

# MISE EN ÉVIDENCE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES SUR LA PENTE CONTINENTALE DE LA MARGE DU DAHRA OCCIDENTAL (TÉNÈS - CAP IVI).

Rachid MATOUGUI \*, Hamid HADDOUM \*.

## RÉSUMÉ

La tectonique plio-quaternaire et plus récente qui affecte l'Algérie septentrionale a une influence considérable sur la morphologie des zones profondes de la marge algérienne, notamment la marge occidentale du Dahra.

En effet, les canyons qui montrent une orientation générale N-S, se sont formés sur des accidents tectoniques à composante verticale qui continuent de jouer au cours du Quaternaire. La compression plio-quaternaire, qui est également traduite par des décrochements, marque la morphologie de la pente continentale. Ils se traduisent sur la morphologie de la pente continentale par des changements locaux importants dans les directions des canyons et de certains des tributaires, et seraient également à l'origine de l'exhumation de «l'éperon» du cap Megraouana qui est constitué de roches dures (socle cristallophyllien ou lambeaux de la dorsale kabyle ?). La réactivation au cours du Quaternaire des failles de la marge nord occidentale du Dahra qui sont considérées comme conjuguées, est responsable de la déstabilisation de la couverture sédimentaire superficielle, qui est souvent affectée par des glissements de masses de différents types .

Les séismes récurrents, qui affectent le Nord de l'Algérie, sont également en partie, responsables de la déstabilisation de la couverture sédimentaire, provoquant ainsi des courants de turbidité ayant endommagé de nombreuses fois des câbles de télécommunications sous marins.

La marge sous marine du Dahra occidental est atypique, de par la présence des nombreux canyons sous marins qui ne sont rattachés à aucun réseau hydrographique actuel capable de creuser de tels canyons. D'autre part, la présence d'édifices turbiditiques de type *sédiments waves*, qui nécessitent pour leurs édifications des apports conséquents, ne peut être expliquée, car aucune source (oued) actuelle n'est capable d'alimenter de telles structures sous-marines.

Ainsi, l'évolution de la morphologie de la marge occidentale algérienne, plus particulièrement la marge du Dahra est régie par des phénomènes tectoniques, gravitaires et sismiques.

**Mots-clés** - Marge - Dahra occidental - Mouvements gravitaires - Courant de turbidité - Tectonique - Canyon - Sismicité - Eventail profond - Vagues de sédiments.

\*Laboratoire de Géo-environnement, Faculté des Sciences de la Terre, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, BP. 32 El Alia, Alger.

- Manuscrit déposé le 20 Juin 2007, accepté après révision le 09 Février 2008.

## THE GRAVITY MOVEMENTS ON THE CONTINENTAL SLOPE OF OCCIDENTAL DAHRA MARGIN (TÉNÈS - CAP IVI).

### ABSTRACT

The Plio-Quaternary and more recent tectonics which affects Northern Algeria have a considerable influence on the morphology of major zones of Algerian margin, particularly the Western margin of Dahra.

Indeed, generally, the canyons, of N-S orientation, would have been formed on normal tectonic faults, which replay during the Quaternary compressing stress, giving rise to sliding kinematics ( E-W), and would be responsible of the Mégraouna «spur» exhumation, which we interpret as evidence for a resistant lithology (cristallophyllien basement or parts of Kabyle ridge ?). The impact of the direction change of the faults generated adjustments, which impress upon morphology of the continental slope. They resulted, in roughly change in the directions of canyons, and some tributary gullies and would have contributed in the gravity flows process.

The earthquakes which followed since Messinian to actually, and which have affected the North of Algeria, are also in part, responsible for the destabilization of the sedimentary cover, causing some turbidity currents.

The sub marine margin of Western Dahra is atypical because of the presence of many canyons that are attached to an unidentified actual hydrographical network able to dig these canyons.

Also, the deep sea fan type sediment waves are found in the deep basin and are probably built by the canyons systems. But actually, the sedimentation rate cannot explain it.

**Key words** - Margin-Western Dahra - Mass movement - Tectonic - Turbidity currents - Canyon-Seismicity - Sediment waves.

### 1. INTRODUCTION

Les premiers levés bathymétriques effectués dans les années 50, (Rosfelder, 1954), ont permis d'obtenir une image globale de la morphologie de la marge sous marine algérienne. L'étude de ces levés montre que le bassin algéro-provençal profond, qui est une cuvette relativement plate située à -2700m de profondeur en moyenne, est recoupée par de nombreuses structures halo-cinétiques.

Au sud du bassin algéro-provençal se développe une pente continentale large de 40 km en moyenne, de forte dénivelée (10 à 20°) et d'orientation générale est-ouest, avec localement des directions NO-SE, que forment les golfes (Leclair, 1972). Les nombreux canyons qui incisent profondément la pente continentale, ont des orientations NE-SW et NW-SE.

En dehors des grands traits structuraux de la marge et de quelques grandes structures sommaires, la morphologie de la marge algérienne reste mal connue dans le détail.

Pour pallier ce manque d'information, une campagne océanographique (Maradja pour Marge active Djazair) a été réalisée à bord du navire le *Suroît* de l'IFREMER (Institut français de recherche de la mer) en collaboration avec les chercheurs du laboratoire de géosciences d'Ifremer, du laboratoire de géodynamique des océans de l'université de Brest et du Centre de recherche en astrophysique et de géophysique d'Alger (CRAAG). Au cours de cette campagne, des données de haute résolution (bathymétrie multifaisceaux, sonar acoustique remorqué SAR, sismique très haute résolution CHIRP et carottages) ont été récoltées tout le long de la marge algérienne.

MISE EN ÉVIDENCE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES SUR LA PENTE CONTINENTALE DE LA MARGE DU DAHRA OCCIDENTAL (TÉNÈS - CAP IVI)

Dans cette contribution, nous proposons d'interpréter les données qui concernent plus particulièrement une partie de la marge occidentale du Dahra (de Ténès au Cap Ivi), en nous focalisant sur la mise en évidence des relations qui existent entre la tectonique / néotectonique et la morphologie, et leurs influences sur la déstabilisation de la couverture sédimentaire superficielle plio-quaternaire par les processus gravitaires.

## 2- CONTEXTE GÉOLOGIQUE

L'Algérie du Nord est composée de diverses unités géologiques et structurales, faisant partie de la chaîne alpine des Maghrebides qui s'étend de Gibraltar à la Calabre (Durand-Delga, 1969; Wildi, 1983). Cet orogène est constitué de trois grands ensembles, avec du sud au nord: (fig. 1):

- Le domaine externe ou Tellien constitué de nappes à vergence sud (Raoult, 1974; Vila, 1980) formées de séries sédimentaires marno-calcaires, d'âge triasique à néogène, provenant de la paléomarge africaine et charriées parfois sur une centaine de kilomètres vers le sud. Il existe aussi des massifs autochtones (Durand-Delga, 1969) comme, entre autres, les massifs du Bou Maad et de Blida et les massifs de la région du Cheliff qui seraient des

zones anticlinales où les nappes allochtones sont inexistantes, ou, ont été mises à nu par la tectonique post-nappes (Blès, 1971).

- Des nappes de flyschs crétacés-paléogènes, largement chevauchantes sur les unités telliennes, dont le substratum stratigraphique n'affleure que très localement. (Durand-Delga, 1969; Bouillin, 1986).

Ces nappes sont soit en position interne, c'est-à-dire rétrocharriées sur les zones internes (flyschs nord-kabyles), soit en position relativement externe à la bordure sud de la dorsale kabyle (flyschs sud-kabyles), soit totalement externes, charriées jusqu'à une centaine de kilomètres au sud, « flottant » sur le Tell externe.

- Un domaine interne qui comporte des massifs de socle métamorphique, des terrains cambriens à carbonifères faiblement métamorphiques et leur couverture mésozoïque et tertiaire.

Dans les régions occidentales de l'Algérie, seul le domaine externe est représenté; le dernier témoin du domaine interne se localise à Ténès. Le massif de Ténès correspond à la terminaison occidentale du domaine interne de l'Algérie occidentale.

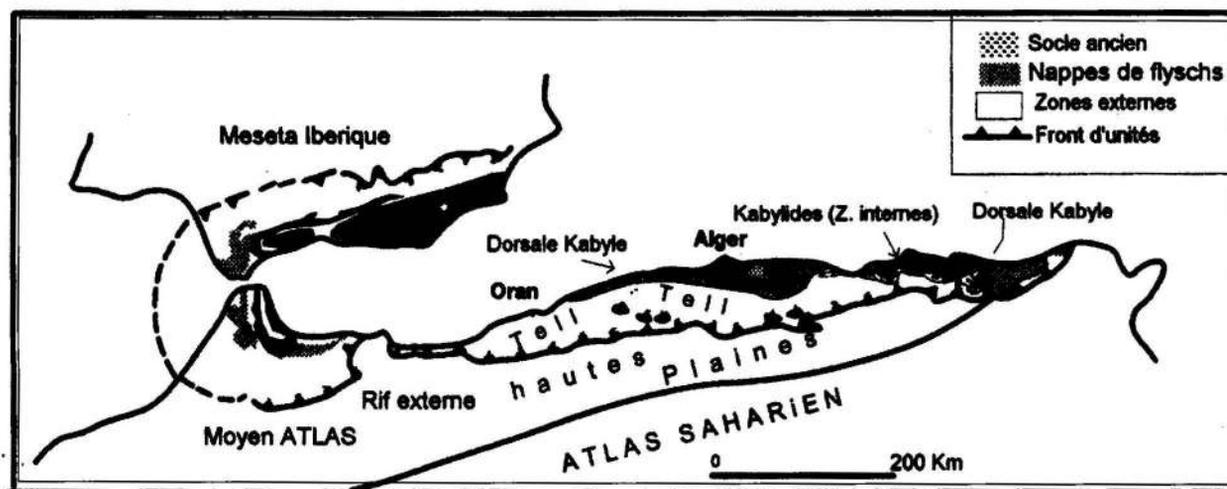


Fig. 1 - Carte structurale schématique de l'Algérie du Nord (Durand-Delga et Fontboté, 1980)

*Structural map of Northern Algeria, (Durand-Delga and Fontboté, 1980)*

Le Dahra occidental, qui fait partie du domaine externe, appartient aux massifs septentrionaux, caractérisés par la prépondérance d'unités allochtones d'âge crétacé à paléogène très fortement plissées (Delteil, 1974).

Au sud se développe le bassin néogène évaporitique du Cheliff, qui selon Perrodon, (1957), aurait été probablement en continuité avec les bassins sous marins de la marge. La relation entre les bassins terrestres et marins aurait été possible par un étroit chenal localisé au sud du cap Figalo. En outre, selon El Robrini (1986), une deuxième communication existerait entre le cap Kramis et le cap Ivi. Les arguments en faveur de cette hypothèse seraient toujours selon El Robrini, la présence de lambeaux de couverture miocène en altitude à la suite de la surrection récente des massifs du Dahra. D'autre part, la surrection récente a porté les dépôts Calabriens, sur le Dahra occidental, à une altitude de 450 m Gourinard (1952).

### 3. MORPHOLOGIE SOUS MARINE DE LA MARGE DU DAHRA OCCIDENTAL.

La marge du Dahra occidental (Ténès-Mostaganem) (fig. 2), appartient au tronçon de marge algérienne considérée comme passive transformante (Vanney et Stanley, 1983; Domzig et al., 2006).

Elle se distingue par une morphologie sous marine atypique, caractérisée par de nombreux canyons d'orientation générale NNE-SSW et NNW - SSE qui incisent la pente continentale, et par la présence d'un éventail profond. La particularité de cette partie de la marge réside dans le fait qu'il n'existe sur le continent aucun réseau fluvial actuel ayant la capacité de creuser des canyons aussi profonds, et d'être à l'origine des apports sédimentaires conséquents pour l'édification de corps sédimentaires de type éventail profond.

#### 3.1. La plateforme continentale.

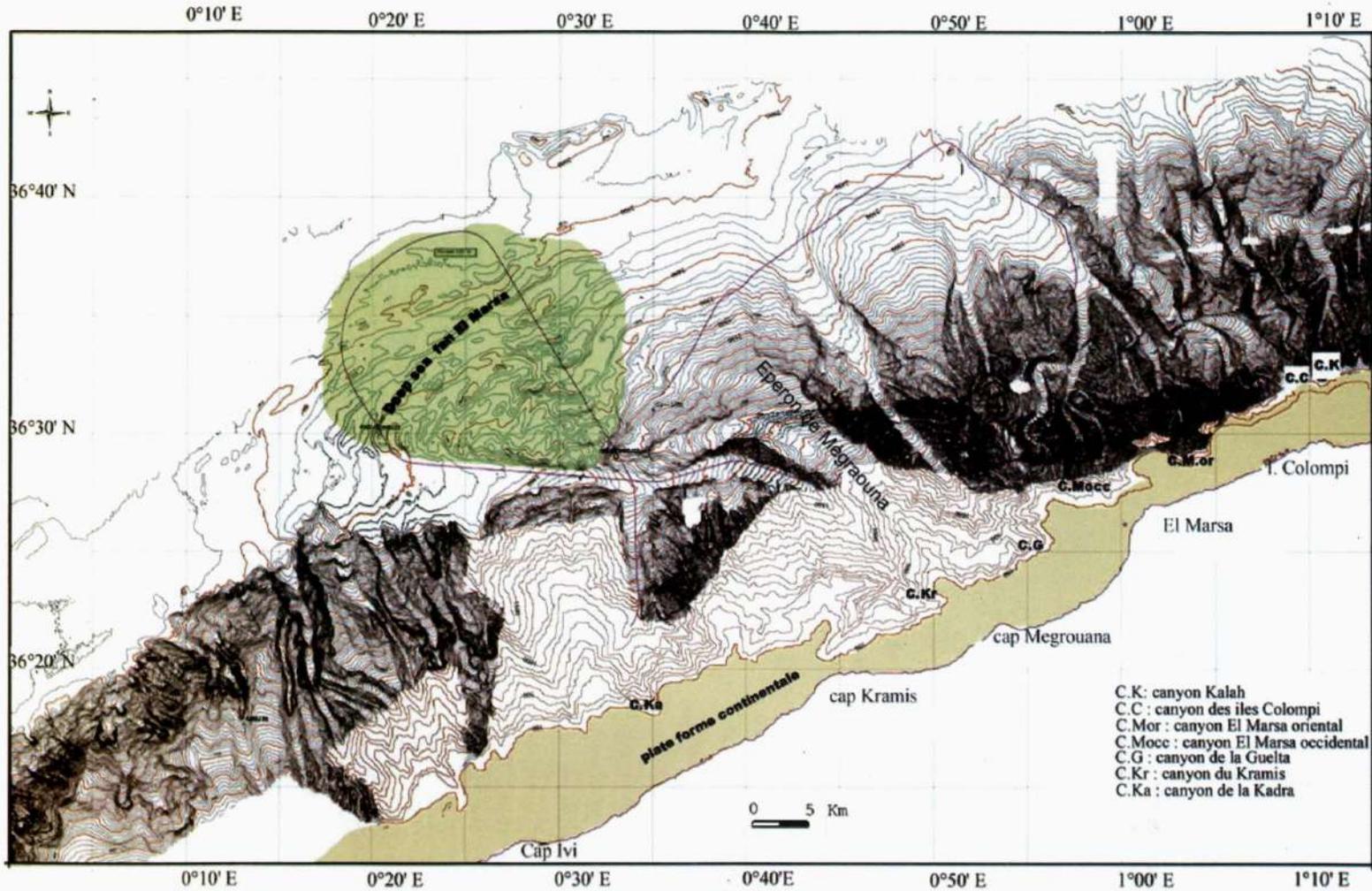
Le plateau continental, dont le rebord se situe à une profondeur de 100 à 120 m est étroit, son extension varie de 4 à 8 km seulement. Sur sa partie interne, les formations géologiques (flyschs, roches volcaniques) engendrent une morphologie irrégulière (Leclair, 1972; Caulet, 1972; El Robrini, 1986). Les profils sismiques réalisés sur la plateforme montrent un Quaternaire relativement épais (350 à 500 millisecondes soit environ 300 à 400 m), progradant et discordant sur un remplissage pliocène (fig.3). Des paléochenaux, présentant des structures en downlap et toplap, creusés dans un substratum acoustique, renseignent sur la présence d'une certaine activité fluviale à cette époque.

La partie externe du plateau continental est caractérisée par un tracé à morphologies différentes. Des ébauches de têtes de canyons sont matérialisées par un tracé très déchiqueté, alors que le tracé à forme arrondie correspond à la continuité des caps du Kramis et de Mégraoua. Ce contraste de tracés indique des lithologies différentes, mettant en relief une certaine hétérogénéité de l'arrière pays.

A l'échelle de la Méditerranée occidentale, la limite externe du plateau continental coïncide avec une ancienne ligne de rivage, correspondant à une phase transgressive flandrienne (Aloisi et al., 1975). Sur le plateau continental de la marge algérienne, cette phase transgressive est caractérisée par la construction d'un cordon fossile formé par des sédiments carbonatés issus de la production primaire : biogéniques (maërls) et bioclastiques (lamellibranches et gastéropodes). Cette limite se situe actuellement à une profondeur d'eau de -110 à -140 m; (Atroune, 1992; Moufli, 1995).

#### 2.2. La pente continentale

Le trait marquant de la morphologie de la pente continentale est la présence de canyons sous-marins qui entaillent profondément la marge. On peut distinguer d'est en ouest deux domaines : un



**Fig. 2 - Carte bathymétrique et physiographique de la pente et du glacier de la marge du Dahra.**

***Bathymetric and physiographical map of the slope and the glacier of the margin of Dahra.***

Couleur foncée équidistance 20 m (données provenant du Sea Beam) (***dark colour equidistance 20 m (data coming from Sea Beam)***); couleur claire équidistance 100m (données provenant de la carte Leclaire (1972)) (***clear colour equidistance 100m (data given coming from, Leclaire map (1972))***).

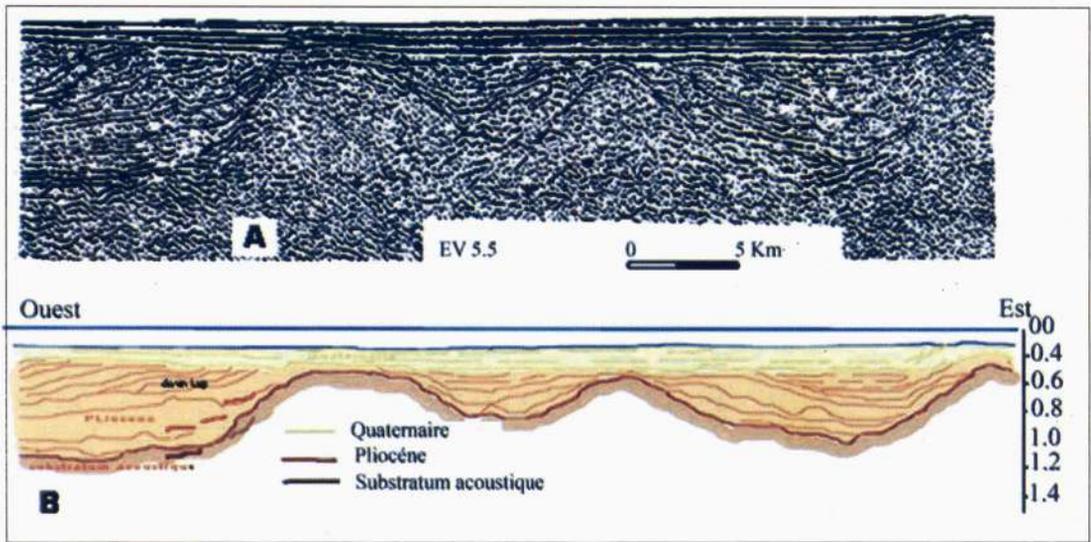


Fig. 3 - Profil sismique multi trace (Gus 3) et coupe temps interprétative sur la plateforme continentale; mise en évidence des paléo vallées pliocènes.

**Multi channel seismic line (Gus 3) and interpretative time section on the continental platform; description of the paleo valleys Pliocene.**

domaine oriental correspondant aux canyons de cap Kalah, de Colombi, d'El Marsa et du canyon de la Guelta; et un domaine occidental qui comprend les canyons de Kramis et le canyon de la Khadra. Ces deux domaines sont séparés par une zone haute orientée N120°, en forme d'éperon, située à 2400m de profondeur au large du Cap Megraouana, sur une longueur de plus de 40km. Cet éperon formé probablement de roches dures, contraste avec le reste du secteur, moins soumis aux phénomènes d'érosion sous marine.

Les canyons de la zone orientale ont une orientation générale NNW-SSE. Leur degré de sinuosité (longueur du talweg/ longueur directe) est supérieur à 0.9, ce qui leur confère une forme rectiligne. Dans le détail, ces derniers sont affectés d'accidents transversaux (E-W), responsables des changements localisés des directions majeures; donnant ainsi naissance à des pseudo méandres.

Une zone particulière apparaît au niveau de l'interfleuve des canyons d'El Marsa et des îles Colombi (fig. 4), où des vallées bien distinctes, orientées NW-SE changent brusquement de direction pour confluer, et prendre une orientation WSW- ENE.

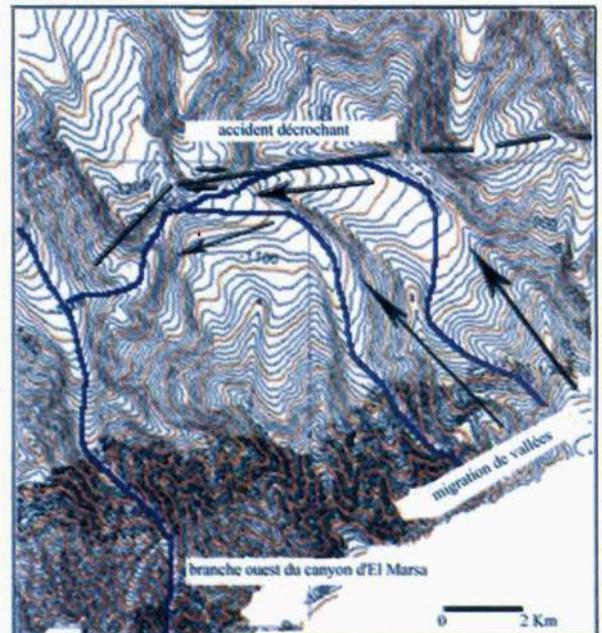


Fig. 4 - Exemple de l'influence de la tectonique sur la migration des vallées, noter le changement brutal de la direction de l'écoulement au contact de l'accident décrochant.

**Example of the influence of tectonics on the migration of the valleys, to note the brutal change of the direction of the flow in contact with wrench fault.**

MISE EN ÉVIDENCE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES SUR LA PENTE CONTINENTALE DE LA MARGE DU DAHRA OCCIDENTAL (TÉNÈS - CAP IVI)

Les canyons de Kramis et de Khadra, qui se localisent dans la partie occidentale, se singularisent par le fait qu'ils se rejoignent en une même vallée moyenne. D'autre part, le canyon de Kramis est le seul canyon de la région à présenter un changement d'orientation de grande envergure. Son profil longitudinal se subdivise en deux tronçons, avec un segment amont (du rebord continental à une profondeur de 1600 m) orienté NNW-SSE et un tronçon aval E-W. La zone d'inflexion, correspondant au grand changement de direction du canyon du Kramis est caractérisée par un abrupt et se situe dans le prolongement d'un grand linéament orienté E-W.

L'analyse morphologique des canyons de la marge du Dahra occidental fait apparaître une certaine originalité dans leurs formes. Comme signalé plus haut, le réseau hydrographique actuel du Dahra occidental ne comporte aucun oued

important susceptible de provoquer le creusement de canyons aussi profonds que ceux que nous avons décrits, l'embouchure du Cheliff étant située plus à l'ouest. Par comparaison, Les canyons de la Méditerranée nord occidentale (canyon du Var, canyon du Rhône,) sont d'origine fluviale, caractérisés par des profils en travers qui diminuent de l'amont vers l'aval (Bellaïche, 1973; Bellaïche et al, 1984; Coutellier, 1984) alors que sur la marge du Dahra occidental, les vallées des canyons tendent au contraire, à s'évaser de l'amont vers l'aval.

La genèse des canyons de la marge du Dahra est à priori non fluviale, leur origine est à chercher dans un contexte structural et gravitaire. L'esquisse structurale (fig. 5) établie sur la base de la cartographie des linéaments (analyse morphologique de surface) et des accidents tectoniques (profils sismiques) (fig. 6), montre les rela-

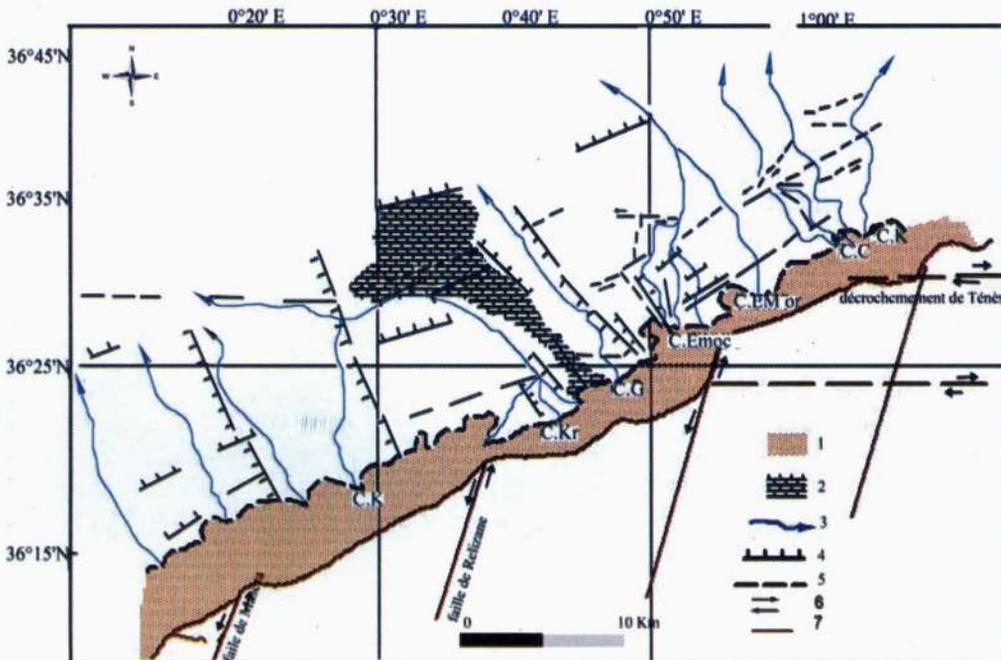


Fig. 5 - Esquisse structurale de la marge sous marine du Dahra occidental.

**Structural sketch of the submarine margin of Western Dahra.**

- (1) plateforme continentale (*continental platform*); (2) éperon de Megraoua (*spur of Megraoua*); (3) vallées des canyons (*valleys of the canyons*); (4) failles mises en évidence par la sismique (*faults highlighted by the seismic*); (5) linéaments morphologiques (*morphological lineaments*); (6) cinématiques des failles (*kinematics of the faults*); (7) failles observées sur le continent (*Faults observed on the continent*).

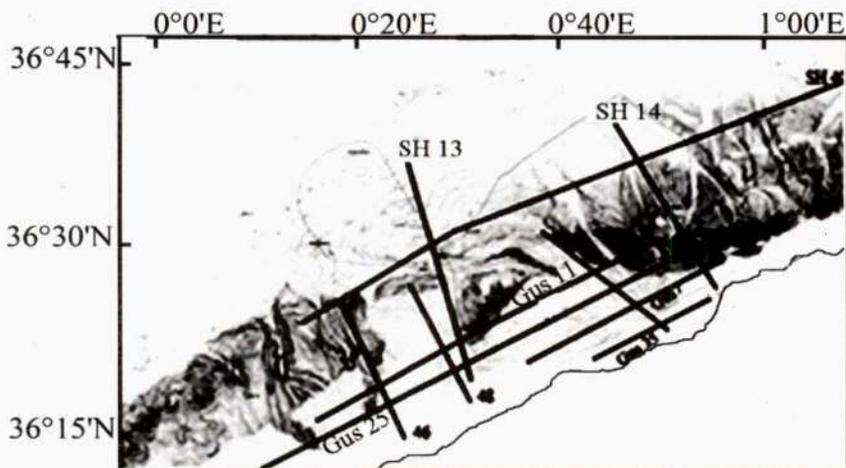


Fig. 6a - Plan de position des profils sismiques.

*Map of position of seismic lines.*

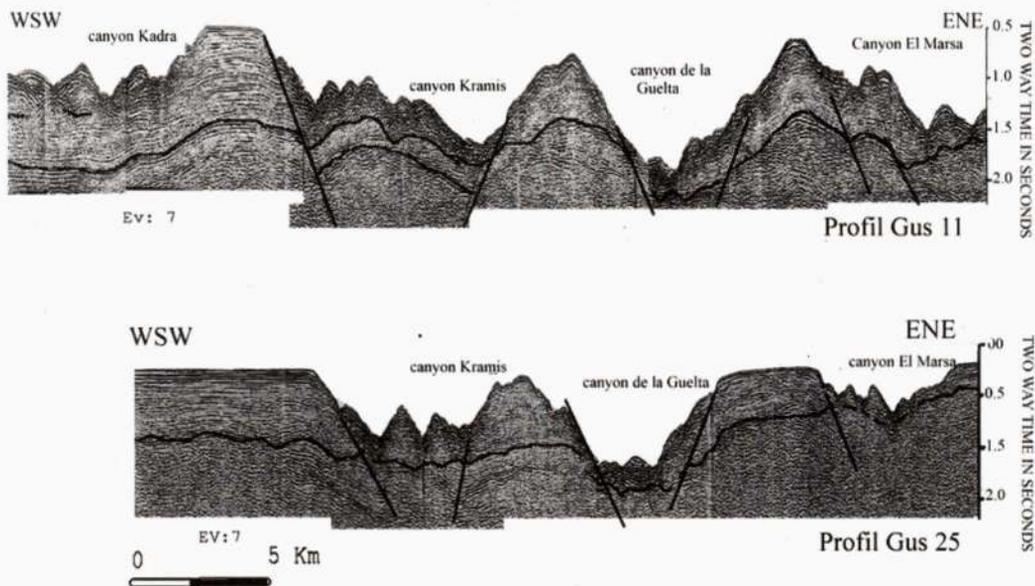
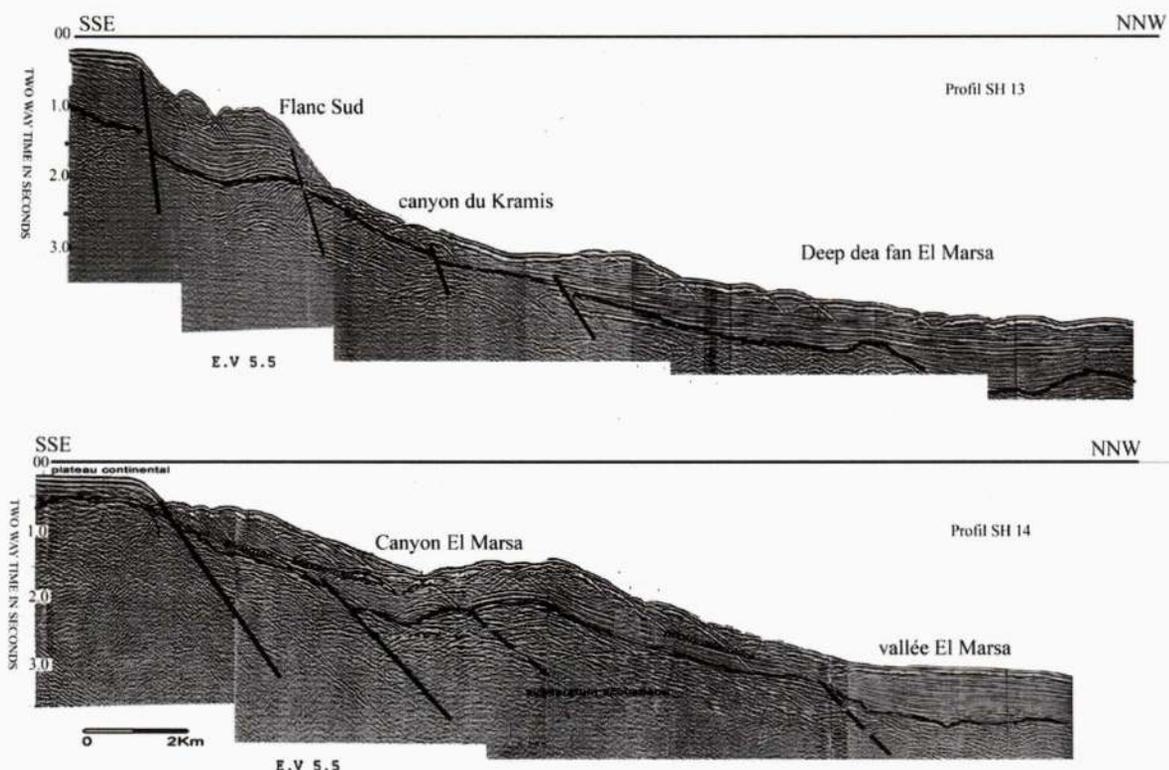


Fig. 6b - Profils sismiques multi trace (Gus 11, 25) parallèles à la marge, montrant les accidents tectoniques encadrant les canyons sous marins.

*Multichannel seismic lines (Gus 11, 25) parallel with the margin, showing the tectonic faults framing the submarine canyons.*

MISE EN ÉVIDENCE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES SUR LA PENTE CONTINENTALE DE LA MARGE DU DAHRA OCCIDENTAL (TÉNÈS - CAP IVI)



**Fig. 6c** - Profils sismiques multi trace transversaux à la marge, mettant en évidence les accidents délimitant les effondrements.

***multichannel seismic profiles transversal with the margin, highlighting the accidents delimiting collapses.***

tions qui pourraient exister entre le tracé des canyons et la tectonique. On y observe une marge affectée par deux directions de faisceaux d'accidents : une direction NW-SE à composante verticale encadrant les canyons et les vallées et une direction ENE- WSW caractérisée par deux cinématiques. La première, à composante verticale se traduisant sur la morphologie par des ruptures de pente importantes qui rendent compte d'une morpho structure en marches d'escalier; la seconde qui est à composante horizontale, traduit un décrochement, responsable des différents changements de direction des canyons et de certaines ravines.

Dans un cadre régional, les différentes directions d'accidents observées sur la marge ne

peuvent être que des prolongements d'accidents existant à terre, plus particulièrement pour les directions NNW-SSE qui affectent la marge du Dahra. Les directions NNE-SSW apparaissent plus à l'est dans la région de Cherchell-Gouraya, région appartenant au tronçon de marge passive en compression (Domzig et al., 2006).

Ces directions de failles ont été mises en évidence par de nombreux auteurs (Thomas, 1975 et 1985; Meghraoui, 1996; Boudiaf, 1996). Selon Thomas (1975 et 1985); au cours du Plio-Quaternaire, les failles de la marge nord occidentale, considérées comme conjuguées, sont réactivées avec une cinématique en décrochement senestre pour la direction NNE-SSW et en décrochement dextre pour les directions

NNW-SSE. C'est au cours de cette réactivation en compression sub-méridienne que les canyons auraient été déviés.

Les canyons de la marge du Dahra occidental n'ont pas une origine strictement tectonique; Les failles aveugles normales (messiniennes ?), d'orientation NNW-SSE, qui affectent le socle acoustique, contrôlèrent pour partie leurs initiations et installations, ceci par la mise en place de zones effondrées, favorables aux écoulements gravitaires.

Le modèle que nous proposons pour expliquer la genèse et l'évolution des canyons est hybride (tectonique/gravitaire). Il s'inspire du modèle de Pratson et Coakley (1996). Le modèle tectono-gravitaire (fig. 7), se traduit par une évolution aval-amont, qui consiste en l'installation de glissements régressifs (ou rétrogressifs) à la faveur des zones affectées par la réactivation des accidents (zones à forte déstabilisation), et par l'accentuation de la pente générale de la marge, à cause des mouvements verticaux de surrection des reliefs (surrection du Dahra au cours du Quaternaire). A ce contexte tectonique, s'associent les variations glacio-eustatiques quaternaires.

Ces glissements régressifs vont créer à contre-pente (vers l'amont), des incisions qui peuvent remonter très haut sur la pente, où à la faveur des variations glacio-eustatiques, elles se connecteraient à des sources sédimentaires situées très haut sur la pente, voire sur le rebord de la plateforme continentale. Les courants de turbidité deviendraient alors le processus majeur de creusement des canyons.

Ces phénomènes de glissements régressifs peuvent être également accentués par la tectonique salifère qui contribue à créer en pied de pente, de nouveaux espaces disponibles par le fluage du sel vers le large, au fur et à mesure de l'accumulation des dépôts gravitaires.

D'autre part, les séismes ont souvent été évoqués comme initiateurs de glissements en masse, la marge occidentale algérienne étant caractérisée par une forte sismicité à hypocentres de faible profondeur (Yelles et *al.*, 1999) et plus particulièrement, la zone du Dahra. En effet, de nombreux courants de turbidité ont emprunté les canyons de la Guelta et de Khadra lors des séismes de 1954 et 1980 (El Robrini et *al.*, 1986).

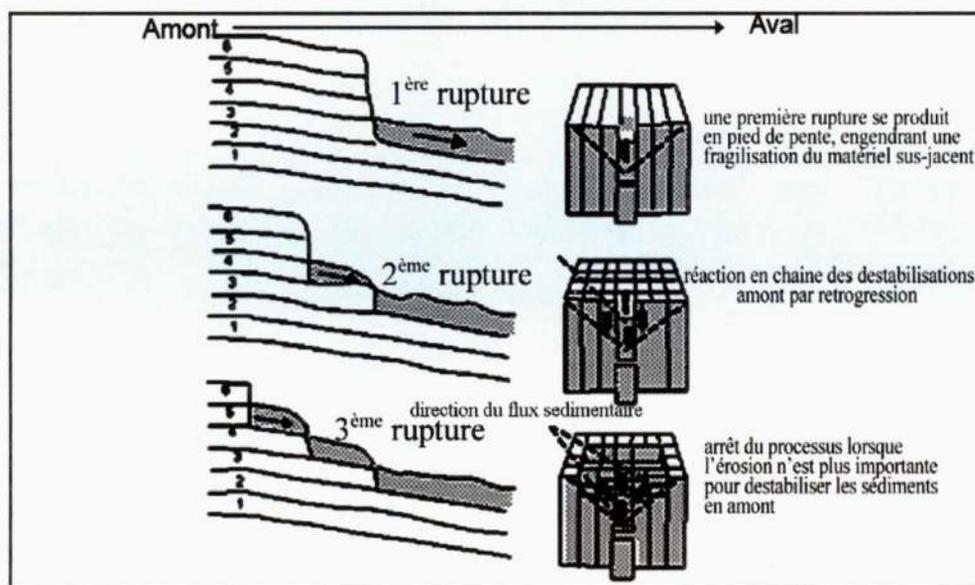


Fig. 7 - Principe du modèle d'évolution des ravines par érosion régressive

*Model of the gullies evolution by retrogressive erosion.*

MISE EN ÉVIDENCE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES SUR LA PENTE CONTINENTALE DE LA MARGE DU DAHRA OCCIDENTAL (TÉNÈS - CAP IVI)

L'influence des séismes sur les sédiments de la couverture se traduirait par un changement brutal de rhéologie (phénomène de liquéfaction instantanée, compaction différentielle,...). Ce changement d'état favorise et déclenche les mouvements gravitaires.

L'autre argument en faveur de l'hypothèse gravitaire consiste en la présence de vallées n'entaillant pas le rebord continental. Ces vallées ne portent pas encore de nom car elles sont tout à fait atypiques. Plutôt que de véritables canyons, il s'agirait de vallées pouvant évoluer en cirques d'érosion complexes, comme les vallées situées entre les canyons d'El-Marsa et de la Guelta, ou encore celles situées au droit du cap Ivi. Les vallées situées à l'ouest du canyon d'El Marsa s'étendent sur une longueur de 11 km, prenant naissance à une profondeur de l'ordre de 1400m; leurs largeurs également importantes, varient de l'amont vers l'aval de 1000m à plus de

3500m; leur profil longitudinal de forme nettement convexe ne laisse aucun doute quant à leur origine gravitaire. En outre, les ressauts morphologiques et escarpements qui affectent les parois des ravines et vallées correspondent à des loupes de glissements, qui participent à leurs élargissements.

L'analyse détaillée des ravines du talus de la marge du Dahra met en évidence différentes générations de ravines : d'un état embryonnaire (primaire), où les ravines sont de petites tailles et très faiblement creusées (quelques centaines de mètres) (fig. 8a), à un état intermédiaire (fig. 8b), où les ravines sont de plus en plus longues (échelle kilométrique) et de morphologies plus complexes. Le dernier stade, représente la phase de maturité (fig. 8c), les proportions des structures sont telles, qu'elles prennent l'aspect de véritables vallées à fond plat.

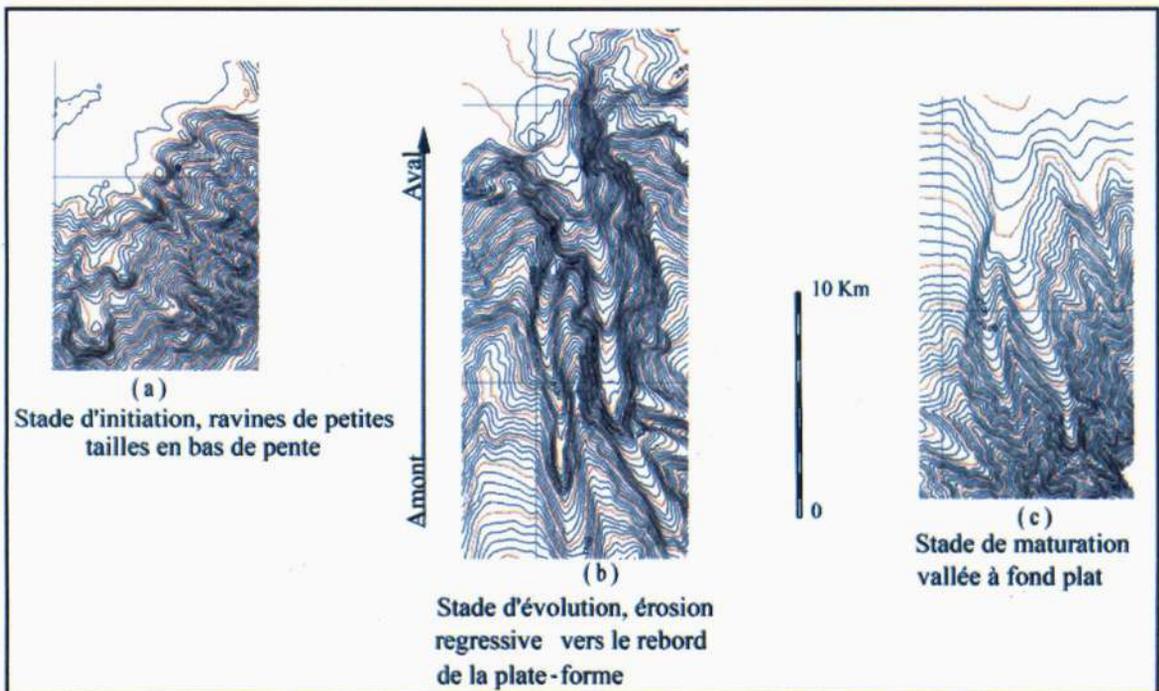
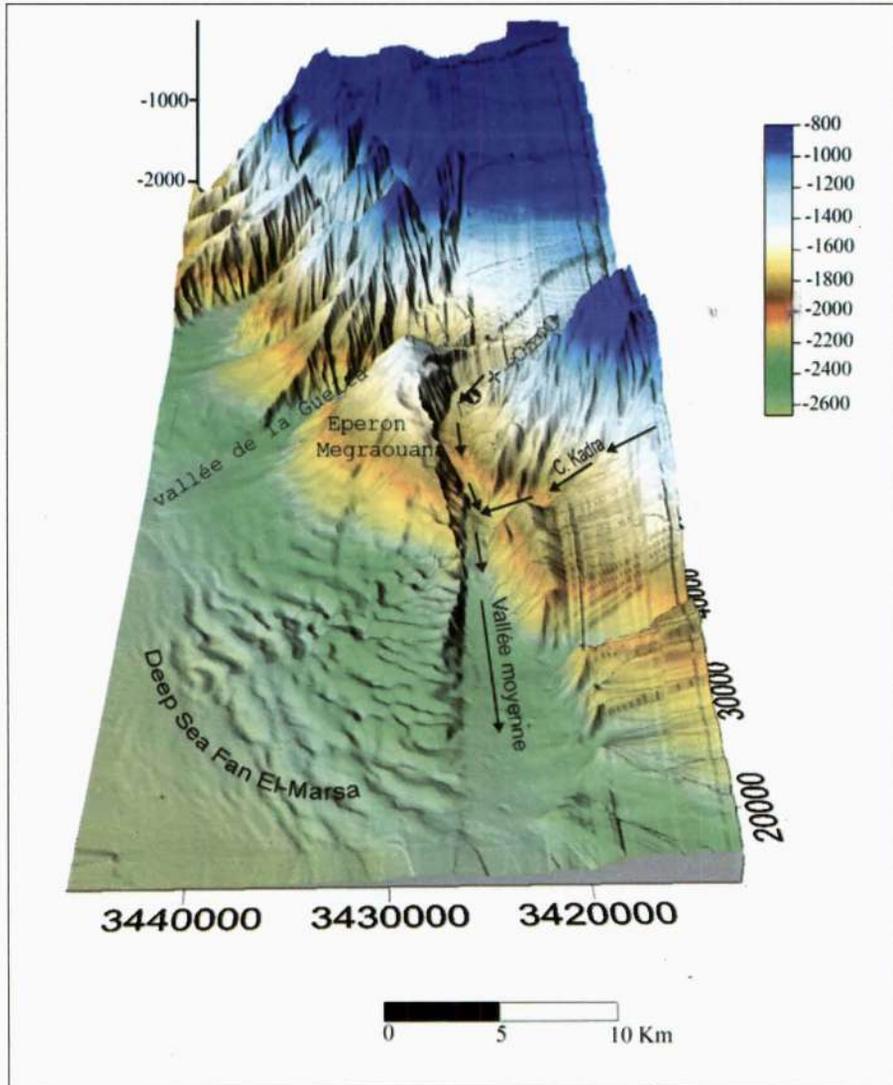


Fig. 8 - Formation des canyons; évolution du stade de ravine au stade de vallée à fond plat.  
*Formation of the canyon; evolution of the stage of gully at the flat-bottomed stage.*



**Fig. 9** - Vue d'ensemble du système chenal – levée de l'éventail profond d'El Marsa; schéma établi à partir du MNT 50 mètres.

*Overall picture of the system channel – fan of the deep sea fan of El Marsa; (drawn up from the MNT 50 meters).*

### 3. DOMAINE DU GLACIS CONTINENTAL

Le pied de la marge continentale du Dahra occidental est caractérisé par une sédimentation plio-quaternaire de plus de 1500 m. (Stanley, 1977; Mauffret *et al.*, 1987).

Classiquement, les systèmes turbiditiques profonds donnent naissance à deux types d'accumu-

lations, des éventails profonds et des rides sédimentaires (Normack, 1980). D'origine turbiditique, ces corps sédimentaires diffèrent par leurs morphologies : globalement symétriques par rapport à un chenal axial dans le premier cas, très asymétriques avec hypertrophie d'une levée dans le second cas. L'insertion de l'édifice sédimentaire de la marge du Dahra dans cette nomenclature n'est pas aisée en raison de certaines parti-

MISE EN ÉVIDENCE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES SUR LA PENTE CONTINENTALE DE LA MARGE DU DAHRA OCCIDENTAL (TÉNÈS - CAP IVI)

cularités. En effet, il est formé, d'une part d'une seule levée droite (en regardant vers l'aval) par rapport à une vallée moyenne qui résulte de la confluence du canyon de Kramis et du canyon de la Khadra (fig. 8), et d'autre part, sa petite superficie lui confère un caractère très modeste par rapport aux grands édifices sédimentaires profonds connus dans le monde, avec l'éventail Amazone 330000 km<sup>2</sup>, éventail du Zaïre 30000 km<sup>2</sup> (Babonneau et al., 2002), système turbiditique du Var 6200 km<sup>2</sup> (Savoie et al., 1993).

La morphologie de l'édifice profond d'El Marsa montre qu'il est formé d'ondulations de différentes tailles, appelées *sédiment waves* ou dunes sous marines (fig. 9).

#### a- Description morphologique du champ de dunes.

Le champ de dunes se développe sur le flanc externe de «l'éperon» de Megraouana entre 2240 m et 2600 m de profondeur. Le champ de dunes actuel couvre une superficie de 335 km<sup>2</sup>.

avec une pente moyenne de 2 à 3%. Il forme un large triangle au nord de la vallée moyenne, avec une extension maximale vers le nord ouest de 22 km, et de 10 km dans sa partie sud est.

Les amplitudes varient de moins de 20 m à plus de 110 m. Leurs longueurs d'onde varient également de 700 à 2500 m.

A l'échelle du champ de dunes, les crêtes sont sub-parallèles et présentent une orientation plus ou moins oblique à l'orientation de la vallée (fig. 10); l'observation détaillée des orientations met en évidence une organisation plus complexe. Les crêtes des dunes passent ainsi d'une orientation N 40° à N 50° dans la partie sud-ouest du champ, à des orientations N 80° à N 90° dans la partie nord est. Les dunes continues ont des longueurs pouvant atteindre les 11000 m, alors que les plus petites ont des extensions de l'ordre de 700 m. Globalement, les dunes sont de deux types : symétriques et asymétriques.

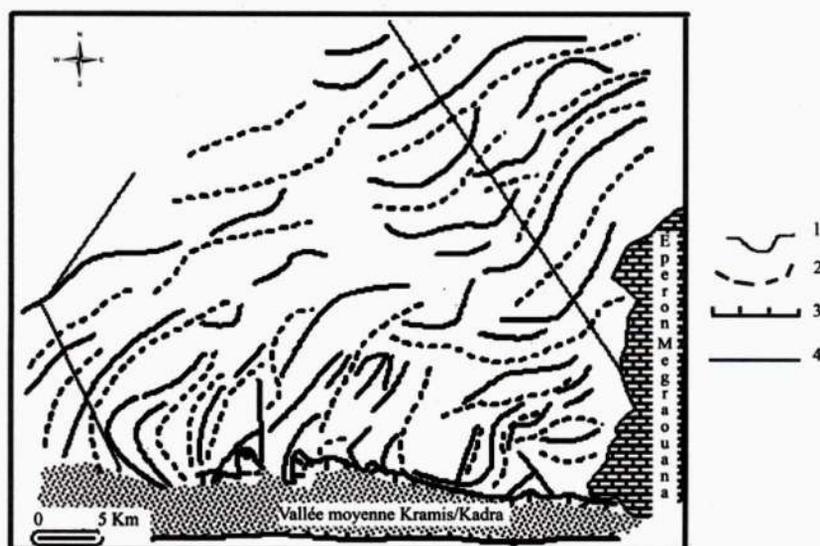


Fig. 10 - Distribution des dunes de l'éventail d'El Marsa.

#### Distribution of the dunes of the range of El Marsa.

(1) crêtes (*peaks*); (2) creux (*hollow*); (3) abrupt délimitant le deep sea fan de la vallée moyenne (*escarpment delimiting the DSF of the average valley*); (4) profils sonar et sismique (Chirp) (*sonar and seismic lines (Chirp)*).

Les dunes symétriques, présentent des structures internes bien litées, avec des réflecteurs continus, parallèles et de moyenne amplitude, qui peuvent être corrélés entre les deux flancs d'une même dune.

Les dunes asymétriques sont classiques avec un flanc amont (face au courant) court et abrupt (pente  $10^\circ$  à  $12^\circ$ ) et un flanc aval à pente faible (inférieure à  $2^\circ$ ). Dans ce type de configuration, les structures internes montrent des réflecteurs continus et parallèles sur les flancs amont, et discontinus se biseautant rapidement, sur les flancs aval. (fig. 11a).

Le second groupe de dunes asymétriques, montre des formes inverses, avec un flanc court et abrupt (à contre courant) et un flanc à pente faible (face au courant). Leur structure interne est identique au premier groupe.

Dans les deux types de formes transversales, aucune distribution particulière ne semble se dessiner, des dunes de différents types pouvant se localiser dans une même zone et parfois même se trouver dans une position successive (fig. 11b). Néanmoins, de part leurs formes longitudinales, leurs orientations et l'orientation des concavités, trois zones s'individualisent : une zone orientale où les dunes sont très bien marquées avec des amplitudes variant de 80 à 110m, une zone centrale où les dunes sont ennoyées (amplitude inférieure à 20 m) et une zone occidentale qui se caractérise par des formes intermédiaires (amplitudes très variables de 20 à 80 m).

#### **b- Evolution des dunes dans l'espace et dans le temps.**

Le champ de dunes qui est constitué de trois zones (fig. 12), nous renseigne sur la complexité de l'évolution des dunes dans le temps et l'espace. Le modèle que nous proposons révèle au moins deux générations de dunes.

Les dunes de la zone occidentale (zone a) sont le résultat des débordements successifs de courants de turbidité chenalisés dans la vallée moyenne. La prédominance de rides de type asymétrique inverse semble indiquer une formation par aggradation de l'aval vers l'amont. Néanmoins, leurs formes convexes vers l'aval indiquent une évolution progradante de l'amont vers l'aval. Ce caractère antagoniste est lié à la présence de la conjugaison de deux phénomènes. Initialement, des dunes symétriques se forment, puis, le colmatage des sillons inter dunaires engendre une sédimentation préférentielle sur les flancs amont, ce qui entraîne une forte diminution de la pente et attribuera un nouvel aspect à la dune qui ne reflète pas sa réelle dynamique de formation.

La configuration particulière de la vallée moyenne contribue à la modification des dunes. En effet, la vallée moyenne du canyon Kramis/Khadra est bordée au sud par une véritable «muraille» correspondant à un segment de talus. Cette morphologie à forte pente constitue un réflecteur sur les débordements des courants de turbidités, créant ainsi des phénomènes de réflexion.

Selon Kneller (1991), l'impact d'une topographie sur un écoulement gravitaire se traduit par la création d'ondes internes transverses à la direction de l'écoulement. En outre, Cronin (1995) montre que le passage brutal, d'une vallée étroite à une vallée relativement ouverte, entraîne des déviations pouvant atteindre  $60^\circ$  à  $90^\circ$ . Les débordements induits par la réflexion du courant de turbidité, en déphasage avec le courant de débordement droit, traduisent une sédimentation relativement importante dans les sillons interdunaires, d'où la morphologie d'asymétrie inverse.

La zone orientale (zone c) est caractérisée par des dunes symétriques et asymétriques nettement plus marquées dans la morphologie, ce qui se traduit par des amplitudes plus importantes

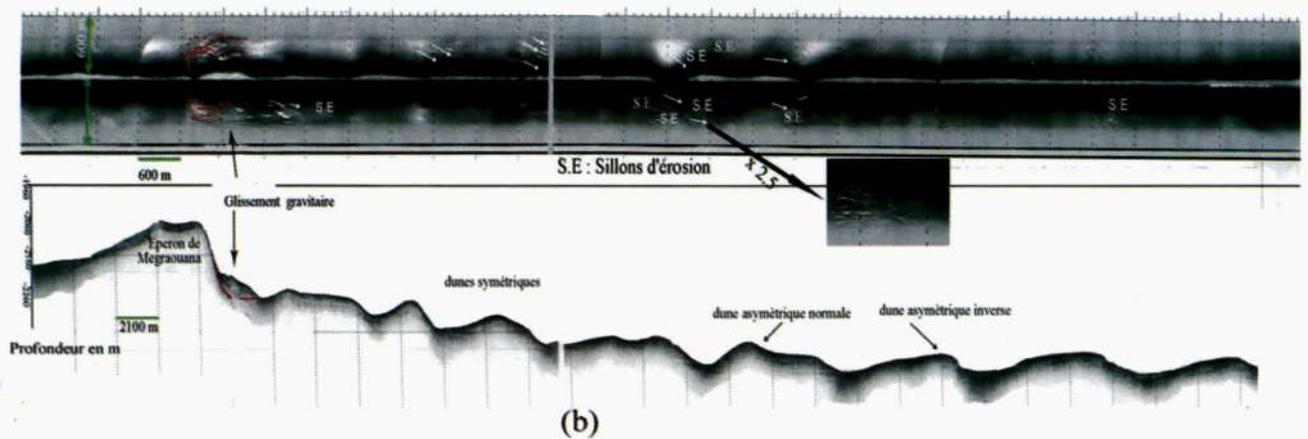
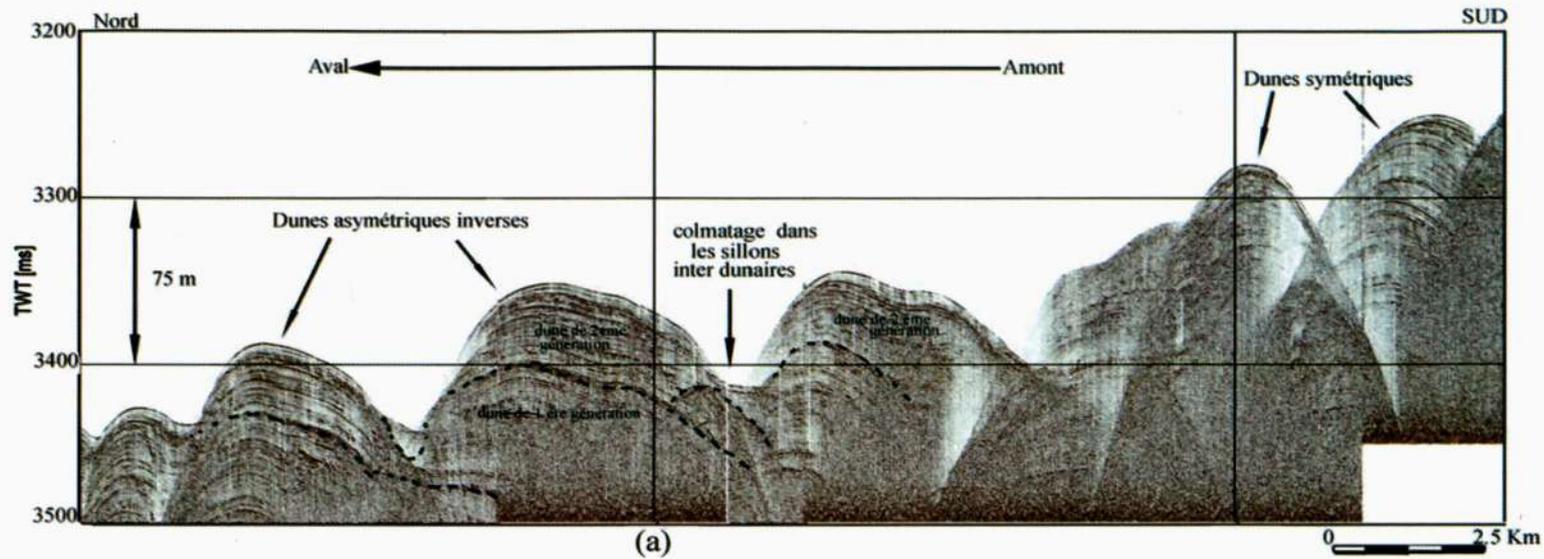


Fig. 11 - Structures et formes des dunes  
*Structures and the forms of the dunes.*

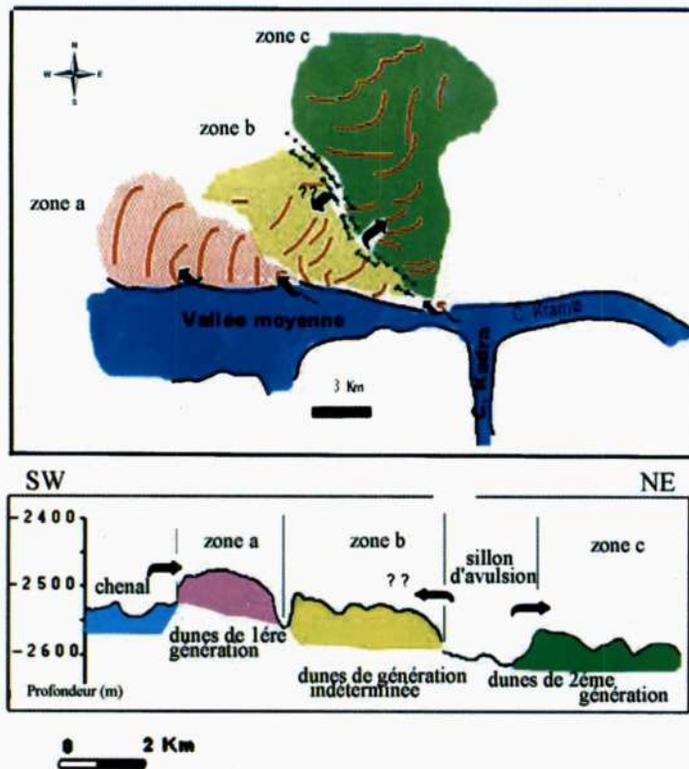


Fig. 12 - Evolution dans le temps du champ de dunes.

*Evolution in the time of the field of dunes.*

(a) distribution spatiale des différentes générations de dunes (*Spatial distribution of the various generations of dunes*); (b) coupe morphologique en travers du champ de dunes, mettant en évidence leurs positions décalées (*Morphological cross section through the dunes field, highlighting their shifted positions*).

(80 à 100m). Leurs structures internes sont identiques à celles des dunes de la zone occidentale, leur situation distale par rapport au chenal de la vallée moyenne entre 5000 et 15000 m, leur morphologie bien marquée et leurs positions altimétriques basses (fig. 11) par rapport au champ de dunes de la zone occidentale, font que la formation de ce champ de dunes ne peut être liée directement au chenal actuel de la vallée moyenne. Nous attribuons alors la genèse de cette partie du champ de dunes à des phénomènes de débordements induits par des courants de turbidité qui auraient eu lieu dans une zone d'avulsion. Ce phénomène d'avulsion est caractéristique des chenaux peu stables dans le temps. Il correspond à des processus de migrations brutales des chenaux qui peuvent se localiser à différents niveaux. Dans ce cas, une brèche s'ouvre dans la levée et les écoulements gravitaires empruntent cette ouverture pour créer un nouveau système. La brèche d'avulsion est responsable de la migration du chenal semble être la conséquence de l'activité d'un accident NW-SE dont le prolongement est dans le canyon de Khadra.

Les dunes de la région orientale sont donc le résultat d'un changement de direction des courants de turbidité qui, par débordement donnent naissance à un nouveau système. Ce nouvel édifice, peut être formé par deux levées. Une levée droite bien visible et une levée gauche qui serait envoyée avec le champ de dunes de la région occidentale.

MISE EN ÉVIDENCE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES SUR LA PENTE CONTINENTALE DE LA MARGE DU DAHRA OCCIDENTAL (TÉNÈS - CAP IVI)

La zone b qui se situe entre les deux autres zones correspond à un espace commun aux deux générations de dunes. Elle est caractérisée par des dunes très estompées (amplitude inférieure à 15m).

### DISCUSSION ET CONCLUSION.

Les données (sea beam, sismique et sar) récoltées au cours de la mission Maradja, nous ont permis de mettre en évidence les relations étroites qui existent entre la tectonique/néotectonique, l'origine des canyons et les phénomènes de déstabilisation gravitaire.

L'étude de la morphologie sous marine de la marge du Dahra occidental a permis de mettre en évidence des formes originales et variées. En effet, les canyons sous-marins qui entaillent profondément le talus de la marge du Dahra occidental ne peuvent être entièrement reliés au réseau hydrographique actuel.

La genèse et l'évolution des canyons de la marge sont liées à un contexte tectono-gravitaire; leur origine est mixte. Une origine amont aval semble s'associer à des canyons d'origine fluviale. Cette hypothèse est émise par le fait de la présence de paléo-vallées pliocènes sur la plate-forme continentale. Ces vallées fossiles se situent entre le cap Kramis et El Marsa, et sont dans le prolongement des canyons d'El Marsa, de la Guelta et du canyon Kramis. Toutefois, ces paléo-vallées se rattachent plutôt au canyon d'El Marsa, qui présente une morphologie particulière (traces de migration du talweg) par rapport aux autres canyons de la région. Ceci viendrait confirmer l'hypothèse émise par Perrodon (1957) qui mentionne une liaison entre le bassin évaporitique du Chélif au sud et le bassin offshore au nord.

La seconde origine qui est la plus représentative et la mieux marquée, est une origine tectono-sédimentaire. C'est une évolution aval-amont

mixte. Elle se traduit par l'installation de glissements régressifs ou rétrogressifs à la faveur des zones affectées par des accidents tectoniques. Les arguments en faveur de cette explication résident dans le fait que la majorité des canyons sont encadrés par des failles normales aveugles d'âge probablement messinien. Ainsi, la morphologie du talus de la marge du Dahra occidental est donc liée à l'héritage structural messinien, avec, au cours de la phase compressive quaternaire, des modifications localisées. Au cours de cette phase compressive, les failles normales jouent en décrochement dextre, donnant ainsi naissance aux pseudo-méandres.

L'évolution par érosion régressive, débute en bas de pente par la formation de glissements, initiés probablement par le fluage du sel messinien. Par la suite les variations glacio-eustatiques plio-quaternaires, vont faire évoluer vers l'amont les glissements en ravines, jusqu'à se connecter à une source sédimentaire où les courants de turbidité deviennent alors le processus majeur de creusement et d'entretien des vallées.

Le contexte gravitaires de la région du Dahra occidental est d'autant plus important, de part la forte sismicité qu'affecte la région (Chlef-Ténès). Les glissements et courants de turbidité sont essentiellement déclenchés par les séismes récurrents.

L'originalité de la marge du Dahra occidental est la présence de l'éventail profond. Très atypique, celui-ci est de type *sediment waves*. Sa formation est liée aux débordements des courants de turbidité. Sa genèse est relativement complexe car le champ de dunes est formé par au moins deux générations de dunes. Les caractéristiques morphologiques et structurales des dunes font apparaître deux épisodes bien distincts. Le premier correspond à la construction de dunes par débordement du chenal de la vallée moyenne Khadra/Kramis, le second épisode se caractérise par la mise en place de dunes plus

distales par rapport au chenal principal. L'éloignement de ce champ de dunes par rapport au chenal initial nous laisse penser que cette génération de dunes est le résultat de la migration (phénomène d'avulsionnement) vers l'est du chenal de débordement. L'éventail profond d'El Marsa se développe à la croisée de deux accidents tectoniques (NE-SW et E-W), et l'ouverture de la brèche (avulsion) ayant entraîné la migration du chenal de débordement est à rattacher à l'accident NE- SW.

### BIBLIOGRAPHIE

- ALOISI, J.C, MONACO, A., THOMMERET, J ET THOMMERET, Y. 1975.** Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du golfe du lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radio-métriques. *Revue. Géographie Physique. Géologie. Dynamique*. 17. p. 13-22.
- ATROUNE, F. 1992.** Caractères de la sédimentation sur le plateau continental de Mostaganem, golfe d'Arzew. Algérie. Rapport, *Comité International d'Exploration de la Méditerranée (CIESM)*, vol.32, Fasc. 1, Perpignan, France.
- BABONNEAU, N., SAVOYE, B., CREMER, M. AND KLEIN, B. 2002.** Morphology and architecture of resent canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*. 19. p.445-467.
- BELLAICHE, G. 1973.** Morphologie et sédimentologie de la terminaison des canyons sous-marins au large de la région toulonnaise. *Revue I.F.P.* vol. 28, n° 2, pp. 251-258.
- BELLAICHE, G., DROZ, L., COUTELLIER, V., BERTHON J.L., ORSOLONI, P. ET RAVENNE, C. 1984.** Detailed morphology, structure and main grown pattern of Rhone deep sea fan. *Marine Geology*, 5, p. 191-193.
- BLÈS, J.-L. 1971.** Etude tectonique et microtectonique d'un massif autochtone tellien et de sa couverture de nappes : le massif de Blida (Algérie du Nord), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 13(5-6), 498-511.
- BOUDIAF, A., RITZ, J.F. AND PHILIP, H. 1996.** Drainage diversions as evidence of propagating active faults: Example of El-Asnam and Thenia faults, Algeria, *Terra Nova*, 10, p. 236-244.
- BOUILLIN, J.-P. 1986.** Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8(4), 547-558.
- CAULET, G. 1972.** Les sédiments organogènes du pré-continent algérien. *Mémoire du Muséum National d'Histoire naturelle*, nouvelle série, série C, sciences de la terre, XXV, fasc. unique, Paris 288p.
- COUTELLIER, V., BELLAICHE, G., DROZ, L. ET MEAR, Y. 1984.** La pente continentale du golfe du Lion et l'éventail sous marin profond du Rhône : cartographie des faciès acoustiques obtenus par sondage 3.5 KHz. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 299, series II, p.717-720
- CRONIN, B.T. 1995.** Structurally-controlled deep sea channel courses. Examples from the Miocene of southeast Spain and the Alboran Sea, southeast Mediterranean. In: *Characterisation of deep marine clastic systems. (Edited by Hartley, A.J and Prosser, D.J)* 94. *Geological Society of London*. London, 115-135.
- DELTEIL, J. 1975.** Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental : mont de la Mina, Beni Chougrane, Dahra. *Thèse Doctorat d'Etat*. Nice. 294p
- DOMZIG, A., YELLES, K., LE ROY, C., DEVERCHERE, J., BOUILLIN, J.P., BRACÈNE, R., MERCIER LÉPINAY, B., CALAIS, E., KHERROUBI, A., GAULLIER, V., SAVOYE, B. AND PAUC, H. 2006.** Searching for the Africa-Eurasia Miocène boundary offshore western Algeria (« Maradja 03 » cruise) *C.R.Géos.*, 338, 80-91.
- DURAND DELGA, M. 1969.** Mise au point sur la structure Nord-Est de la Berbérie. *Publication des Services de la Carte Géologique. Algérie*. Bul. n°3. pp. 89-131.
- DURAND DELGA, M. ET FONTBOTE, J.M. 1980.** Le cadre structural de la méditerranée occidentale, J. Aubin, J. Debelmas, M. Latreille (EDS), *Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys*. Colloque n° 5, 26<sup>ème</sup> congrès géologique international, Paris, in Mem. BRGM, pp. 67-85.

MISE EN ÉVIDENCE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES SUR LA PENTE CONTINENTALE DE LA MARGE DU DAHRA OCCIDENTAL (TÉNÈS - CAP IVI)

- EL ROBRINI, M. 1986.** Evolution morpho structurale de la marge algérienne. Influence de la néotectonique et de la sédimentation. *Thèse d'état*. Paris. VI. 164p.
- GOURINARD, Y. 1952.** Le littoral oranais (mouvements verticaux et anomalies gravimétriques). *Monographie regional, XIX Cong. Geol. Inter., Alger* (1), 22. 63 p
- KNELLER, B.C, BENET, S.J, MC CAFFET, WD. AND MOORE, RM. 1991.** Oblique reflection of turbidity currents. *Geology*. 19. pp. 250-252.
- LECLAIRE, L. 1972.** La sédimentation Holocène sur le bassin algéro-baléares (pré continent. Algérie). *Thèse d'Etat. Fac. Des Sci. Paris*. pp. 382.
- MAUFFRET, A., EL-ROBRINI. M. ET GENNESSEUX, M. 1987.** Indice de la compression récente en mer méditerranée : un bassin losangique sur la marge nord-algérienne, *Bull. Soc. géol. France* 8 (6) 1195-1206
- MEGHRAOUI, M., MOREL, J.L., ANDRIEUX, J. ET DAHMANI, M. 1996.** Tectonique plio-quadernaire de la chaîne tello rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167(1), p.141-157
- MOULFI, A. 1995.** Les mécanismes de la sédimentation et propriétés géotechniques des dépôts récents de la partie occidentale de la baie de Bou- Ismail (ouest algérois). *Thèse de Magister, FSTGAT/ USTHB, Alger*, 188p.
- NORMACK, W.R. 1980.** Modern and ancient submarine fans: Steeply, *A.A.P.G. bull.*, v.64. p. 1108-1112.
- PERRODON, A. 1957.** Etude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale : Essai d'interprétation paléogéographique. *Thèse d'Université. Nancy*. pp. 340.
- PRATSON, L.F. AND COAKLEY, B.J. 1996.** A model for the head ward erosion of submarine canyons induced by down slope eroding sediment flows: *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 225-234.
- RAOULT, J.F. 1974.** Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord constantinois Algérie). *Mémoire de la Société de Géologie de France*. N, S, L. III, n° 121. p. 163.
- ROSFELDER, A. 1954.** Note de présentation. *Bulletin des Services de la carte géologique*. Algérie, Alger, Travaux des coll., n° 5, 57-106
- SAVOYE, B., PIPER, D.W. AND DROZ, L. 1993.** Pliocene evolution of the Var deep-sea -fan off the French Riviera; *Marine and Petroleum Geology*, v. 10, 550-571
- STANLEY, D. J. 1977.** in Structural History of the Mediterranean Basins (eds Biju-Duval, B. and Montadert, L.) (*Editions Technip, Paris, 1977*).
- THOMAS, G. 1975.** Mise en évidence de décrochement dextre Est-Ouest d'âge Quaternaire en Algérie Nord occidentale. *C.R Acad. Sc. Paris*, t, 283, 893-896.
- THOMAS, G. 1985.** Géodynamique d'un bassin intra montagneux : le bassin du bas Cheliff occidental durant le Plio-Quaternaire. *Thèse Doctorat. Univ de PAU*. 594p.
- VANNEY, J.R. AND STANLEY, D.J. 1983.** Shelf breaks physiographic: an overview. In: D.J. Stanley and G.T. Moore (Editors), the shelf break: critical interface on continental margins. *SEPM Spécial Publication*, N° 33, Tulsa, pp. 1-24.
- VILA, J.M. 1980.** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisien. *Thèse. Sciences. 3 Vol. Université. Paris*. 663, pp957).
- WILDI, W. 1983.** La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie); structure stratigraphique et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Geo. Syn. Geol. phys.*, 24, 3. pp. 201-297.
- YELLES, K., DERDER, M., DJELLIT, H., ABTOUT, A. AND BOUDIAF, A. 1999.** Seismicity of Algerian margin: origin and consequences. Proceeding of the 1<sup>st</sup> International Symposium on Geophysics, Tanta, Egypt, p. 245-252.