

## 2.2. Structure locale

### 2.2.1. Structurale locale à terre

La carte géologique de la région d'études nous permet de distinguer les morphostructures suivantes :

#### 2.2.1.1. Morphostructures de soulèvement:

Parmi les morphostructures de soulèvement les plus imposantes dans la région d'Oran, nous pouvons citer d'une part le Djebel Murdjadjo situé directement à l'Ouest de la Ville d'Oran, et d'autre part, le massif d'Arzew situé dans la partie littorale au Nord-Est de la zone d'étude. La première morphostructure est considérée comme un grand horst alors que la seconde est un vaste promontoire dissymétrique dont les collines schisteuses s'élèvent progressivement du S-E vers le N-W jusqu'aux formations carbonatées (Djebel Orousse etc.) du Jurassico-Crétacé.

##### 2.2.1.1.1. Morphostructure du Murdjadjo :

Ce grand horst, d'une longueur de plus de 50 Km et d'une largeur de 15 à 20 km, a été affecté lors du Plio – Quaternaire par des mouvements brusques et violents, ce qui a entraîné l'aplanissement des différents gradins et a engendré leurs déformations. A la suite de ces déformations, certains terrains mésozoïques ont pu affleurer (Djebel Murdjadjo, Djebel Santon) formant un ensemble morphostructural voûté (fig.72).

Ces deux entités, formées durant le Miocène, sont séparées par le graben étroit de Mers El Kébir rempli par des formations miocènes. La structure du horst, quant à elle, est formée par du Crétacé partiellement couvert de Miocène (fig.73).

Il est à signaler que toute la série du Miocène supérieur (des marnes bleues du Tortonien aux calcaires du Messinien) est perceptible du Nord au Sud. Elle s'organise assez régulièrement suivant une direction relativement constante WSW-ENE avec un pendage vers le SSE (fig.74).

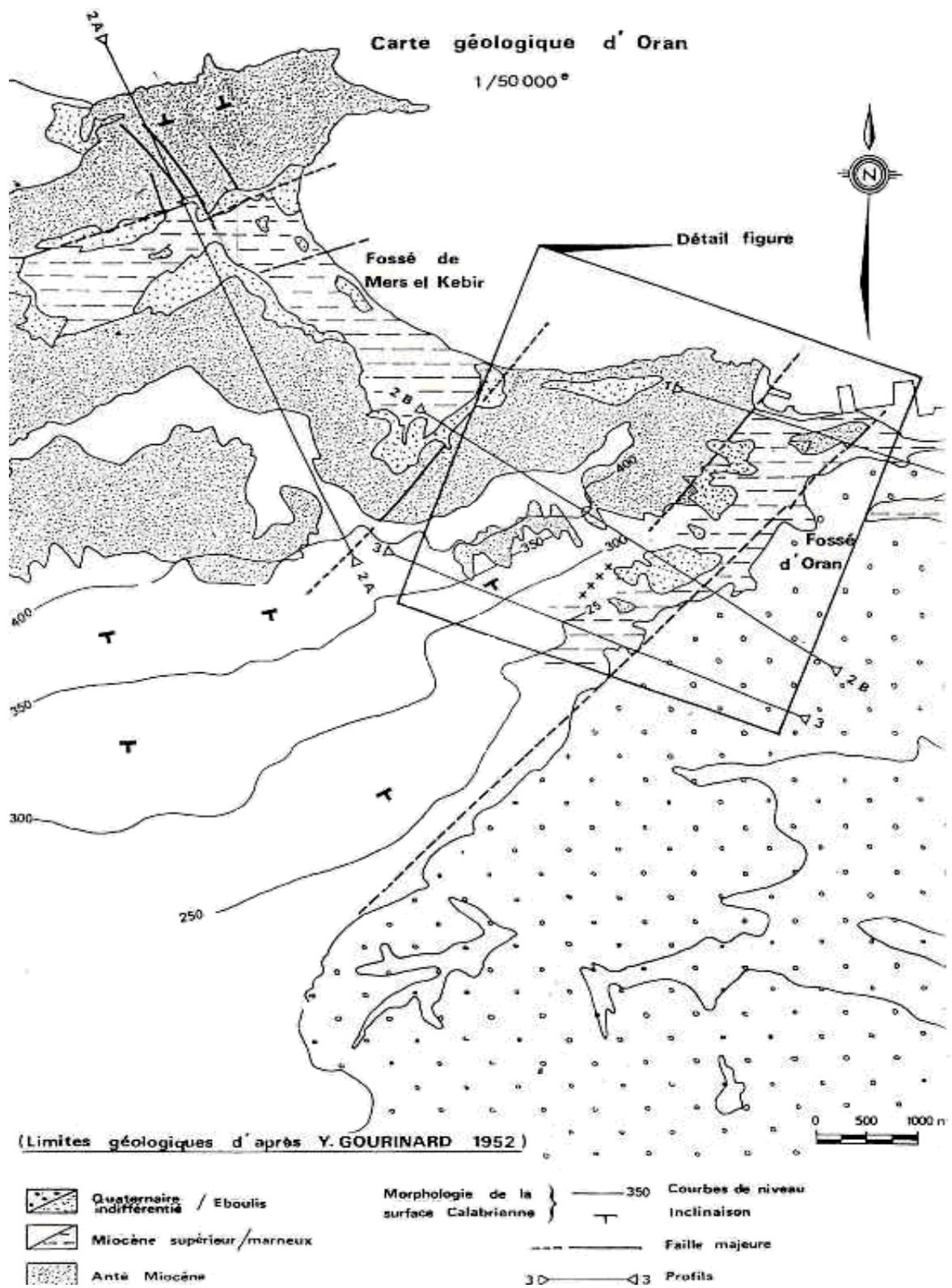


Fig. 72: Extrait de la Carte géologique de la région d'Oran (SOCOTEC, 1986)

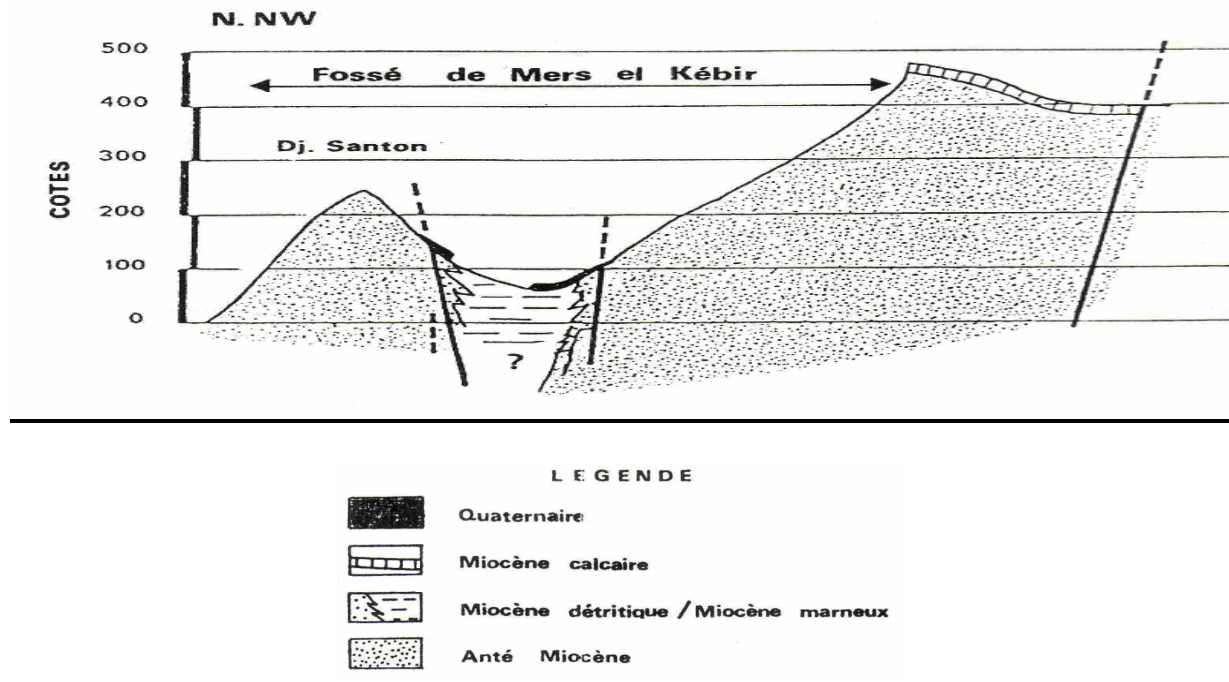


Fig. 73 : Profile géologique 2A sur la fig.62, fossé de Mers El Kebir (SOCOTEC, 1986)

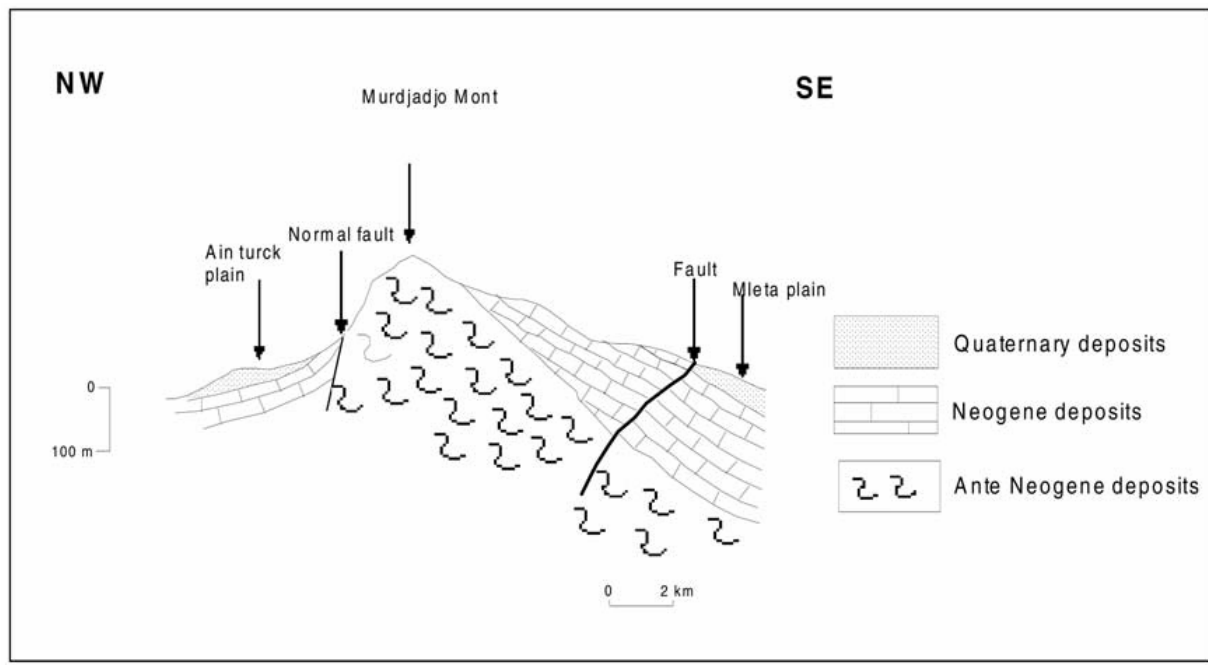


Fig.74: Coupe géologique du Dj. Murdjadjo (Bouhadad, 2001)

A l'Est, les affleurements miocènes de l'ex - usine de gaz entrent en contact franc avec le massif du Château Neuf. Ce dernier, formant un ensemble défini, sans organisation apparente et d'âge indéterminé probablement Permo-Trias (SOCOTEC, 1986), disparaît à l'Ouest sous la couverture miocène de la Calère. Aussi au contact du massif du Murdjadjo, les couches miocènes se relèvent nettement (fig.75).

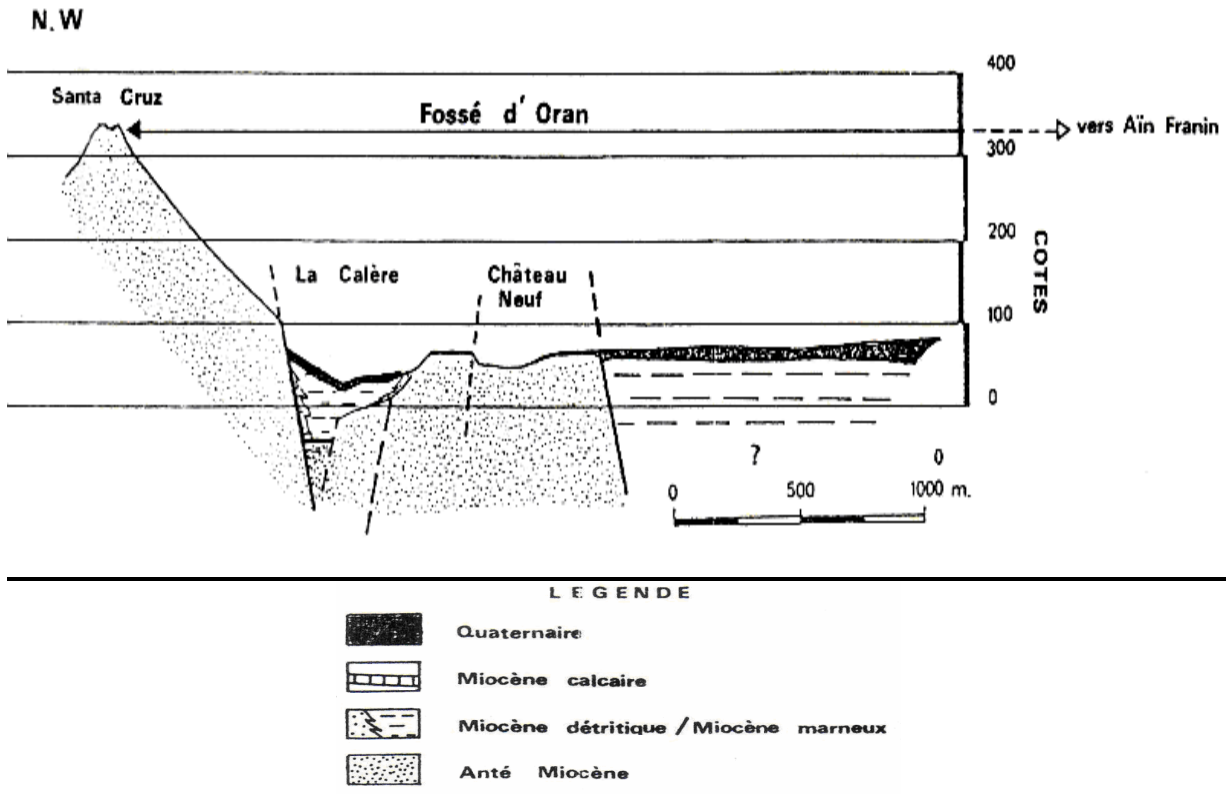


Fig. 75 : Profil géologique 1 sur la fig.62, fossé d'Oran (SOCOTEC, 1986)

Sur les surfaces aplanies du Murdjadjo, les calcaires à lithothamniées du Messinien précipitent directement sur les couches calcaires du Crétacé. Sur le Dj. Santon, se sont les formations du Calabrien qui se déposent sur le calcaire crétacé.

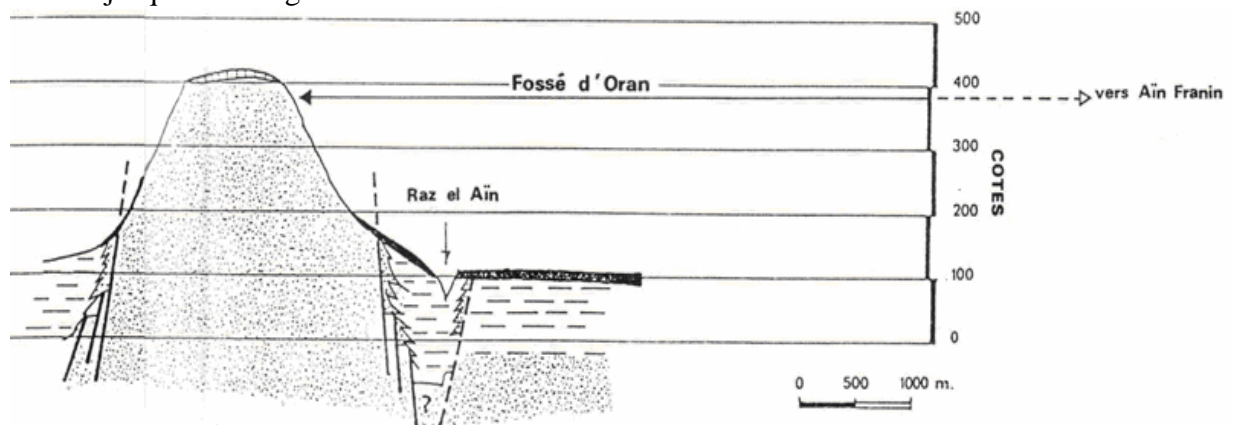
Plus tard, pendant le Pliocène, la région du Murdjadjo a été prise par des processus décapants formant les surfaces abrasives puis tout le terrain a été pris par un soulèvement relatif. Pendant le Calabrien – Villafranchien, la plus grande partie de cette morphostructure a été couverte par la transgression calabrienne favorisant le dépôt du Villafranchien inférieur. Pendant cette période, on arrive au planage général du terrain de la morphostructure, tandis que la région du Murdjadjo est soulevée plus de 100 mètres.

Postérieurement au Calabrien, on arrive aux mouvements verticaux responsables de la formation des formes actuelles. Les failles de bordures se mettent en place surtout dans la dépression des Andalouses qui s'est enfoncée lors du post-calabrien. Pendant cette dernière période, les mouvements tectoniques différenciés ont conditionné la déformation des aplanissements en inclinant les plateaux soit vers le Sud-Est en direction de la Sebkha d'Oran (fig.76) soit vers le Nord en direction de la mer.



Fig. 76: Inclinaison des calcaires miocènes du Murdjado vers le SE (Sebkha d’Oran), carrière Kouchet el Djir

La position actuelle des couches rattachées au Clabrien et Villafranchien indique que des mouvements verticaux ont succédé non seulement aux oscillations contribuant au soulèvement inégalé du terrain et aux rejeux de failles anciennes mais également, à la formation de nouvelles failles et flexures. La morphostructure du Murdjadjo (fig.77) est séparée des autres unités néotectoniques par la fameuse faille de bordure (130°/60-65 ) située à l’Ouest d’Oran dont la direction du pendage se fait du Sud-Ouest jusqu’à la sortie de la ville puis s’étend sous forme de flexure jusqu’à Misserghine à l’Ouest.



LEGENDE





-  Quaternaire
-  Miocène calcaire
-  Miocène détritique / Miocène marneux
-  Anté Miocène

Fig. 77 : Profile géologique 2B sur la fig.62, fossé d’Oran (SOCOTEC, 1986)

### 2.2.1.1.2/ Morphostructure d'arzew :

Cette morphostructure de soulèvement s'étend sur plus de 15 km tandis que sa largeur moyenne est d'environ 6 km (fig.78). La position des couches calabriennes indique que cette unité a été hissée pendant le Calabrien supérieur, à plus de 200 m par rapport au niveau actuel de la Méditerranée. Les parties occidentale et centrale de cette morphostructure, soulevées au Tortonien, sont encore plus hautes.

Déjà au Miocène, cette morphostructure correspondait à un horst avec une tendance continue au soulèvement. Pendant le Calabrien, il y avait des enfoncements et des transgressions. Le post-Calabrien, débute par un soulèvement de terrain intensif et général. Le plateau de "Saint Cloud" se retrouve séparé des Monts d'Arzew par une faille.

Au Nord-Ouest de la ligne de crête constituée par le Djebel Orouse (680 m) dont la morphologie joue le rôle d'une butte témoin, les falaises schisteuses plongent brutalement vers la mer pour former à l'Ouest et au Nord une côte inhospitalière.

Au Sud-Ouest, le Djebel Khar, légèrement détaché du massif d'Arzew, domine de sa masse trapézoïdale caractéristique le plateau d'Oran. Ce Djebel, appelé aussi "la montagne des lions", est un petit horst de 4 Km<sup>2</sup> dont l'évolution est analogue à celle des Monts d'Arzew (Ciszak, 1993).

Dans les parties centrales les plus élevées (565 m), on rencontre des grès très fissurés et des schistes verrucano (Permien) au dessus desquelles des reliques de la transgression tortonienne représentées par les calcaires à lithothamies ont été signalées, tandis que sur les bordures inclinées, à une altitude de 200 m, nous avons des reliques du Calabrien (fig.78).

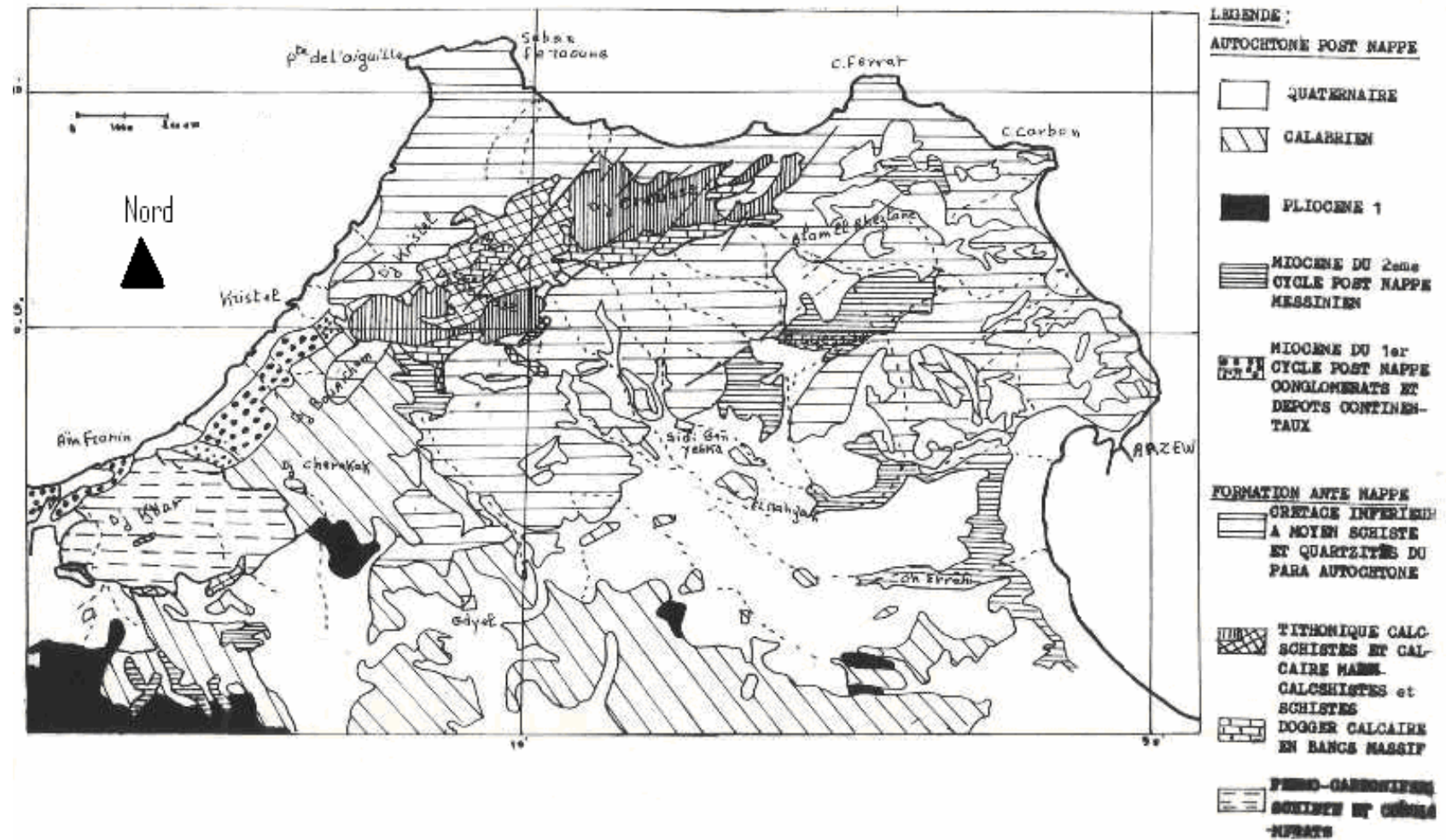


Fig.78: Carte géologique de la région montrant la morphostructure d'Arzew (Fenet, 1974)

### 2.2.1.2/ Morphostructures d'enfoncement :

Ces formes sont définies en fonction de la composition, de la position et le dérangement des couches récentes.

#### 2.2.1.2.1. Le plateau d'Oran

Ce plateau s'étend sur une vaste superficie, des piémonts du Murdjadjo jusqu'au Sahel d'Arzew et forme une même morphostructure inclinée vers le Sud c'est-à-dire vers les plaines basses intérieures.

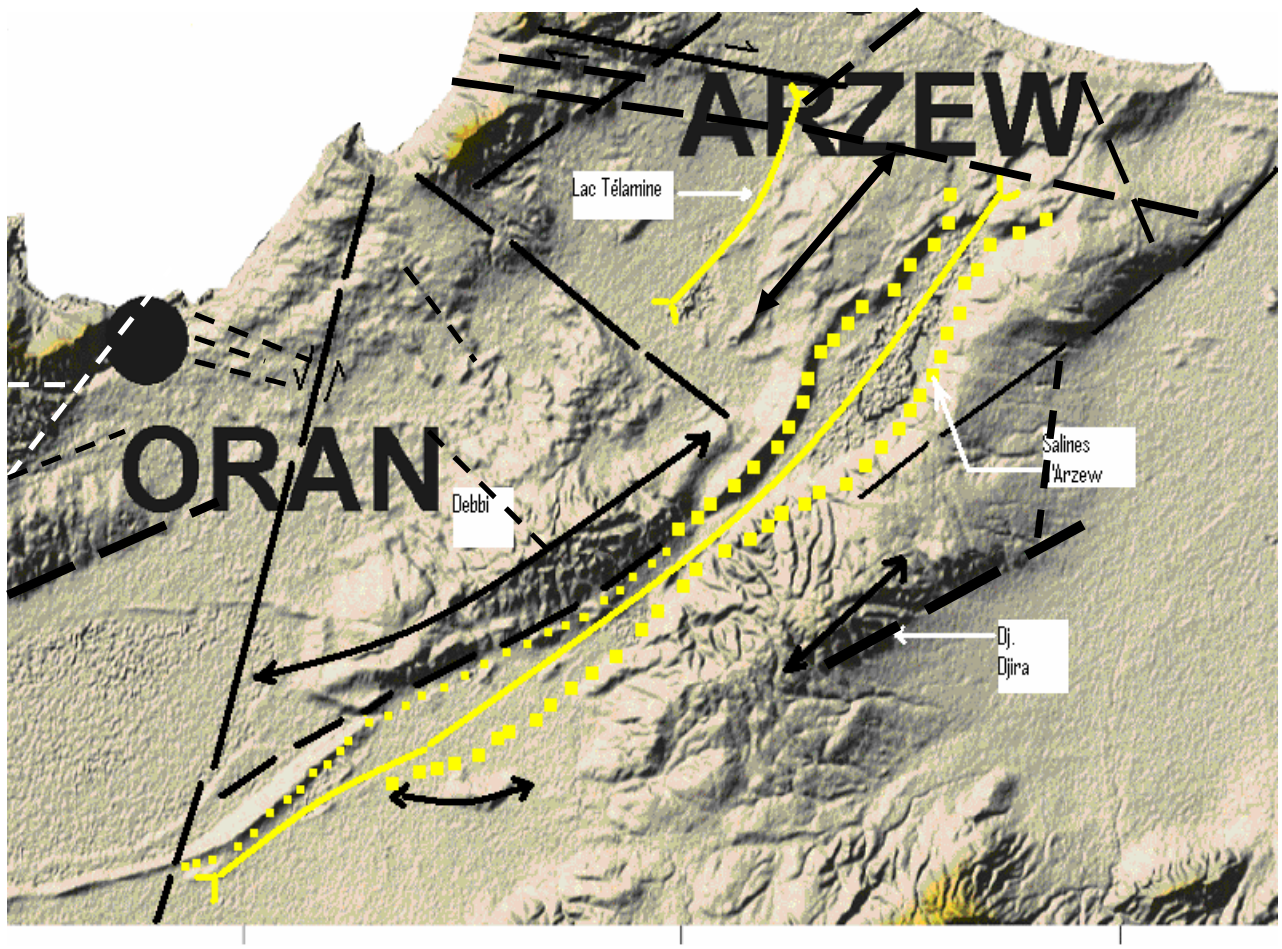
Dans la partie SE de cette morphostructure, plusieurs formes plicatives (anticlinal et synclinal) sont enregistrées par le relief (fig.79). Nous pouvons citer :

- Le lac Télamine qui occupe une aire synclinale.
- Le Djebel Debbi qui est un anticlinal dissymétrique entièrement dessiné dans le Pliocène. Ce pli est limité au Sud par une flexure plongeant d'une vingtaine de degrés (Perrodon, 1957).
- L'anticlinal s'allongeant parallèlement au Djebel Debbi, entre le Djebel Djira et Port aux poules, présente un cœur miocène. D'après Perrodon (1957), il est limité au SE par une flexure de 15 à 20°, la séparant de la plaine de l'Habra. C'est un anticlinal de style légèrement coffré dont la partie axiale forme un plateau tabulaire, recouvert par des formations marines quaternaires dans la région des Hamyanes et par des recouvrements villafranchiens dans la partie Sud.
- Les salines d'Arzew qui sont une dépression fermée occupent l'aire d'un synclinal de forme ovale. Elles sont limitées sur ses deux flancs par une flexure bien nette. Sur la bordure W, nous avons une flexure qui se marque dans le Calabrien et qui plonge d'une vingtaine de degrés, laissant apparaître en fenêtre les marnes plaisanciennes. Le Pliocène, qui forme l'autre flanc, présente des pendages de 10 à 15°, atteignant localement 45° dans la partie SW (Perrodon, 1957). Ce synclinal sépare les deux axes anticlinaux précédents

Il y a lieu de noter que les charnières anticlinales sont soulevées par rapport au niveau même du plateau à plus de 100 mètres. Les formes synclinales et les bassins lacustres actuels (salines d'Arzew, lac Télamines et autres) représentent des enfoncements d'environ 100 mètres dans le relief actuel.

La présence de ces formations plicatives, leur reflet dans le relief et l'orientation de leurs axes dans la direction d'E-W et du NE-SW indiquent que la compression, dirigée verticalement à la position des plans axiaux des structures en question, a une direction N-S à NW-SE.





(Fig.79 : Formes plicatives et linéamentaires du plateau d'Oran déduites du MNT (pas de 50m)  
(Traits noirs discontinus : faille probable, losange : limite de la zone effondrée)

Au niveau de la côte, les falaises élevées sont apparemment jeunes et on peut en prendre conscience par deux (02) sortes de faits :

1. La côte est formée de falaises abruptes et élevées (sauf sur quelques kilomètres autour du Cap Falcon où la plaine des andalouses est exceptionnellement basse). Or, parmi ces falaises, une bonne partie est exclusivement constituée de marnes miocènes non indurées et particulièrement croulantes. Ceci nous autorise à penser que ces falaises sont très récentes; on est ainsi conduit à soupçonner un soulèvement tardif du littoral oranais.
2. Le réseau hydrographique montre d'une part des zones caractérisées par un drainage normal avec la mer ou vers la Sebkhia et d'autre part des zones sans écoulement (les plateaux d'Oran et de Gdyl). L'Oued Sidi Medioni qui prend naissance à moins de 2 km de la mer, en parcourt plus de 15 Km pour se jeter dans la Sebkhia (z :80 m). Ce fait ne peut être interprété que par des mouvements très récents, sinon actuels.

A partir des falaises du ravin blanc, les grès marins et dunaires calabriens (Quaternaire ancien) apparaissent en affleurement au voisinage de la côte et subissent un important épaissement vers la pointe de Canastel à l'Est. Il pourrait s'agir à la fois de différences originelles dans l'accumulation des amas éoliens, d'une légère érosion au sommet et d'une certaine inclinaison du substratum miocène supérieur.

#### 2.2.1.2.2. La plaine des Andalouses :

La basse plaine littorale de Bousfer-Les Andalouses est considérée comme un ensemble pénéplan déclinant vers le Nord, très abrité par le horst du Murdjadjo disposé en amphithéâtre (fig.80). Un seul cours d'eau important draine cette basse plaine à l'Ouest, l'Oued Sidi Hammadi

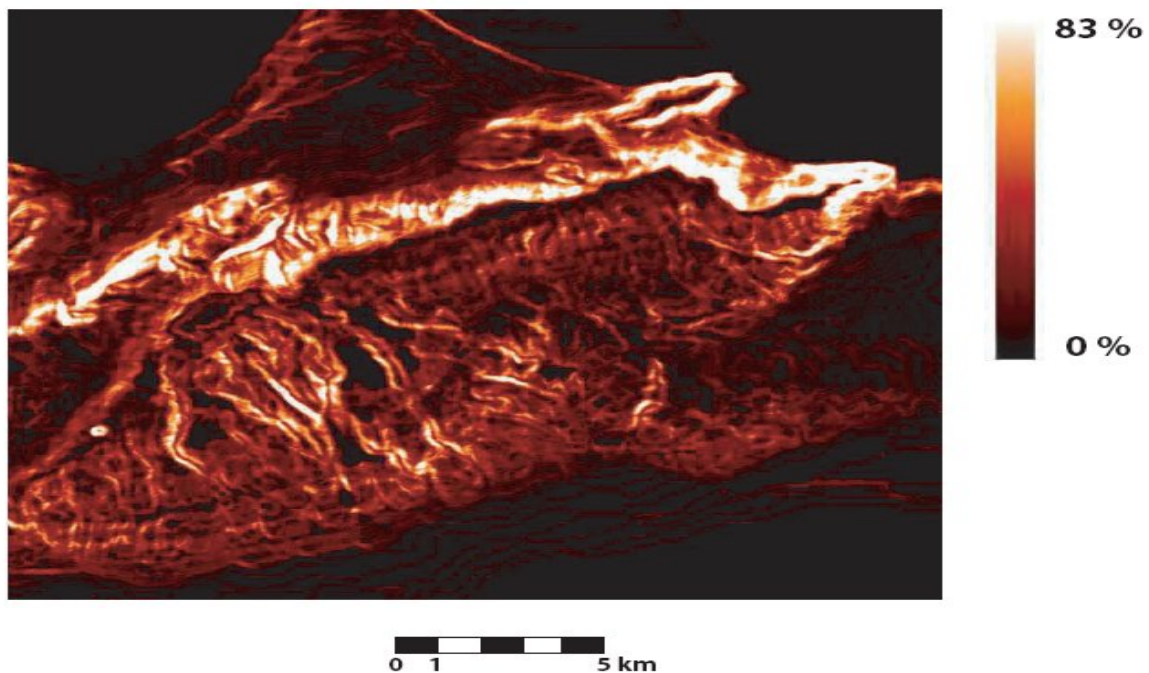


Fig. 80: Image des pentes du Murdjadjo et de la plaine des Andalouses (CNTS).

Dans le graben emprunté par l'Oued Sidi Hammadi, un palier à subsidence bien marquée semble se former déjà en bordure de la côte : c'est le fossé de l'extrémité NW de la plaine de Bousfer - Les Andalouses (fig.81). Cette activité tectonique est confirmée par la présence des grès calabriens à différentes altitudes de 30 à 378 m. De plus, les replats constatés à différents niveaux, entre 130 - 140 m, 145 - 150 m (au débouché de l'Oued sur la plaine), 100 - 110m et 160 - 170 m (à El Ançor) ainsi que la présence de la dalle rose saumonée à la base et au sommet de chaque replat, ne peuvent que confirmer la pérennité des mouvements verticaux du Murdjadjo (Remaoun, 1981).

Un phénomène similaire, à savoir une subsidence, mais d'intensité plus forte, se produit à l'extrémité occidentale de la plaine. Seuls des arguments géomorphologiques (dynamique torrentielle avec dépôts de fortes épaisseurs d'alluvions) ont permis de confirmer l'existence d'un fossé au pied du versant Nord-Ouest du Murdjadjo. Au Nord-Ouest de cette région, l'inclinaison qui accompagne les mouvements positifs ou négatifs des panneaux se poursuit : sur le rebord occidental du Djebel des Andalouses, les pentes sont Nord-Ouest et Ouest; à l'extrémité Sud-Est de ce dernier, les gradins sont à ce moment basculés vers l'E.

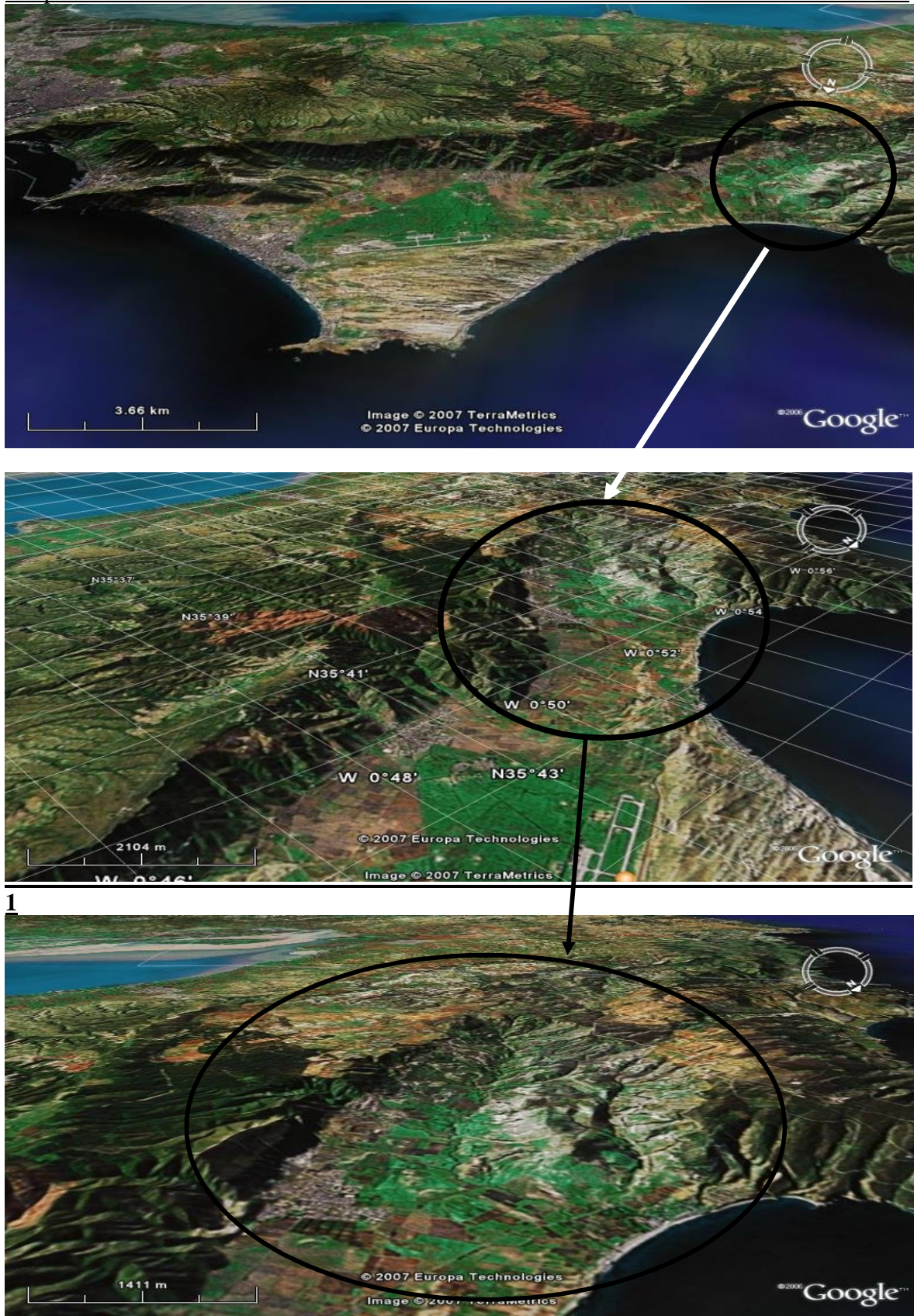


Fig. 81: Graben de l'Oued Sidi Hammadi (NW de la plaine Bousfer-les Andalouses)

### 2.2.1.2.3. La dépression Mléta - Habra:

La dépression Mléta-Habra constitue ce qu'on appelle un sillon central (fig.82). Ce dernier, prolongement ouest de la plaine du Chéelif, est occupé par les dépressions endoréiques des salines d'Arzew et de la Sebkha d'Oran. Il fonctionne depuis le Messinien (Miocène supérieur) comme un bassin subsident et atteint un maximum d'activité au cours du Pliocène. Apparemment, les différents mouvements subsidents ont fonctionné de façon différentielle de part et d'autre de l'accident transversal d'Ain Franin-Arbal.

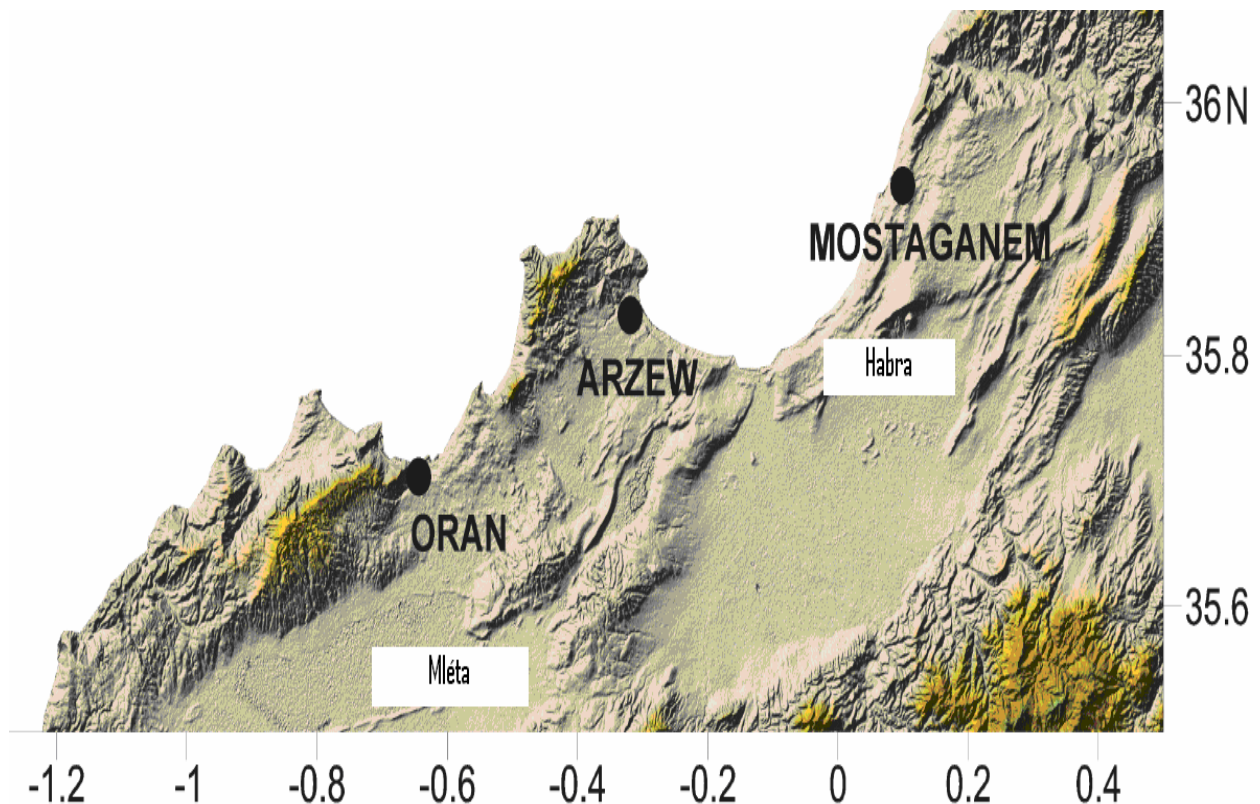


Fig. 82 : La dépression Mléta – Habra, MNT (pas de 50 m)

En ce qui concerne la Sebkha d'Oran, celle-ci forme une aire synclinale vaste qui se relève constamment au Nord, et plus faiblement à l'Ouest, sur les massifs jurassiques. A sa limite Sud, nous avons une succession de flexures brusques et de failles qui forment une ligne limitant les Monts du Tessala. Cette ligne, ayant joué un rôle de limite paléogéographique importante au cours du Néogène, correspond à une zone de changements de faciès et d'amincissement des séries facilités par le développement des accidents tectoniques.

### 2.2.1.3. Les accidents majeurs à terre :

Les différents mouvements épirogéniques qui se sont succédés en plusieurs phases depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire sont responsables de la structuration en horst et graben des massifs côtiers (Gourinard, 1956) et de la subsidence du sillon Chélif - Sebkh.

D'après Thomas (1985), les directions structurales majeures qui guident à ce jour les modalités de la sédimentation sont (fig.83) :

#### 2.2.1.3.1. Direction N10°- N30° E :

En Afrique du Nord, le découpage de l'orogénèse alpine se fait suivant cette direction **N10°-N30° E** dont le jeu a été mis en évidence dans les massifs littoraux au cours du Miocène. Elle correspond à de grands **décrochements transverses à jeu senestre** (Glangeaud, 1951 ; Dubourdieu, 1960-1962 ; Andrieux *et al.*, 1971 ; Thomas, 1985).

Dans le bassin du Bas Chélif occidental plusieurs zones de ce type s'individualisent : le bassin de la Sebkh est encadré à l'W par le linéament de djebel Lindles – Djebel Remayla (ALR) qui correspond à la limite occidentale des bassins synchro-nappes, alors qu'à l'E nous avons le linéament du Djebel Khar-Tamazourah (AKT) qui provoque une forte inflexion des structures sur le versant Nord des Tessalas (Fenet, 1975). Ce dernier accident met les séries paléozoïques du Djebel Khar et les marnes du premier cycle Miocène post nappe en contact.

Enfin, l'alignement de plis, disposés en échelons entre la saline d'Arzew et la forêt de Belarbi (ex. Beaudens), divulgue en surface l'existence probable de failles profondes (FAD).

#### 2.2.1.3.2. Direction N50°-N70° E :

Cette direction est celle de l'allongement du bassin du Bas Chélif et de son obliquité par rapport aux édifices telliens résultants de l'orogénèse alpine. Elle est aussi celle de la Sebkh et du faisceau Tessalas - Oulad Ali. Elle se matérialise par des structures compressives qui affectent l'ensemble de la série sédimentaire post nappe et son substratum correspondant à des plis et des failles inverses associées en faisceaux hectométrique de direction moyenne N50E. Cette orientation a été enregistrée par les dispositifs paléogéographiques des formations miocènes post-nappes, pliocènes et quaternaires (Thomas, 1985).

#### 2.2.1.3.3. Direction E-W et N140°E :

Conformément à ces deux directions s'ordonnent des failles fréquemment associées à des structures plissées. Les accidents majeurs EW dont celui de Touama-Boutlélis (F IV) découpe le bassin du Bas Chélif. Alors que les failles N140°E, au tracé relativement court, sont à l'origine des décalages dextres rencontrés dans les structures plissées orientées SW-NE. Ces failles semblent s'aligner sur un ou plusieurs accidents vraisemblablement profonds. Cet état de fait pourrait expliquer l'activité séismique relevée dans les Béni Chougrane et la région située entre les faisceaux des Tessala-Ouled Ali et du Chélif (Hatzfeld *et al.*, 1977).

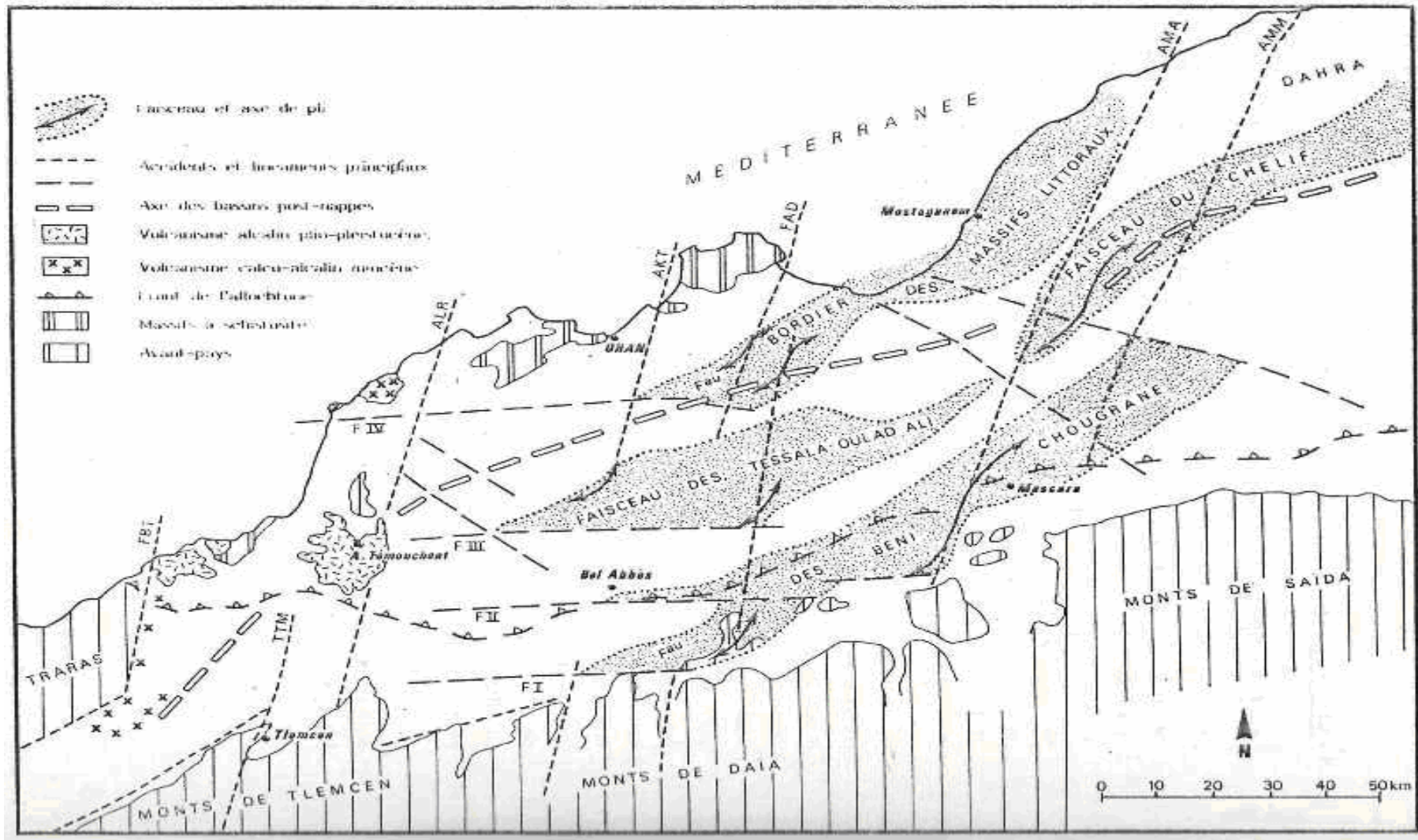


Fig.83: La trame structurale du bassin du Bas Chélif occidental (Thomas, 1985)

### 2.2.2. Structurale marine de la zone d'Oran

D'Oran à Ténès, aucune trace certaine de déformation compressive active en pied de pente n'est visible (fig. 84). On note uniquement la présence d'un débris flow et de petites vagues sédimentaires, probablement d'origine hydrodynamique (fig. 85, profil Chirp 63, Campagne MARADJA, 2003). La présence de débris flow pourrait être attribuée à des séismes récurrents. Contrairement à ce que Mauffret a proposé en 2007, il ne semble pas y avoir de décrochevauchement en pied de pente dans tout le secteur s'étalant d'Oran jusqu'au large d'El Marsa (NE de Mostaganem): aucune structure tectonique importante et actuellement active n'y est présente. Cependant la présence de structures décrochantes, présentement peu ou pas actives, n'est pas à exclure.

Dans la pente au large de Mostaganem, des linéaments ont été identifiés. L'examen des profils perpendiculaires à la pente, révèle que le socle acoustique est affecté par de nombreuses fractures, relativement verticales (fig.86, zoom). Ces fractures ne semblent plus actives actuellement car les sédiments qui les recouvrent n'ont apparemment pas subi de perturbation ou de basculement. Il s'agirait, d'après Domzig *et al.*, (2006), de reliques de la zone transformante qui a permis la migration, au Miocène, du bloc Alboran vers l'Ouest, non actives dans le champ de contraintes actuel. C'est une marge rectiligne et abrupte sur plus de 100 km sur la pente à l'Est d'Oran

En conclusion, nous pouvons dire que la marge ouest-algérienne (de la frontière marocaine jusqu'à l'Est de Ténès), caractérisée par de très fortes pentes ( $>16^\circ$ ), présente peu de failles actives. Ces dernières sont, à l'W d'Oran, principalement des failles décrochantes dextres avec cependant une sismicité rare à modérée.

### 2.3. Relation entre les structures à terre et en mer

Au Nord de l'Algérie, la bande côtière est jalonnée, sur une largeur d'environ 100 km, de structures actives.

A terre, près de la côte, dans la région d'Oran, la présence, sous les sédiments récents, d'accidents décrochants E-W, non cartés en surface, a été soupçonnée (Thomas, 1976). L'étude du chevelu hydrographique traversant la région d'Oran a pu les mettre en évidence (voir chapitre V).

Au Sud de l'Oranie (région d'Ain Témouchent, Mascara et Chlef), on relève l'existence d'une série d'anticlinaux et d'accidents chevauchants de direction typiquement tellienne (SW-NE à WSW-ENE). Entre ces structures et le littoral oranais, la Sebkhia d'Oran (bassin néogène post-nappes) s'insère suivant un allongement également orienté WSW-ENE et se poursuit à l'Est par le bassin de Habra. En conséquence, les structures actives, à terre, sont principalement des plis-failles de direction ENE-WSW et à pendage N-W.

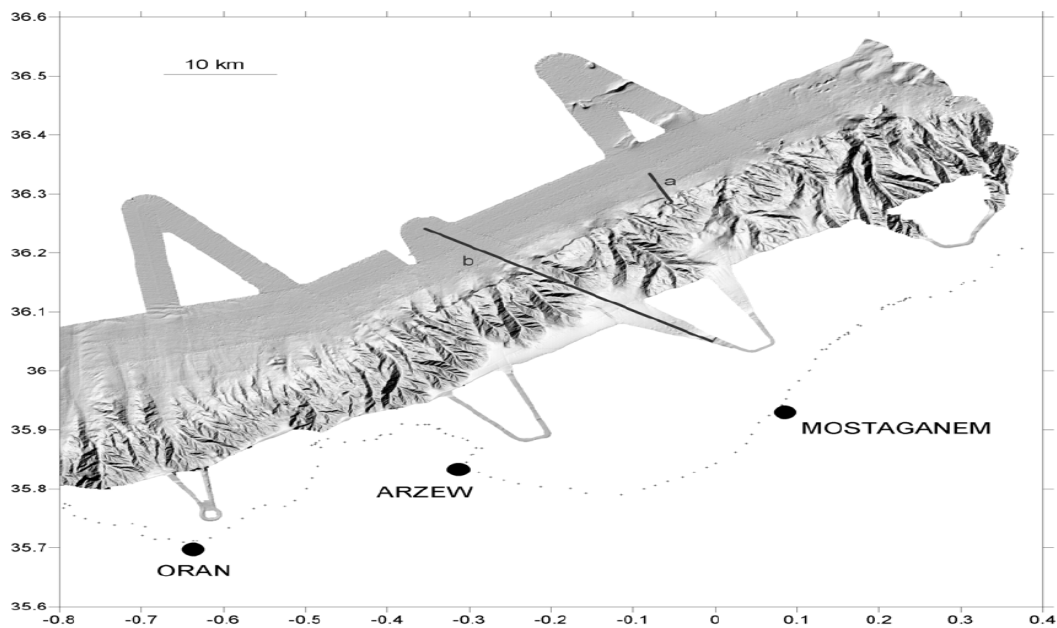


Fig. 84: MNT ombré de la zone comportant des linéaments, au large de Mostaganem.  
 a : localisation du profil Chirp en Figure 86, b : localisation du profil 24-traces en fig. 87  
 (Domzig, 2006)

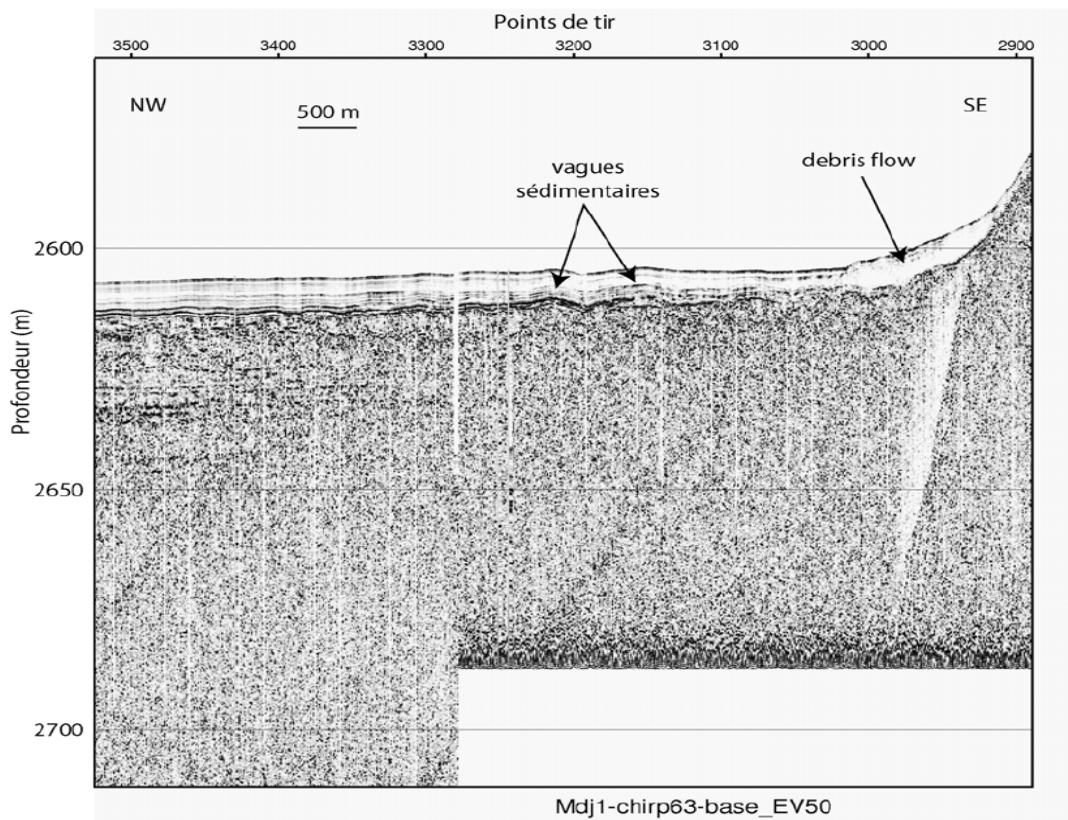


Fig. 85 : Extrait du profil Chirp 63 (localisation : Figure 75) (figure de Bernard Mercier de Lépinay, Geoazur Sophia-Antipolis). Exagération verticale : 50. Les traînées blanches ou noires sont des artefacts (Domzig, 2006)



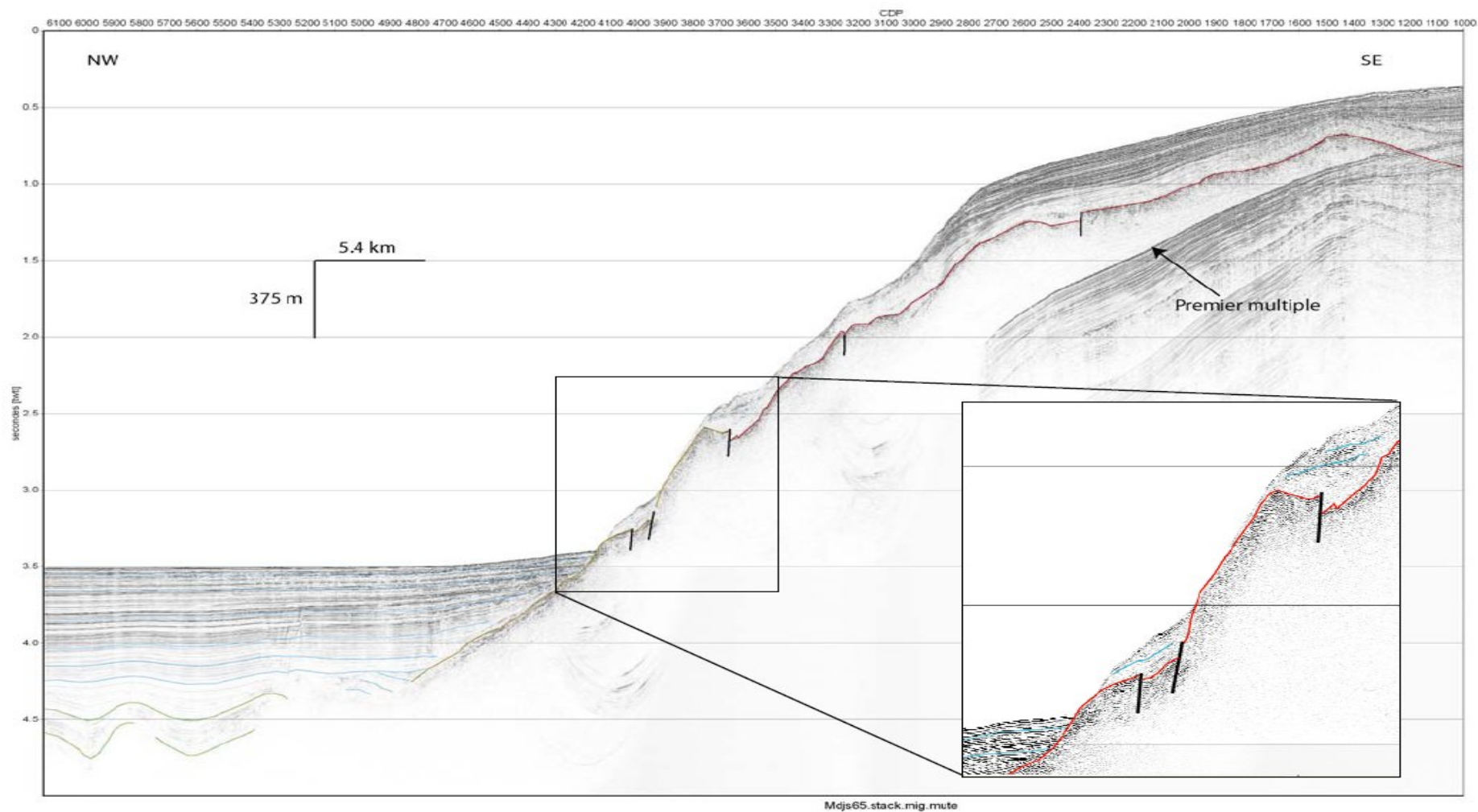


Fig.86 : Profil (b sur Figure 85) sismique 24-traces n°65 à travers la paléo-zone transformante au large de Mostaganem. E.V. :6. En vert : évaporites supérieures, en bleu : sédiments plio-quaternaires, en rouge : socle acoustique (Domzig, 2006)

**Cependant une question s'impose : est-ce que les structures actives (plis et failles) s'arrêtent à la côte ?** Il est fort probable que l'on retrouve une certaine continuité de ces structures au-delà du trait de côte s'intégrant dans un schéma tectonique global de la marge.

Au large d'Oran, le fort dénivelé de la pente entre l'océan et le continent contribue, de par les forces de volume, à localiser les contraintes en pied de marge (Mart *et al.*, 2005). Le pied de pente de la marge algérienne serait, donc, un lieu plus favorable pour le développement de failles et la formation de structures compressives. Cependant, la déformation compressive tend, contre toute attente, à se localiser sur la marge ibérique et non pas sur la marge ouest - algérienne d'autant plus que la configuration de la marge algérienne, caractérisée par la préexistence de discontinuités héritées de la subduction et du collage des zones internes contre la plaque Afrique, pouvait s'avérer déterminante pour sa réactivation.

Afin d'expliquer l'absence de chevauchements au pied de la marge d'Oran - Mostaganem, une hypothèse basée sur la présence de l'ancienne marge transformante le long de la pente a été avancée. La verticalité de la faille, qui existerait le long de cette marge, est peu propice à une réactivation en faille inverse, et le raccourcissement se fera préférentiellement sur des zones offrant une résistance moindre, ou ayant un héritage géologique différent, marqué par exemple par un fort épaissement crustal, comme c'est le cas pour la chaîne bétique (Domzig, 2006). Ainsi, la déformation est accommodée non seulement sur la marge ibérique (sous-marine et à terre) mais également à terre par les nombreux plis NE-SW de la région oranaise. Il ne resterait donc presque aucune déformation à accommoder sur la marge sous-marine algérienne.

D'après Deverchere *et al.*, (2005), il semble que cette ancienne marge transformante, témoin relique de la migration du bloc Alboran vers l'Ouest, n'est, actuellement, pas active.

Au large d'Oran, le style de la tectonique montre des preuves d'activité décrochante, ancienne ou récente : entre Oran et Arzew, nous avons une structure en fleur active, probablement reliée (en échelon) à la faille de Yusuf (Alvarez-Marron, 1999) qui est une faille décrochante dextre (Mauffret *et al.*, 1987 ; Domzig *et al.*, 2006). Le rôle joué par la ride de Yusuf dans l'évolution tectonique de la région d'Oran n'est pas encore bien compris.

A l'Ouest d'Oran, le régime des contraintes n'est, donc, plus compressif du moment que la composante décrochante du rapprochement Afrique - Europe devient plus importante. Les failles transpressives ou décrochantes telles que la faille de Yusuf et la faille de Carboneras (Gracia *et al.*, 2006), sont bien exprimées. Les décrochements dextres dans les directions ESE-WNW, et sénestres dans les directions SW-NE) sont en harmonie avec le champ des contraintes actuelles. Les directions de ces décrochements confirmeraient la migration du bassin Est-Alboran vers le N-E et le S-E (fig.87).

Il y a lieu de signaler que la faille de Yusuf, identifiée comme étant une faille décrochante dextre, pourrait probablement transférer la déformation directement dans le Tell, puisqu'une prolongation de ce décrochement a été cartographiée à terre entre Oran et Arzew (Thomas, 1976).

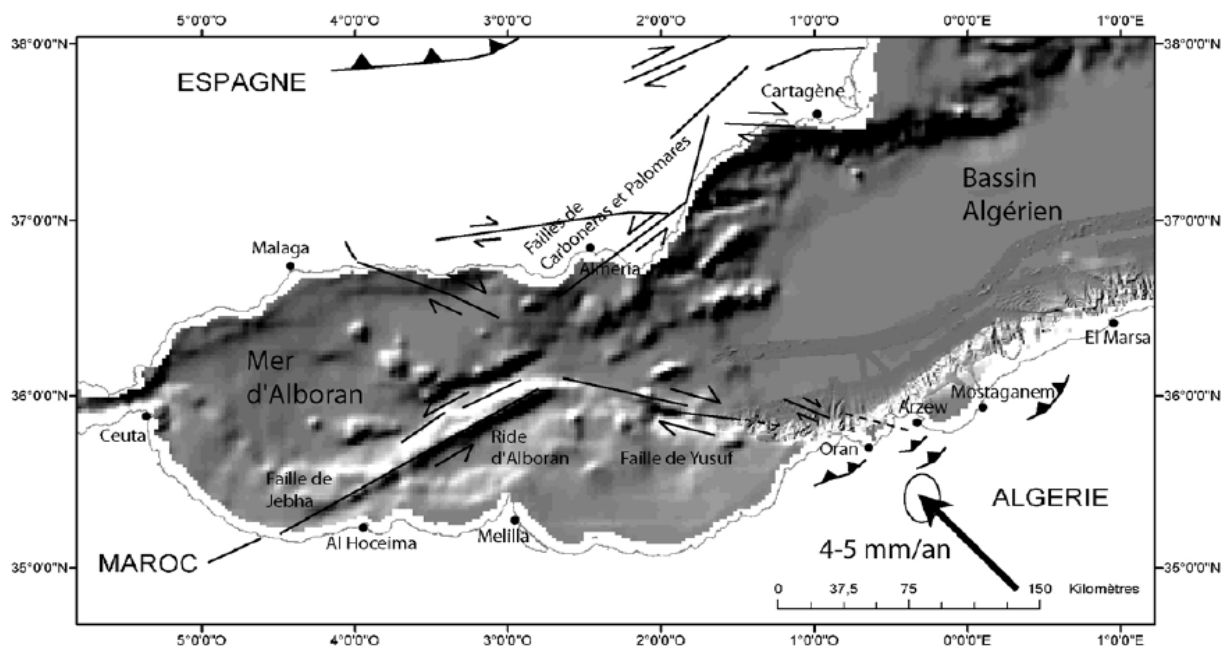


Fig.87 : Schéma structural très simplifié de la mer d'Alboran et du bassin ouest algérien, Domzig, 2006 (modifié de Comas *et al.*, 1999; Masana *et al.*, 2004; Gracia *et al.*, 2006). La flèche indique la direction de convergence, avec la vitesse de convergence approximative à cette longitude.

Les structures décrochantes actuellement actives ne sont présentes qu'à l'Ouest d'Oran. Ailleurs, la déformation active est clairement compressive, et la composante décrochante, si elle existe, est négligeable, ou très faiblement exprimée. En effet, les mécanismes au foyer des séismes purement décrochants semblent très minoritaires dans les catalogues relevant de USGS, Harvard, IGN, ... etc., et jamais associés à d'importants séismes. Il apparaît, donc, que ces failles n'ont, aujourd'hui, aucune activité nette. Il se peut qu'elles aient joué un rôle important par le passé (au moins avant le Quaternaire, mais probablement avant le commencement de la phase compressive de la marge durant le Miocène), et quelques unes d'elles, favorablement orientées, auraient pu être réactivées en tant que failles profondes dans le champ des contraintes actuel.

De ce fait, le long de la marge algérienne, le régime des contraintes est nettement compressif avec parfois une composante décrochante (Stich *et al.*, 2003).

Ces nouveaux éléments abrogent en partie les anciens modèles de la marge proposés par Mauffret *et al.* (1987) et par Morel & Meghraoui (1996). Les premiers décrivaient une marge en bassins losangiques, les seconds une marge en blocs rotatifs transpressifs avec de grandes failles décrochantes, actives le long de la marge.

Actuellement, la marge se soulève, et les nombreux indices morpho-structuraux et sismologiques font plutôt penser que la compression est le mécanisme majeur dans les secteurs Centre et Est. Aussi, seules les structures sous-marines faillées SW-NE semblent être actives dans le champ des contraintes actuel tandis que les structures NW-SE ne le sont pas apparemment. Ces dernières étaient probablement actives sous un champ de contraintes différent.

Les mécanismes au foyer en compression et la présence de chevauchements à terre à proximité des côtes, centrale et orientale, sont les indices de réactivation de la marge en compression. Généralement, la réactivation ne concerne que les structures préexistantes telles que les failles normales provenant du rifting. Dans notre cas, les failles observées ne sont pas en relation certaine avec les anciennes failles normales des blocs basculés du rifting. En effet, aucune discontinuité favorisant la création de failles à pendage vers le continent n'a été identifiée. Au contraire, la seule structure préexistante correspond à la subduction fossile de la Téthys avec une plaque plongeante à pendage nord, c'est-à-dire opposé aux pendages actuels.

Du moment que la marge algérienne est située au niveau d'une suture d'une ancienne subduction à pendage nord et que les chevauchements néo-formés ont un pendage sud, ceci suggérerait une initiation de subduction avec inversion de polarité. Une telle inversion est devenue possible grâce au blocage de la première subduction par la collision des Kabyliques. Et comme la convergence continue, une nouvelle zone de faiblesse se crée à l'arrière de l'ancienne subduction, et cette fois, c'est le bassin arrière-arc, moins résistant, qui va subduire sous l'ancien arc. D'après Stern (2004), comme les bassins arrière-arc sont plus jeunes et ont un régime thermique plus élevé, ils sont aussi peu épais et plus fragiles. Donc, il est plus facile d'initier une subduction dans cet environnement, et une moins forte compression est alors requise.

Etant donné que ce type de marge est peu actif, on peut donc parler de marges stables. La croûte continentale supérieure est toutefois fragmentée en grands blocs, séparés par des failles normales listriques, à la suite d'un amincissement crustal et d'une détumescence thermique (refroidissement de la croûte, donc "alourdissement"). Il existe aussi les marges de coulissement, qui ne présentent pas d'amincissement, mais qui sont terminées par une faille décrochante.

## 2.4. CONCLUSION

Les horsts du littoral oranais sont des massifs constitués par un socle rigide représenté par des terrains allant du Carbonifère au Crétacé inférieur.

A partir du Miocène supérieur, ces massifs (d'Oran et d'Arzew), commencent, à la faveur des failles, à traverser les formations sus-jacentes attribuées au Néogène. Ce phénomène de surrection, agissant sur des masses rigides, paraît être commandé par des jeux de compartiment du socle particulièrement importants. Donc, l'ampleur des mouvements verticaux est d'autant plus importante que l'épaisseur du Néogène est plus faible.

Les fondements gravimétriques de ces surrections localisées ont déjà été démontrés par plusieurs travaux. En effet, dès 1952, Gourinard constata que les horsts du littoral oranais étaient soulignés par une forte anomalie positive établissant par là qu'ils sont en déséquilibre isostatique et que leurs pulsations pouvaient correspondre à un simple réajustement isostatique.

En 1954, cet même auteur (Gourinard) releva que les grands massifs bordiers, comme le Dahra ou le Tessala, sont caractérisés par des anomalies négatives ce qui veut dire qu'ils sont, eux aussi, en déséquilibre isostatique ; leur remontée au cours du Quaternaire ne pouvait être expliquée que par le déplacement de cet équilibre. Quant à leur oscillation, agissant sur des

masses beaucoup plus étendues et mal individualisées, elle a été assimilée à des mouvements épirogéniques étant donné que le Miocène du massif du Tessala, est généralement tabulaire.

Le soulèvement, phénomène ayant pu se réaliser à d'autres périodes au cours du Néogène, pourrait être le complément de la subsidence. En effet, les zones subsidentes tendraient à appeler toujours plus de sédiments, tandis que certaines zones marginales, temporairement positives, auraient tendance à se soulever d'une façon préférentielle en cas de déplacement de l'équilibre isostatique (Gourinard, 1956).

Les fortes inclinaisons peuvent entraîner de vastes phénomènes de glissement allant jusqu'à une véritable tectonique de couverture par gravité. Extrêmement plastique et souple dans son ensemble, le matériel néogène glisse, se lamine, se boudine et s'entasse sur lui-même ; il ne joue qu'un rôle passif car il est incapable de transmettre réellement les poussées. Cet état de fait laisse croire que ce matériel n'a cessé d'être l'objet de phénomènes de glissements, particulièrement au cours du Miocène inférieur.