11 et 7 Ma) a également été récemment assimilée à un détachement, lié à la présence d'une zone de cisaillement cassant-ductile extensive associée à des failles normales qui recoupent l'empilement de nappes des Tamsamane (BOOTH-REA *et al.*, 2012).

2.2.2.b Les unités charriées

Les nappes rifaines dans le Rif oriental sont représentées par les nappes d'Aknoul et de Senhadja.

Les nappes d'Aknoul sont d'âge albo-aptien moyen à aquitainien ; leurs faciès sont représentatifs d'une sédimentation profonde de type turbidite sans équivalent dans le Rif oriental, ce qui en fait une unité allochtone (FRIZON DE LAMOTTE, 1982). Deux schistosités y sont visibles, associées aux D1-D2 du massif des Tamsamane. La première est une schistosité de dissolution-recristallisation subhorizontale et parallèle à la S0, sans structure plicative associée. La seconde phase est soulignée par des plis intra-foliaux asymétriques, d'axe N120 déversés vers le SSW, et dont la schistosité axiale est une schistosité de crénulation en éventail à pendage nord variable.

La nappe de Senhadja se distingue en la nappe de Bou-Haddoud (Malm à Tertiaire) et la nappe de Senhadja *s.s.* (Lias à Néocomien). Elle comprend des cipolins, schistes, quartzites légèrement métamorphiques, Trias gypso-salin, calcaires dolomitiques du Lias et brèches tectoniques.

2.2.2.c Les massifs de l'avant-pays « vrai »

Ces massifs regroupent les chaînons méridionaux du Gareb et le massif des Kebdana (Figure 2.8).

A la limite méridionale du Rif oriental, les Jbel Naach, Hamza et Ziata forment un ensemble de collines basses se prolongeant vers l'Est par les rides des Kerker. Ce chaînon du Gareb, dissymétrique, est adossé au Sud au massif tabulaire atlasique des Beni Bou Yahy (JEANNETTE & HAMEL, 1961). Les formations du substratum y sont mésozoïques ; elles passent de faciès calcaréo-dolomitiques au Jurassique supérieur (Tithonique) à des faciès marno-gréseux néritiques qui semblent représenter le rivage de la Méditerranée néocomienne. Ces formations mésozoïques sont structurées en une succession d'anticlinaux-synclinaux d'axes EW dont la déformation plicative est post-Néocomien à ante-Tortonien. En effet, le substratum modérément plissé supporte en discordance des formations très plissées, marno-gréseuses burdigaliennes ou des calcaires conglomératiques datant du Tortonien inférieur à moyen. C'est également au Miocène que, dans la continuité de la tectonique néogène rifaine, les nappes s'installent sur cet ensemble en le reprenant dans de nombreux écaillages. Il n'en subsiste aujourd'hui dans les chaînons méridionaux que quelques klippes modestes analogues à celles des Kebdana. Finalement, la dernière phase tectonique compressive (post-nappes) vient déformer les axes EW de la structure préexistante, disloquant le flanc nord de ces chaînons et déversant vers le Sud des synclinaux de nappes pincés dans l'autochtone.

Extrémité du Rif oriental dont il constitue le dernier relief à l'Est, le massif des Kebdana domine la plaine de la Moulouya. DE LIZOUR *et al.* (1951) le qualifie de « ride

fortement plissée de l'avant-pays atlasique, supportant des éléments charriés d'affinité rifaine ». De fait, le cœur de cette structure déversée vers le Sud est composé de calcaires dolomitiques, calcaires et marnes formant la série jurassique complète depuis le Lias inférieur jusqu'au Malm (Crétacé non-identifié). Cet autochtone est plissé sous l'action de la déformation atlasique et, après un décrochement postérieur vers le Nord, il relaie l'axe anticlinal des Kerker avant d'être cacheté par les formations du premier épisode transgressif au Burdigalien (MARÇAIS & SUTER, 1952). La différence de plasticité entre les dolomies-calcaires et les marnes-schistes a provoqué des disharmonies de plissement et une dislocation du flanc nord de la chaîne, où l'on peut observer des remontées de diapirs triasiques jalonnant une zone de fracture. A l'Helvétien, la déformation rifaine provoque la mise en place de la nappe de Senhadja. Les phases ultimes de cette orogénèse rifaine replissent l'autochtone, sa couverture et le matériel allochtone charrié. Enfin, le Miocène post-nappes du deuxième épisode transgressif vient recouvrir l'ensemble.

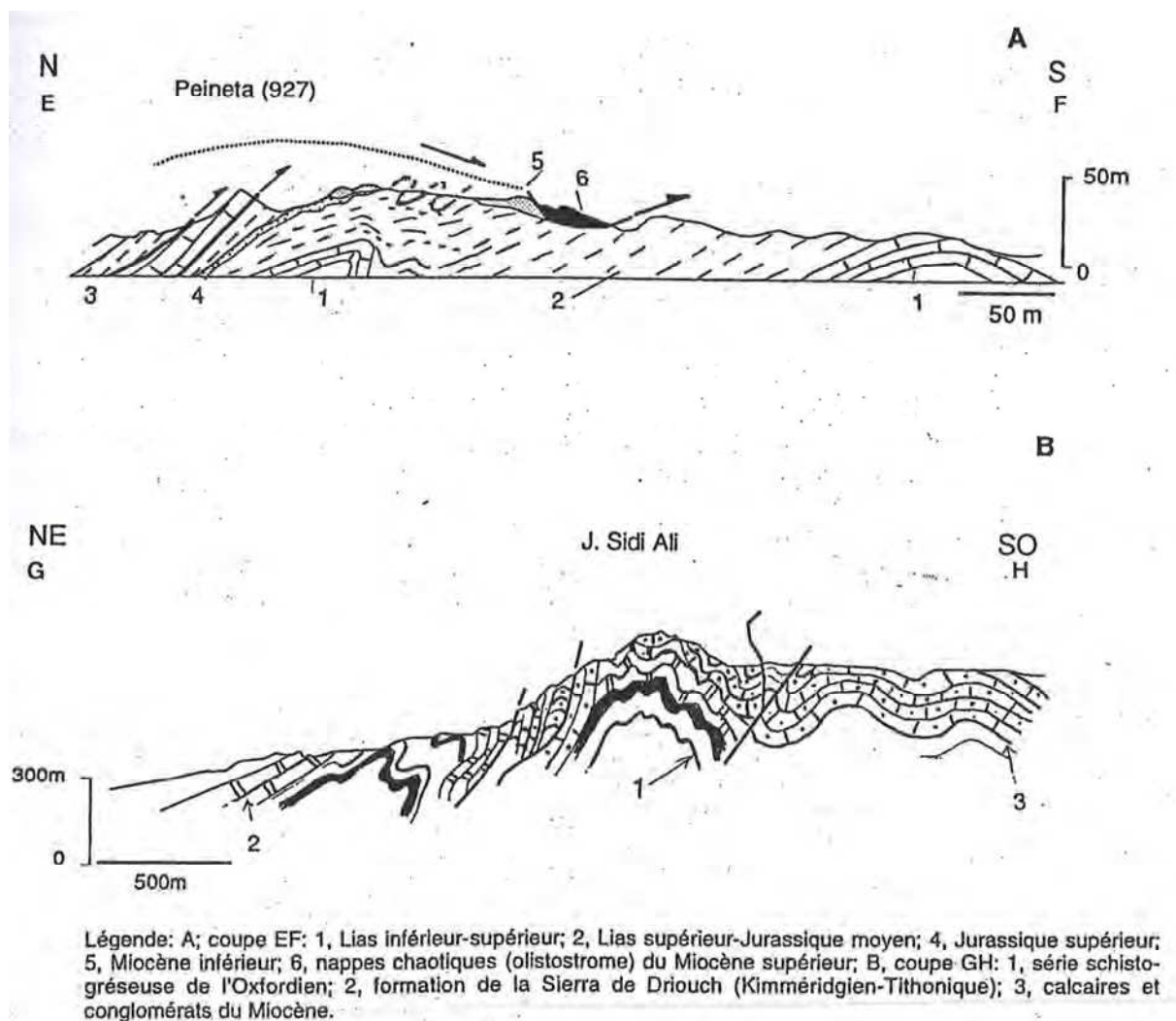


Figure 2.8 : coupes structurales à travers la retombée nord de l'avant-pays atlasique, affecté par la phase D2 synschisteuse d'âge Miocène moyen (*in* KERCHAOU, 1994). (A) Chaîne des Kebdana ; (B) Chaîne du Gareb.

2.2.3 Les formations post-nappes du Rif oriental

La morphologie actuelle du Rif oriental, alternant plaines et massifs, est liée à la seconde phase tectonique miocène qui a morcelé la région en de nombreux blocs. Suite à cette phase compressive, un régime en distension s'établit, provoquant l'ouverture de bassins dits « post-nappes » en faisant rejouer les grands accidents en failles normales ou en flexures. De façon concomitante, un important volcanisme polyphasé s'exprime de cette période jusqu'au Quaternaire.

2.2.3.a Bassins et cycles tectono-sédimentaires

GUILLEMIN & HOUZAY (1982) ont étudié le Néogène post-nappes au travers des bassins de Melilla, Kert, Boudinar et du piedmont septentrional des Kbdana (Figure 2.4). L'étude biostratigraphique des foraminifères planctoniques de ces bassins leur permet de distinguer pour le Rif oriental une succession de trois cycles sédimentaires distincts, chacun débutant par un faciès détritique à conglomérats : (1) un cycle tortonien supérieur probable (zone à *Globorotalia acostaensis*). Essentiellement marneux, il traduit une première transgression marine post-nappes ; (2) un cycle messinien (zone à *Globorotalia mediterranea*) en discordance nette sur les dépôts tortoniens. Ces dépôts reflètent un milieu de mer ouverte à salinité normale. Le caractère transgressif de ce cycle est très marqué puisqu'il submerge la plupart des massifs, avec des variations latérales de faciès (de faciès marneux profonds à coquilliers littoraux) qui marquent une topographie de fond tourmentée et des sources d'apport multiples. Le cycle se termine par un faciès laguno-lacustre de régression ; (3) un cycle pliocène inférieur (zone à *Globorotalia margaritae*) dont l'incursion marine peu profonde en rias se fait sur une surface façonnée par la CSM. Il se termine également par un faciès régressif.

Ces trois cycles sédimentaires sont perturbés par une tectonique polyphasée. GUILLEMIN & HOUZAY (1982) y distinguent plusieurs phases : (1) une extension syn-tortonienne NE-SW voit l'individualisation des bassins à la faveur de failles normales ; (2) une compression NS fini-tortonienne et ante-messinienne est responsable de la structure anticlinale EW de Tarjat (unité des Trois Fourches), de replis de sédiments tortoniens à plans axiaux EW sur le versant nord des Kbdana ou encore de systèmes de décrochements conjugués et d'écaillages affectant les sédiments tortoniens ; (3) une période d'extension NE-SW se poursuit tout au long du Messinien, accentuant l'approfondissement et l'individualisation des bassins ébauchés au Tortonien tout en isolant les massifs (Beni Saïd, Beni Bou Ifrou) en position de horst ; (4) une compression fini-pliocène et quaternaire précoce (NNW-SSE) avec failles inverses et systèmes de décrochements conjugués ; (5) enfin, une extension récente montre un soulèvement récent vers l'Ouest et un abaissement vers l'Est au niveau de la sebkra Bou-Areg (lagune de Nador).

MOREL (1987) propose à son tour l'évolution suivante pour les bassins nord-orientaux : au Tortonien, après la dernière phase paroxysmale responsable de la mise en place des nappes, un exhaussement fait émerger les reliefs. C'est probablement à ce moment que les failles normales sont actives, liées à l'étirement EW du champ de contraintes décrochant distensif qui affecte l'ensemble de la région. La mer tortonienne vient alors occuper les

bassins qui se créent le long de ces accidents décrochants (NE-SW à ENE-WSW) et des failles normales méridiennes. Fin Tortonien-début Messinien, un épisode compressif NE-SW engendre quelques effets locaux sur les dépôts tortoniens (chevauchement du flanc sud des Beni Bou Ifrouf). L'histoire messinienne débute par une transgression générale qui dépasse les limites de la mer tortonienne, favorisée par l'effondrement des bassins dû aux effets de la gravité qui prédomine entre deux épisodes compressifs. A la fin du Messinien, une phase compressive N130 provoque des déformations majeures (chevauchement des Beni Bou Ifrouf sur la partie Sud du bassin de Kert-Melilla, flexuration et chevauchement vers le SE des Kibdana sur le Néogène...). Cette phase est la cause du soulèvement des reliefs environnants et de l'exondation d'une partie des bassins. Au Pliocène inférieur, la régression est régionale. Les déformations se poursuivent jusqu'au Quaternaire inférieur, sans que l'on puisse établir de régime tectonique précis.

Il existe bien entendu des variations de ces phases à l'échelle du Rif oriental : ainsi les trois cycles post-nappes sont connus dans le bassin de Melilla mais seulement deux subsistent à Boudinar. FRIZON DE LAMOTTE (1982) estime qu'il vaut mieux parler de phase de subsidence plutôt que d'extension, ce qui se raccorde mieux à l'évolution géodynamique générale connue à cette époque (à *ca* 8 Ma dans les Bétiques, reprise de la compression NS). Ainsi la subsidence des bassins post-nappes n'est pas liée à des phases extensives : elle est plutôt la conséquence de mouvements verticaux amorcés lors des phases compressives par la réactivation des accidents qui bordent les bassins. Les analyses microstructurales (AIT-BRAHIM & CHOTIN, 1989 ; MOREL, 1989) confirment cette hypothèse, suggérant un régime compressif dans le Rif oriental depuis le Tortonien jusqu'au Quaternaire, avec une rotation antihoraire du NE-SW jusqu'au NW-SE au cours de cette période, elle-même liée à la rotation des directions successives de raccourcissement. A l'échelle du Rif oriental, la subsidence se déplace grossièrement d'Est en Ouest au cours du Néogène.

2.2.3.b Le volcanisme

Dans le Rif oriental, plusieurs édifices volcaniques se construisent au Néogène. Les plus imposants sont les massifs de Ras Tarf, des Trois Fourches, du Gourougou (Figure 2.4) et du Guilliz. Ils se mettent en place dans les bassins sédimentaires, d'âge tortonien supérieur à pliocène, qui se sont construits après les phases tectoniques tangentielles responsables de l'édification de la chaîne rifaine. Les caractères généraux du volcanisme du Rif oriental ont été étudiés et datés par HERNANDEZ & BELLON (1985), puis précisés par EL BAKKALI (1995) et EL BAKKALI *et al.* (1998).

Dans le bassin de Boudinar, le volcan de Ras Tarf est le plus vieil édifice volcanique (12,5-13,1 Ma). Il est composé de laves andésitiques basiques et potassiques faiblement évoluées : ce sont les premières manifestations éruptives néogènes du Rif oriental. Elles sont postérieures au Miocène inférieur à moyen et correspondent au vis-à-vis du volcanisme du Cabo de Gata (SE Espagne).

Au Nord de la péninsule de Melilla-Nador, le massif des Trois Fourches forme un complexe de dômes rhyolitiques, dont les caractères chimiques montrent qu'elles proviennent de la différenciation de laves analogues à celles de Ras Tarf. Quatre phases d'activité y ont été reconnues. Si la première est intercalée dans les sédiments du Tortonien terminal (GUILLEMIN,

1976), la troisième phase est datée radiométriquement à $9,8 \text{ Ma} \pm 3 \text{ Ma}$ (K-Ar sur roche totale ; HERNANDEZ & BELLON, 1985).

Le stratovolcan du Gourougou, plus au Sud, s'accompagne d'un cortège de massifs dits « satellites », mis en place entre 9 et 6,6 Ma sous la forme de dômes rhyolitiques, dacitiques ou andésitiques, ainsi que d'un champ plutonique dans le massif des Beni Bou Ifrou. Ceux-ci sont calco-alcalins potassiques, tandis que les laves du Gourougou *s.s.*, émises entre 7 et 5,4 Ma sont ultrapotassiques (shoshonitiques). Les dernières émissions volcaniques (de 4,7 à 2,6 Ma) sont représentées par des basaltes alcalins à tendance sodique.

Le massif du Guilliz comporte une série de laves dont les caractères chimiques sont intermédiaires entre les séries shoshonitiques et alcalines. Son activité volcanique débute vers 8 Ma, l'essentiel se produisant entre 7,5 et 5,7 Ma (HERNANDEZ & BELLON, 1985).

Ainsi, le volcanisme calco-alcalin débute dans le massif de Ras Tarf (*ca* 12 Ma) et se poursuit au niveau des Trois Fourches (*ca* 10 Ma). Il se succède par un volcanisme calco-alcalin potassique au niveau des massifs satellites du Gourougou (9-6,6 Ma) puis shoshonotique dans le Gourougou *s.s.* (7-5,4 Ma). Après un court intervalle, le volcanisme devient alcalin au Pliocène (4,9 Ma) et se poursuit jusqu'à récemment (1,7 Ma).

La plupart du volcanisme néogène dans le Rif oriental est spatialement associé aux failles décrochantes majeures, ainsi qu'aux bassins post-nappes dont l'ouverture est liée au fonctionnement de ces accidents (AÏT-BRAHIM & CHOTIN, 1989,1990 ; HERNANDEZ *et al.*, 1987). Il n'existe dans le couloir de décrochement trans-Alboran aucune polarité chronologique ou géochimique du magmatisme : le volcanisme serait donc lié à l'accident décrochant Trans-Alboran et non à une zone de subduction miocène. Par ailleurs, la simultanéité rigoureuse dans l'évolution des complexes du Gourougou et du Guilliz entre 9 et 5 Ma, et ce bien qu'ils soient situés dans des bassins différents éloignés d'une centaine de kilomètres, montre que le couloir de décrochement trans-Alboran et le magmatisme qui lui est associé sont l'expression en surface d'une structure affectant toute la lithosphère.

