

# Chapitre 2

## CADRE STRUCTURAL DU LITTORAL ORANAIS

## 2.1. Géologie régionale

### 2.1.1. Structure régionale en domaine terrestre

#### 2.1.1.1. Cadre géologique général du littoral oranais

La zone d'étude (la frange maritime d'Oran), rattachée sur le plan géographique au littoral oranais, est liée à des bassins sédimentaires dont l'histoire géologique s'inscrit dans le processus de la géodynamique globale de la tectonique des plaques.

En effet, l'histoire du bassin Nord-Algérien est étroitement liée à celle de la chaîne des Maghrébides. D'après les différentes reconstitutions faites à partir d'anomalies magnétiques de l'Atlantique, la chaîne des Maghrébides s'est formée sur l'emplacement d'un ancien bassin téthysien, le bassin Maghrébin, qui sépare l'Europe de l'Afrique à partir du Jurassique. Elle s'étend du détroit de Gibraltar à la Tunisie, mais se poursuit en Sicile et en Calabre où elle se relie à la chaîne des Apennins qui frange la mer tyrrhénienne.

Les études géologiques à terre ont permis de caractériser la chaîne des Maghrébides et d'y reconnaître trois grands domaines (Wildi, 1983) (fig. 32) :

**- Les zones externes de la chaîne (zones telliennes) :**

Ces zones sont caractérisées par la présence de séries du Crétacé et du Paléogène à dominance marneuse, en plusieurs endroits décollées de leur substratum jurassique. Ces séries découpées et empilées les unes sur les autres caractérisent les nappes telliennes.

**- Les nappes de flysch :**

Ces nappes chevauchent les séries de nappes telliennes.

**- Les zones internes :**

Ces zones qui chevauchent à leur tour les nappes de flysch, sont constituées par deux ensembles antérieurs au Miocène : (a) les massifs hercyniens et (b) les écaillés de terrains sédimentaires d'âge allant du Trias à l'Eocène.

Situé, donc, dans le domaine septentrional de l'Algérie alpine, le littoral oranais se retrouve localisé non seulement dans les zones externes du domaine tellien de la chaîne alpine mais également dans la partie nord occidentale du bassin néogène du Bas Cheliff. Cette situation a permis aux géologues de différencier le littoral oranais par les unités suivantes :

- Un sillon littoral septentrional, étroit, disloqué par les effondrements quaternaires (graben de Mers El Kebir) et prolongé vers l'Est par les plateaux de Mostaganem.
- Un massif (le Murdjadjo) qui domine à l'Ouest la ville d'Oran très tectonisé, fracturé, érodé, métamorphisé et à schistosité. A l'Est, les monts d'Arzew.
- Un sillon méridional, occupé essentiellement par la grande Sebkhah d'Oran, prolongement du vaste synclinal du Cheliff où des forages pétroliers ont mis en évidence la présence d'un Néogène dont l'épaisseur dépasse les 3000 m (Perrodon, 1957).

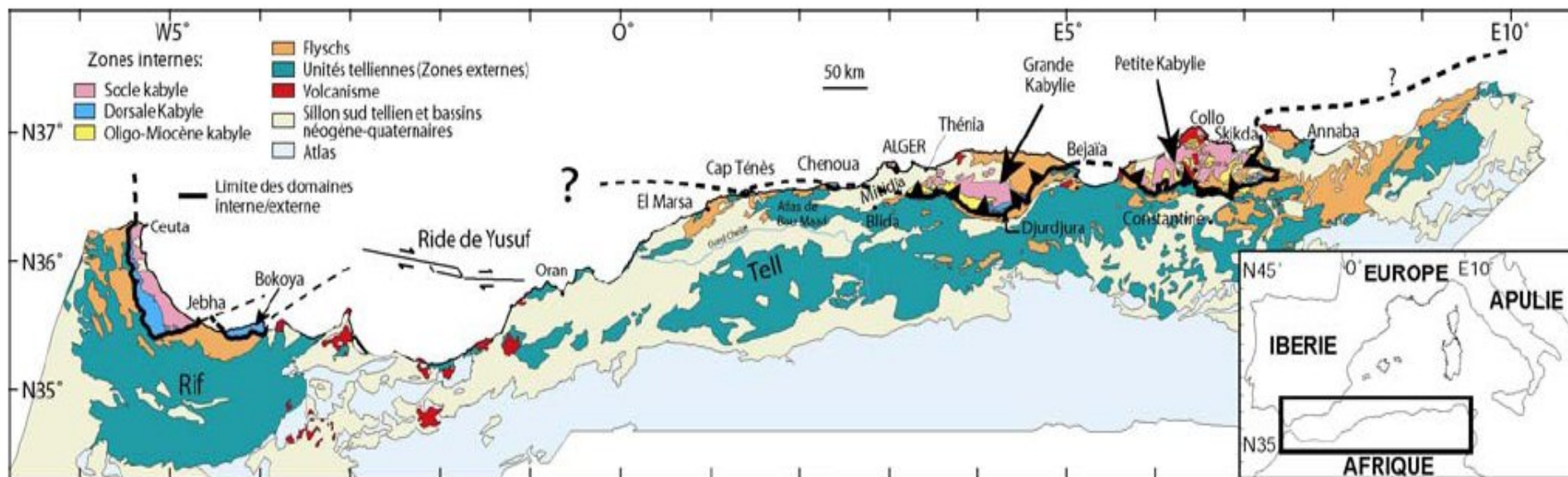


Fig.32 : Carte géologique du nord de l'Afrique montrant les différentes unités géologiques (Wildi, 1983 ; Domzig *et al.*, 2006 ).

On constate, par conséquent, que le Tell septentrional, constitué par les massifs littoraux (Murdjadjo, Khar, Andalouses,...), ainsi que le plateau d'Oran, séparent la dépression de la Sebka d'Oran de la Mer Méditerranée. La morphologie à orientation SW – NE de l'ensemble tellien résulte d'une phase tectonique importante qui s'est déroulée au milieu du Crétacé. Cette phase a été suivie de deux autres phases alpines : au début du Cénozoïque puis au début du Miocène (Thomas, 1979; 1985).

Ces différents épisodes sont souvent désignés sous le terme de nappe (car ils ont généré dans certains endroits des nappes de charriages). Cette appellation permet de distinguer les terrains qui étaient en place avant ces épisodes (terrains anté-nappes), ceux qui se sont déposés pendant ou entre deux épisodes (terrains synchro-nappes) et enfin ceux qui se sont déposés après (terrains post-nappes). Les deux phases alpines sont généralement responsables d'un épimétamorphisme en bordure du littoral (Thomas, 1985).

Depuis le Miocène moyen, cette zone continue, à ce jour, d'être affectée par des mouvements tectoniques de moindre ampleur.

### **2.1.1.2. Cadre lithostratigraphique du littoral oranais**

#### **2.1.1.2.1 . Substratum autochtone et para-autochtone (fig.33 )**

##### **2.1.1.2.1.1. Paléozoïque:**

Au niveau du massif des Andalouses, Madagh, Cap-Falcon et Djebel Khar, différents termes du Stephano-Permo-Trias montrent des schistes violacés, de bancs de quartzites blancs et de poudingues à dragées de quartz (Ciszak, 1993).

##### **2.1.1.2.1.2. Mésozoïque:**

Les **Monts du Murdjadjo et du Khar**, présentant une orientation SW-NE, sont constitués d'un cœur de terrain d'âge secondaire (Trias, Jurassique et Crétacé) anté - nappes reposant sur des terrains d'âge primaire qui affleurent au Djebel Khar et dans les massifs de Madegh (Ciszak,1993).

- Trias : à l'Ouest et au Sud du Djebel Santon et le long des falaises de Monté – Cristo, le Trias, formé essentiellement de marnes et gypses auxquels sont associées des argiles, affleure généralement sous forme de diapir.
- Jurassique : les terrains jurassiques apparaissent au S-W du Murdjadjo (Ain Keffri), à Cap Falcon, à Djerf El-Alia, Djebel Santon et Santa-cruz. Ces terrains présentent la série suivante (du plus ancien au plus récent) :
  - Lias (Jurassique inférieur) : calcaires bleus foncés en bancs épais puis minces et schistes jaunes ocres reposant sur des dolomies massives souvent fracturées, noires à bleues.
  - Dogger (Jurassique moyen) : schistes gris argentés calcaireux surmontant des schistes de l'ardoisière, fins et noirs.
  - Malm (Jurassique supérieur) : schistes rouges-orangés parfois verdâtres, avec de petits bancs de grès gris à roux.

- Crétacé : l'ossature du Murdjadjo est formée par le Crétacé dont le faciès est schisto-gréseux, gris orangé à verdâtre, plissé, avec des bancs de quartzites rattachés au Néocomien. Ce faciès passe parfois à des calcschistes à lentilles de calcaires (Ciszak, 1993).

#### **2.1.1.2.2. La couverture cénozoïque (fig.33)**

Ces formations, constituant la couverture, s'installent dans les parties basses du littoral oranais, où elles sont représentées essentiellement par des formations sédimentaires néogènes.

##### **2.1.1.2.2.1. Le Miocène**

- Miocène moyen : le Miocène moyen est une série qui débute par des argiles conglomératiques rouges, bien visibles au contre bas de la source thermale de Aîn-Franin, reposant sur des argiles noires du Crétacé (Bessedik *et al.*, 1990). A Mers El-Kebir, le Miocène moyen est surmontée en discordance par des marnes grises à gypses. Il se termine par une importante sédimentation argilo- conglomératique.
- Miocène supérieur : il comprend trois grandes séries :
  - La série d'Oran représentée par trois faciès : Marnes grises versicolores, grés à balanes et bivalves, et marnes à diatomites.
  - La série de Saint-André comptant deux faciès : Marnes grises (versicolores au sommet) et Marnes à éléments conglomératiques.
  - La série du Murdjadjo comprenant cinq faciès : calcaires à algues, grés de base, marno-calcaires blancs avec ou sans diatomites, grés fins à Spatangides jaunes, silex et calcaires à quelques lumachelles. Ces faciès se complètent par une extension de la sédimentation vers Misserghin.

##### **2.1.1.2.2.2. Le Pliocène :**

Les terrains qui composent le Pliocène correspondent à des sables deltaïques évoluant vers le haut en des formations lacustres à fluvio-lacustres et lagunaire. Latéralement, ces terrains passent à des grès sableux très peu consolidés. A proximité des flancs du Djebel Khar et du Murdjadjo, elles passent à des conglomérats et/ou franchement à des brèches Intraformationnelles. Enfin, il y a lieu de signaler qu'une légère discordance caractérise la base du Pliocène.

##### **2.1.1.2.2.3. Le Quaternaire :**

Les affleurements quaternaires sont caractérisés de bas en haut par :

- Pliocène terminal - Calabrien : le Pliocène sommital d'abord lumachellique ou conglomératique passe progressivement à des grés dunaires souvent entrecoupés d'argiles continentales. Le Calabrien, affleurant au niveau de la forêt de M'sila, Cap Falcon et la Corniche de Djbel Khar, commence par des grés coquilliers pouvant passer à de véritables calcaires lumachelliques. Ce Calabrien est surmonté par des grés dunaires à stratifications entrecroisés.

- Pléistocène Moyen : les quelques témoins marins du Pléistocène moyen affleurent entre Bouseville et Montecristo. Ils présentent par endroits des lambeaux de grés de plage conglomératiques à faune banale (Thomas, 1985).
- Pléistocène supérieur : les dépôts du Pléistocène supérieur, le long du littoral oranais, se présentent sous forme de terrasses et glacis d'accumulation formés de limons sableux ou argileux rubéfiés. Au niveau de Ain El-Beida et Brédéah, des affleurements de tufs et travertins liés à d'anciennes sources d'eau douce, existent.
- Holocène : sur le littoral, l'Holocène est représenté par un complexe dunaire consolidé. Les anciennes dunes affleurent en général le long de la côte, et sont formées par des sables jaunes consolidés à stratifications entrecroisées d'origine éolienne. Les dunes récentes, jaunâtres et nettement moins consolidées, occupent une position médiane par rapport aux anciennes dunes.

### 2.1.1.3. Cadre géologique local

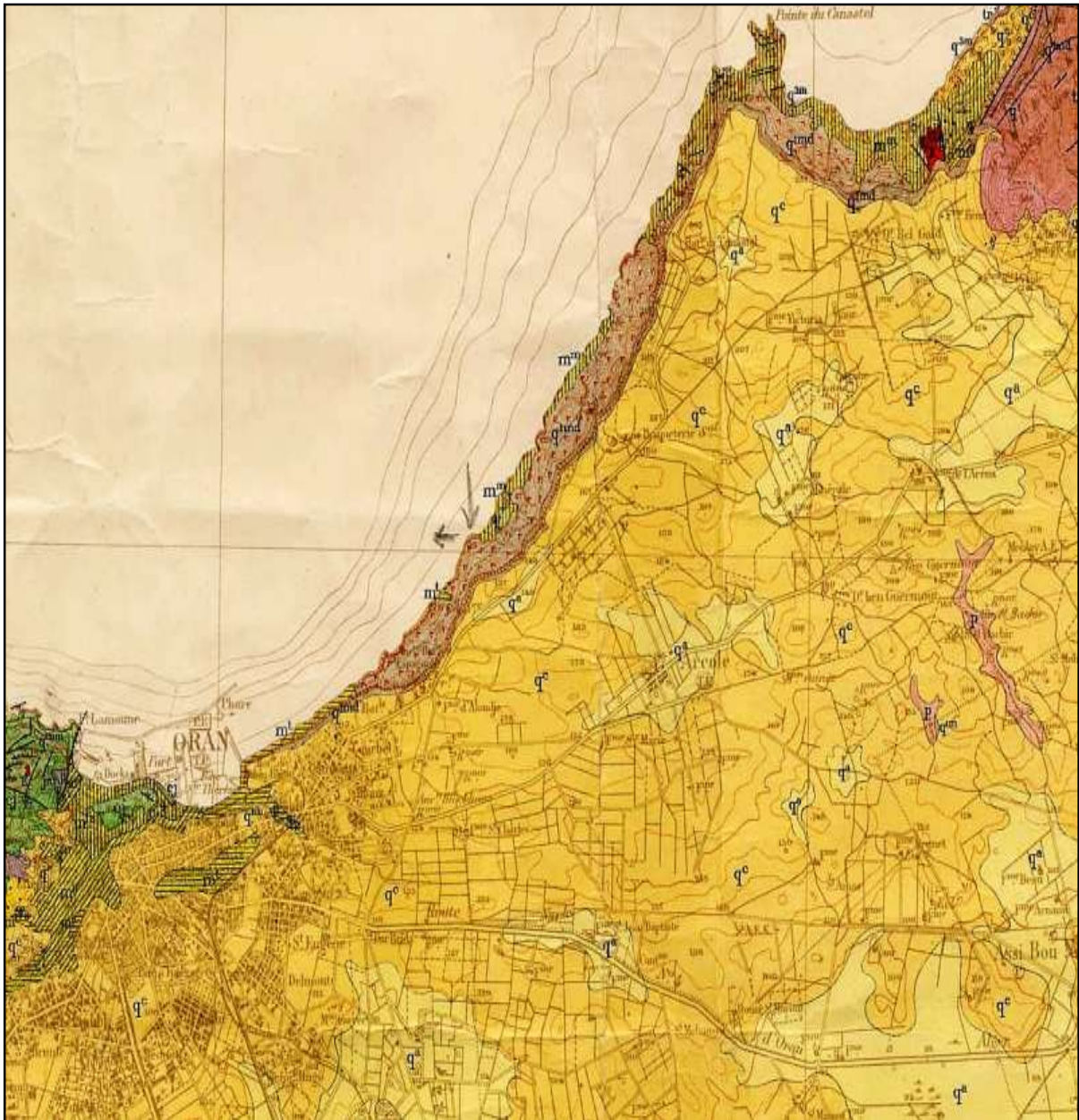
Au plan géographique, le secteur d'étude, situé dans la partie Nord de la commune d'Oran, est constitué essentiellement d'un plateau uni, marqué par un talus qui domine la mer avec un commandement de plus de 100 m et dont le tracé va du S-W (Fort Lamoune), au N-E à la Pointe de Canastel. La synthèse des données géologiques disponibles sur ce tracé et de ses alentours immédiats permet les constatations suivantes :

Tout d'abord à l'Est, et à l'intérieur même de la ville, **les falaises du port d'Oran** semblent fournir de très bons affleurements de la plupart des formations géologiques de la région.

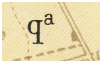

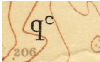

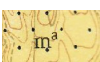

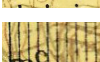

En effet, au niveau de la falaise Nord du massif du Château Neuf, il est possible d'apercevoir un ensemble mal défini, constitué de formations bigarrées à structures désordonnées, avec notamment des schistes jaune ocres, des grés lie de vin, des conglomérats et des dolomies brunes à noires. Leur âge est indéterminé mais à cause d'une ressemblance avec le faciès verrucano, les géologues de SOCOTEC (1986) les ont supposées probablement permotriasiques. A l'Est, le massif du Château Neuf entre en contact franc avec le Miocène de l'usine à gaz, et disparaît à l'Ouest sous la couverture miocène de la Calère (sondages SC 5 ; SC10 ; SC 11 et SC12).

En ce qui concerne les terrains secondaires (Jurassique et Crétacé), ces derniers affleurent largement au dessus du vieux port aux coordonnées Lambert (X=196.7, Y=272.9) et à la promenade de l'étang (sous le Château Neuf (X=197.5, Y=272.8)). Il y a lieu de signaler que l'observation de ces séries jurassiques et crétaées (fig.34), au niveau du massif à schistosité du Santa Cruz, a été facilitée davantage par les niveaux redressés à la verticale suivant une direction sensiblement E-W. Les formations d'âge secondaire sont principalement des schistes et des dolomies : on retiendra que le Jurassique du Santa Cruz et la base du Crétacé, correspondent à un faciès flysch généralement azoïque, affecté d'une schistosité de flux parallèle à la stratification de direction N100° à N110° (SOCOTEC, 1986).

Au sujet des formations relevant du Miocène, particulièrement le Tortonien et Messinien, elles sont très largement représentées dans toute l'Oranie. Le Miocène s'exprime par une sédimentation principalement marneuse (fig. 34).



**FIG. 33 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION D'ORAN  
( Extrait de la carte géologique d'ORAN au 1/50 000ème DALLONI )**

	Alluvions		Marnes bleues
	Carapace calcaire		Marne tripoli
	Marno - calcaire		Schiste et calcschiste
	Calcaire récifal		Calcaire

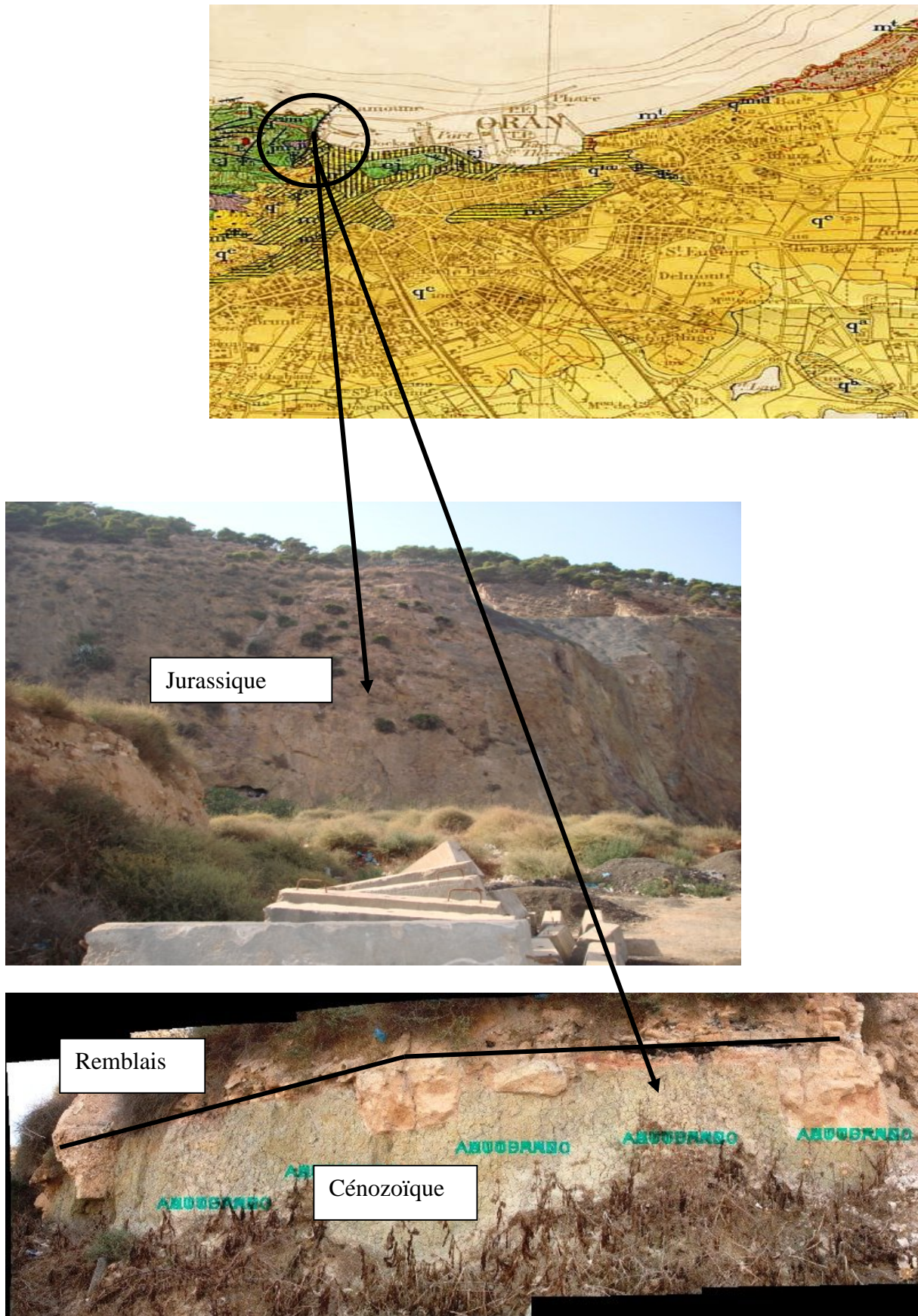


Fig.34 : Formations du jurassique (photo du haut) en contact anormal avec le Cénozoïque (photo du bas : marnes vertes du miocène) au niveau du site de la Calère (Port d’Oran)



Dans le secteur Ouest de la ville d'Oran, les marnes bleues, présentes dans tous les sondages réalisés dans la région (fig. 35), ont une épaisseur reconnue qui dépasse les 50 mètres (SC 4). Ces marnes bleues à grises, discordantes sur le socle, débutent par des faciès détritiques sableux, parfois franchement gréseux pauvres en fossiles. A leur sommet, apparaît un horizon d'épaisseur irrégulière (5 à 10 m) composé de marnes vertes, progressivement sableuses, avec quelques niveaux conglomératiques et parfois des éboulis. Très riches en fossiles dont un banc d'huîtres bien repérable, ces marnes vertes sont soulignées vers leur sommet par un ou deux lits très minces de cinérites micacées blanchâtres (SC1, SC2, SC 4 et SC12).

Sous la rue Rocchisiani, et plus au Sud dans le bois des planteurs où elles sont discordantes sur les massifs du Santa Cruz et du Murdjadjo, des marnes gréseuses jaunes, riches en fossiles marins (pectens, dents de requin, pinces de crabes...), sont bien visibles. En revanche, au niveau du site de la Calère, les formations marno-gréseuses disparaissent ; elles apparaissent, en sondages (**SC3 et SC7**), correspondant à des blocs ou à des panneaux éboulés et glissés. Enfin au S-W de la Calère, on observe une puissante formation quaternaire, de colluvions et d'éboulis plus ou moins rougeâtre et irrégulièrement encroûtés. Dans cette formation, il est très difficile de différencier entre colluvions et éboulis car formés des mêmes éléments. Plusieurs générations de remblais peuvent être distingués dont l'épaisseur globale varie de 2 à 15 m (SC n° : 1, 2, 4, 6, 8, 9, A1 et B1).

Les coupes géologiques (fig.36 ; 37 ; 38 ; 39 ; 40) sont le résultat d'une corrélation stratigraphique accomplie par SOCOTEC (1986) à l'aide des différents sondages réalisés par le LTPO dans la région. Les profils 1, 2, 3 et 4 sont de direction presque N-S alors que le profil DD' présente une direction E-W.

Les quatre premiers profils (Fig.36, 37, 38 et 39) montrent que le site est caractérisé par une topographie favorable à l'accumulation de remblais et d'éboulis dont l'origine serait les reliefs qui dominent le site. L'épaisseur de ces éboulis peut atteindre les 15.5 mètres. Les dépôts miocènes, quoique essentiellement marneux, présentent plusieurs horizons plus ou moins détritiques. Ces dépôts correspondent à des panneaux éboulés et glissés. Les gradins dans la masse des marnes miocènes seraient l'effet :

- De la perturbation des bassins subsidants lors de la montée des horsts, vers la fin du Miocène supérieur.
- Du basculement des massifs littoraux vers la Sebkha au Quaternaire.

Le socle par contre n'a pas été atteint en sondage. Toutefois, les sondages SC5, SC10, SC11 et SC12 auraient pénétré dans le socle anté-Miocène représenté, au SC10, par les schistes du Jurassique. Il y a lieu de signaler que le sondage SC10 (fig. 40) a été réalisé, par le LTPO, avec une inclinaison de 15° sur la verticale pour vérifier la zone faillée limitant le site à l'Ouest (profil DD').



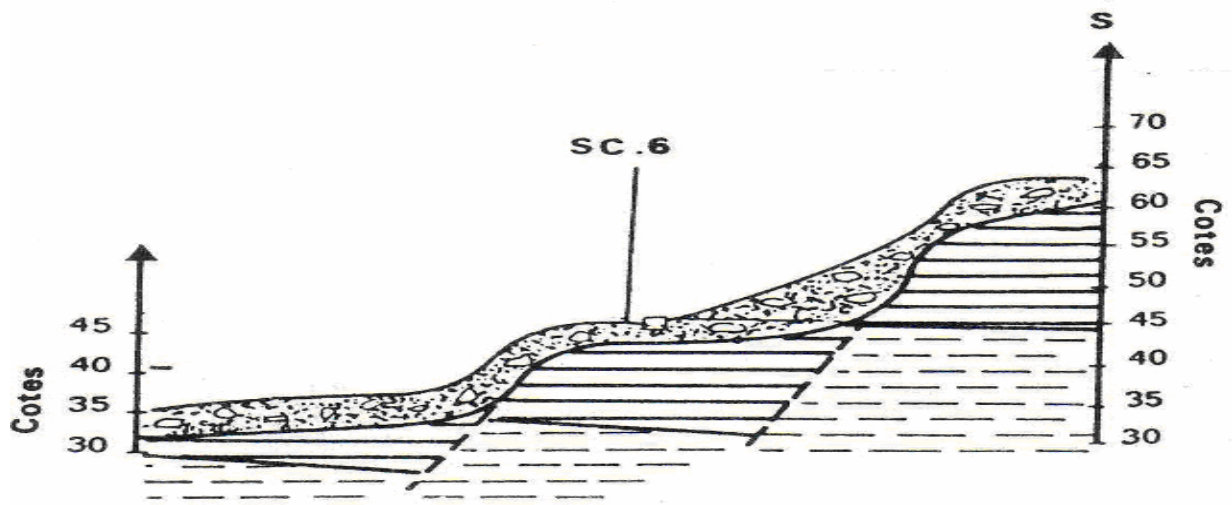


Fig. 36: Profile 1 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

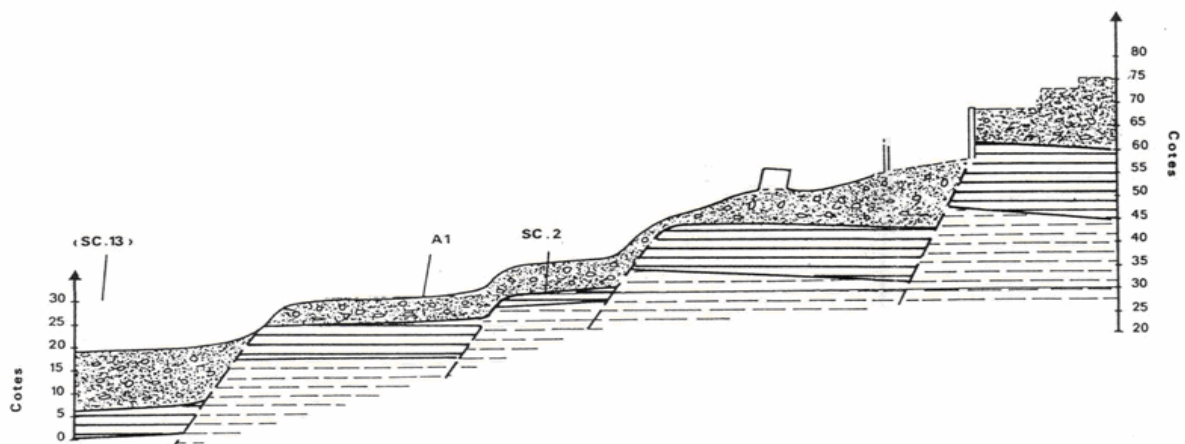


Fig. 37: Profile 2 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

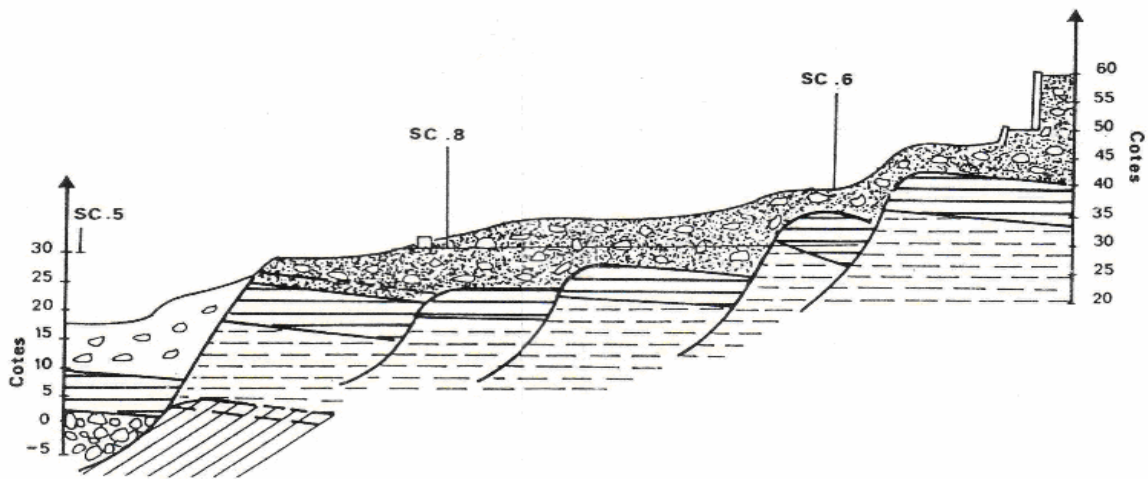


Fig. 38: Profile 3 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

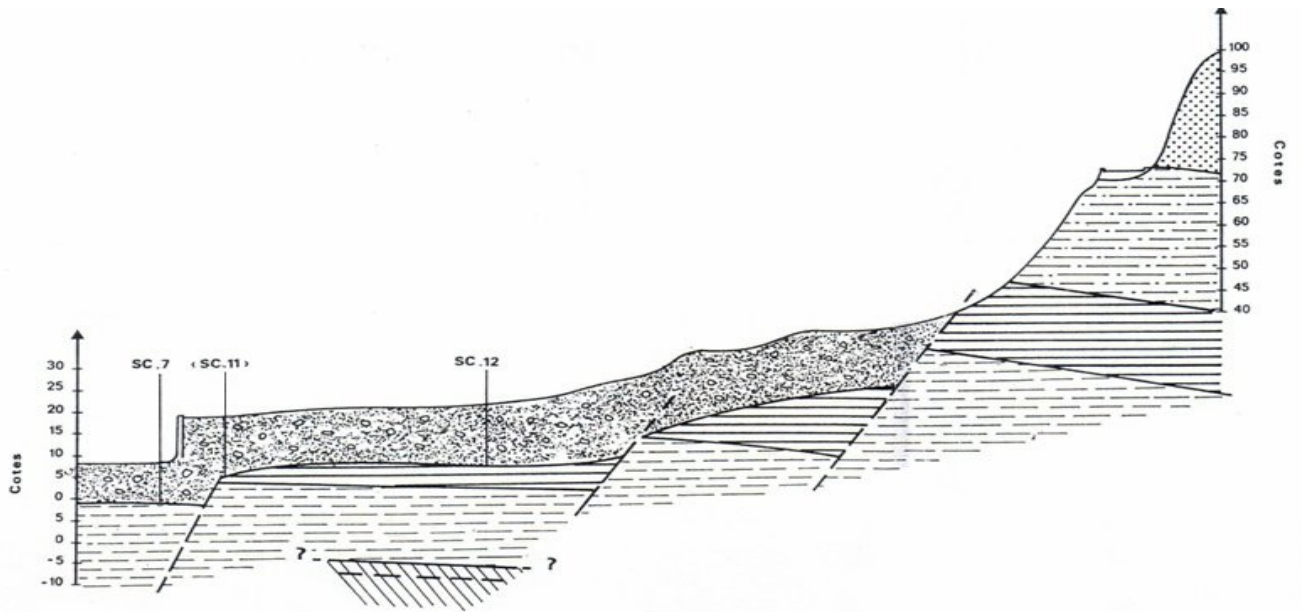


Fig. 39 : Profile 4 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

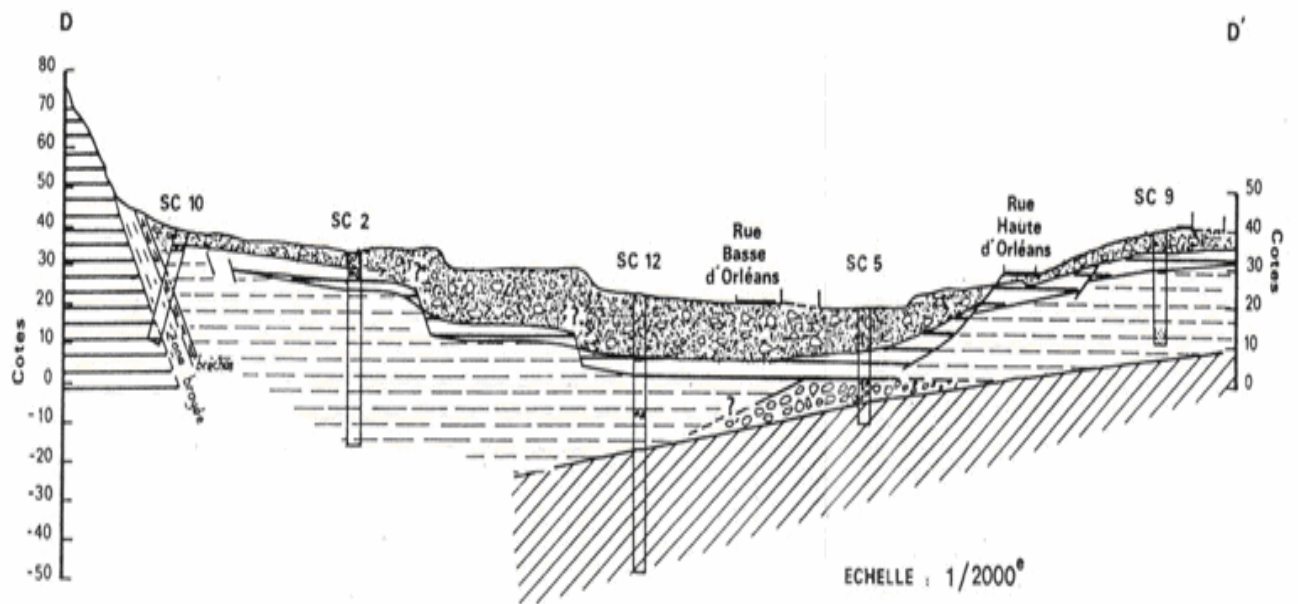
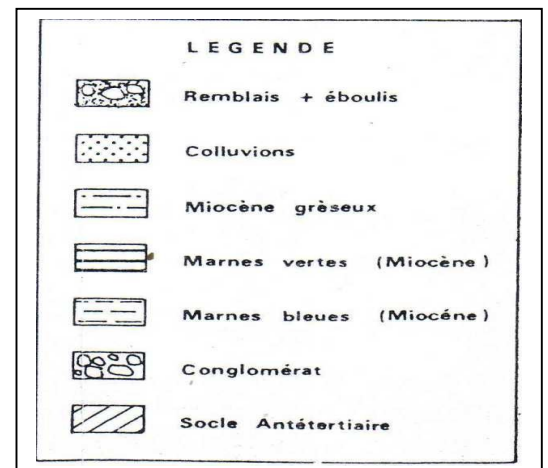


Fig.40 : Profile DD' de direction E-W (SOCOTEC, 1986)



Dans les massifs de M'sila et Murdjadjo (reliefs élevés), le Messinien a un faciès de type calcaire à algues. Les terrains miocènes affleurent dans toute la zone comprise entre les pentes de base du Djebel Murdjadjo et Misserghin. Ce sont des calcaires et des marno-calcaires avec, dans la partie inférieure de la série, des bancs de grés fin associés à des lits de marnes jaunes et à quelques bancs de lumachelles. Vers le Sud, près de Misserghin, le forage de Sidi Salem (153-60) implanté par l'ANRH a traversé, de haut en bas, la formation miocène constituée par :

- Calcaire marneux : 50 m.
- Marne et marno- calcaire : 31 m.
- Argile grise à verdâtre : 84 m.

On constate, donc, que les dépôts marneux et argileux deviennent de plus en plus puissants au fur et à mesure que l'on se rapproche de la Sebkhia d'Oran.

Au Calabrien (Pléistocène inférieur), un relèvement des massifs littoraux se produit et la tendance au basculement vers le Sud se poursuit. En effet, sous l'action appuyée de la flexuration, les calcaires messiniens se retrouvent décalés en altitude (531 m au sommet du Dj. Murdjadjo, 180 m à Misserghin) et plongent vers la Sebkhia avec des pendages d'environ 30 °.

A l'Est de la ville d'Oran, au niveau **des falaises de Gambetta** et au dessus de la centrale électrique (X= 199.2 et Y=273.0), apparaît, sous forme de marnes bleuâtres, le Miocène supérieur. Le sommet de cet étage, composé surtout de marnes à tripolis, y est d'ailleurs surmonté de lumachelles pliocènes (fig.41) et grés dunaires du Calabrien.

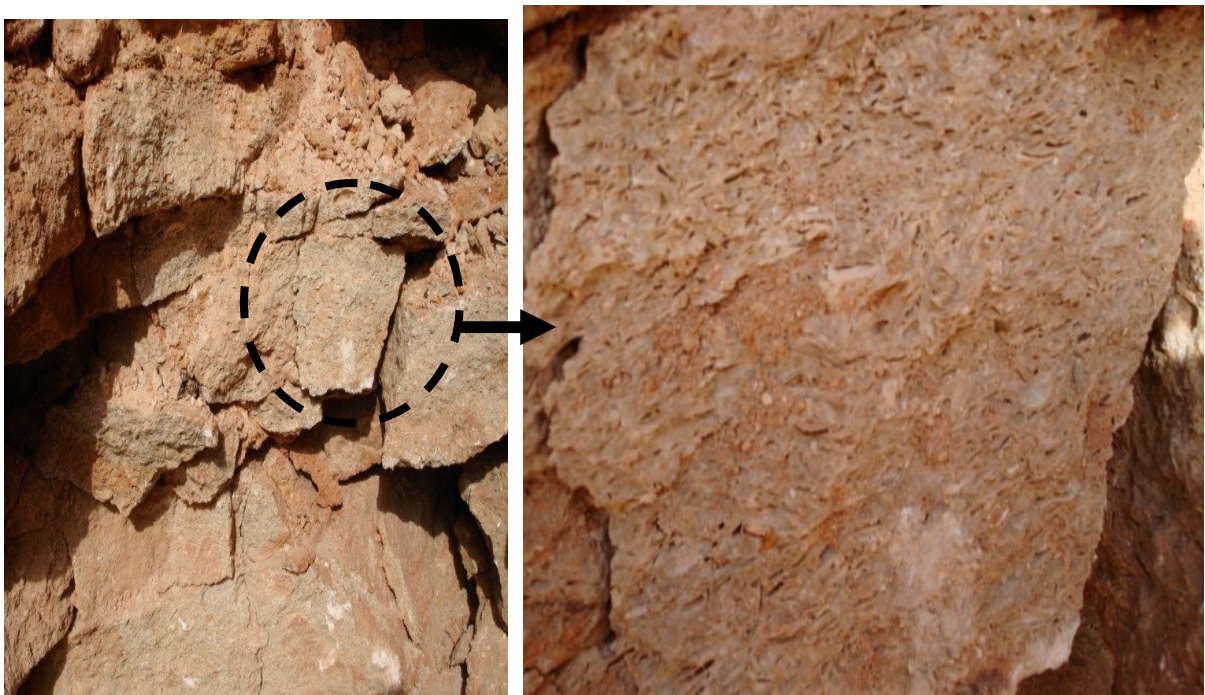


Fig.41 : Lumachelles pliocènes (Ravin Blanc)

La coupe de Gambetta (fig.42), levée au niveau du site dont les coordonnées Lambert sont (X= 199.75, Y=273.35 sur la Feuille d'Oran), a permis à Thomas (1985) de relever que la formation du golfe d'Arzew (PII A) montre, vers le Nord (massifs littoraux oranais), une association constante de grès souvent lumachelliques et de sables dunaires. Vers le Sud, se développe un ensemble de faciès qui s'ordonne verticalement et horizontalement en fonction de la granulométrie : conglomérats, sables et argiles calcaires. La formation PIIA repose sur les marnes à tripolis du Miocène supérieur par l'intermédiaire de la surface d'érosion SPI. Cette dernière est une surface d'érosion de grande extension géographique. La surface (SPI), localement fossilisée par les sédiments du deuxième cycle est contemporaine d'une partie du cycle PI (Thomas, 1985)

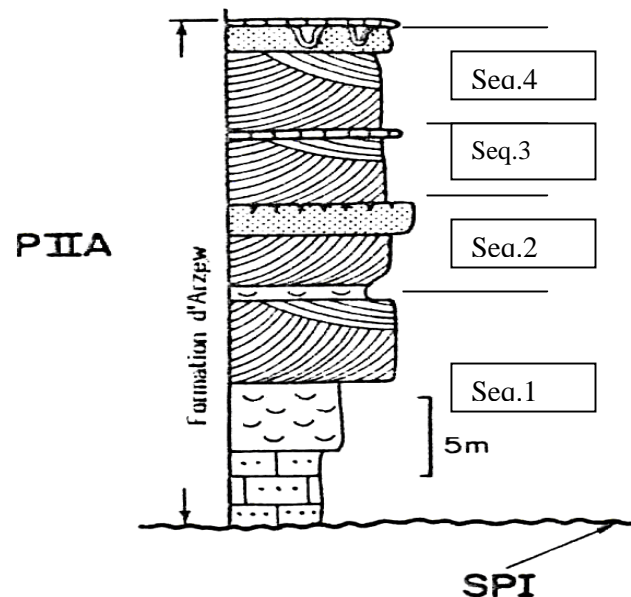


Fig. 42 : Coupe géologique de Gambetta (Thomas, 1985)

Les séquences formant cette coupe sont, d'après thomas (1985), des séquences de 2° ordre de type régressif avec des termes tidaux à la base et des paléosols au sommet. Ces séquences se retrouvent, d'après lui, de manière générale dans tous les corps dunaires littoraux appartenant à ce cycle.

- Séquence 1 (14 m d'épaisseur): Elle comprend :
  - Des grès indurés à ciment calcaire avec des lits de pectoncles à test dissous ; localement ces grès surmontent des sables infratidaux fossilifères contenant notamment *Flabellipecten flabelliformis* BROCCHI (Roger 1943, In Thomas, 1985),
  - Des dunes grésifiées à stratifications obliques.
- Séquence 2 (6 m d'épaisseur): on y observe :
  - Des niveaux à petits fragments de coquilles très émoussées présentant une stratification alternativement parallèle et oblique, correspondant à la partie haute d'une plage,
  - Des sables rubéfiés avec des niveaux centimétriques de croûte calcaire blanche ou de sol rouge (fig. 43).



Fig. 43: niveau à stratification alternativement parallèle et oblique surmontée par un sol rouge

- Séquence 3 (4m d'épaisseur)
  - Elle montre des sables dunaires grésifiés à stratification oblique scellés par une croûte calcaire (fig.44).

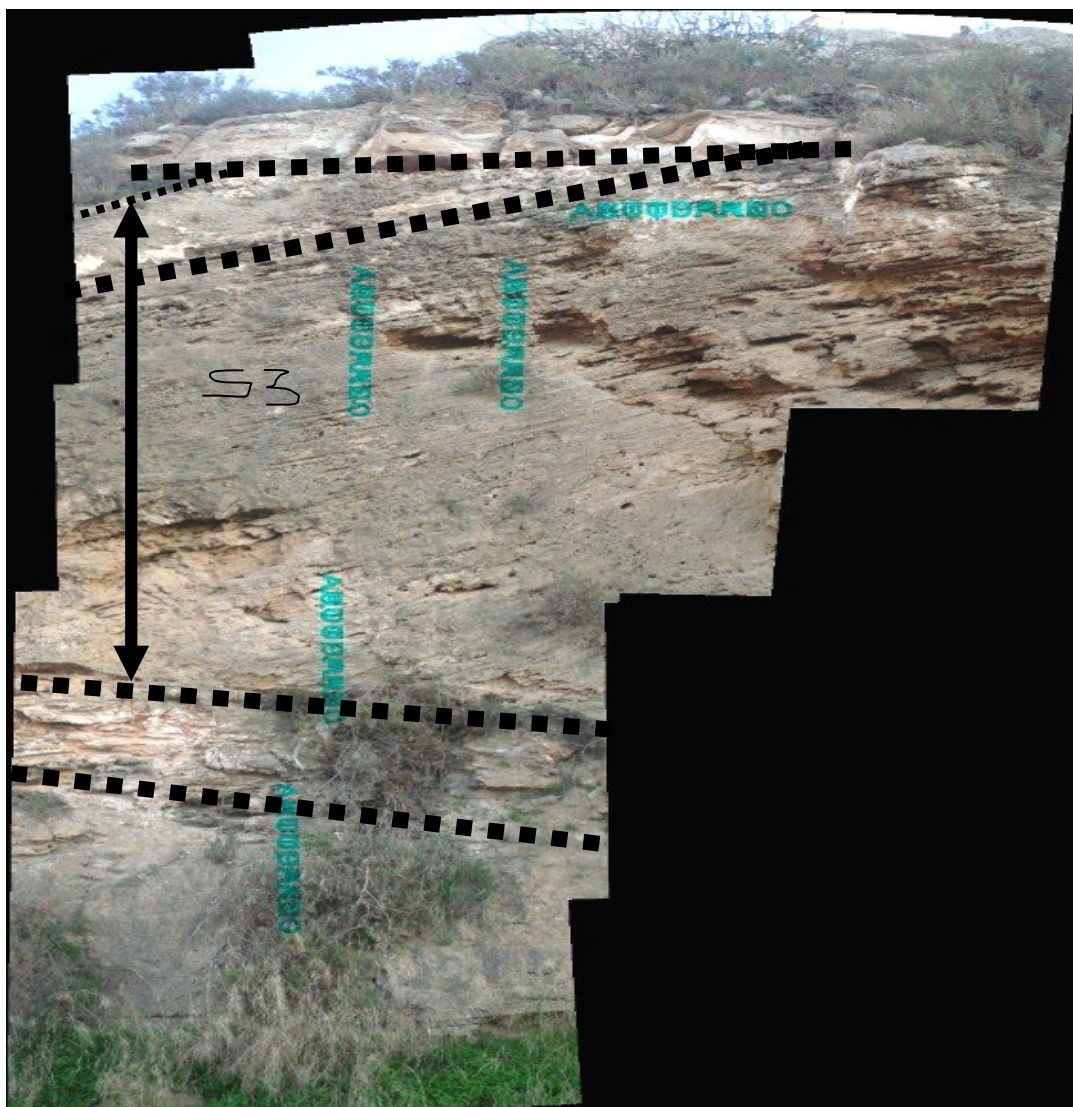


Fig.44 : sable dunaire grésifié à stratification oblique scellé par une croûte calcaire.

- Séquence 4 (7m d'épaisseur) :
  - Il s'agit de dunes surmontées par un niveau rouge puis par une croûte calcaire épaisse présentant à sa base des structures cylindriques verticales (2 mètres de haut environ), sortes de puits de dissolution comblés par un remplissage polyphasé. Cette croûte qui clôture le cycle est très étendue et s'ennoie vers le sud sous des formations plus récentes.

Les quatre séquences ont été jugées incomplètes : la première étale des termes marins mais pas de sol, les trois dernières (2, 3 et 4) se terminent, quant à elles, par un sol et une dalle calcaire mais le niveau marin est manquant. L'ensemble des termes de la régression n'apparaissent, donc, que progressivement grâce à une évolution donnée. Cette dernière pourrait évoquer « **une transgression rapide suivie par une lente régression qui a été interrompue à trois reprises par de brefs retours transgressifs.** » (Thomas, 1985)

Sur le plateau d'Oran, le caractère centrifuge lié à la transgression apparaît clairement car si la formation du golfe d'Arzew repose dans le quartier de Gambetta en concordance sur le deuxième cycle miocène (MII), dans la région de la Pointe de Canastel, elle est en discordance angulaire sur le premier cycle miocène (MI) (Thomas, 1985).

- C'est également au niveau des falaises de Gambetta que débouche le ravin blanc, dans lequel ont été exploitées les carrières de tripolis (fig. 45), du même nom (X=200.2 et Y=272.3).

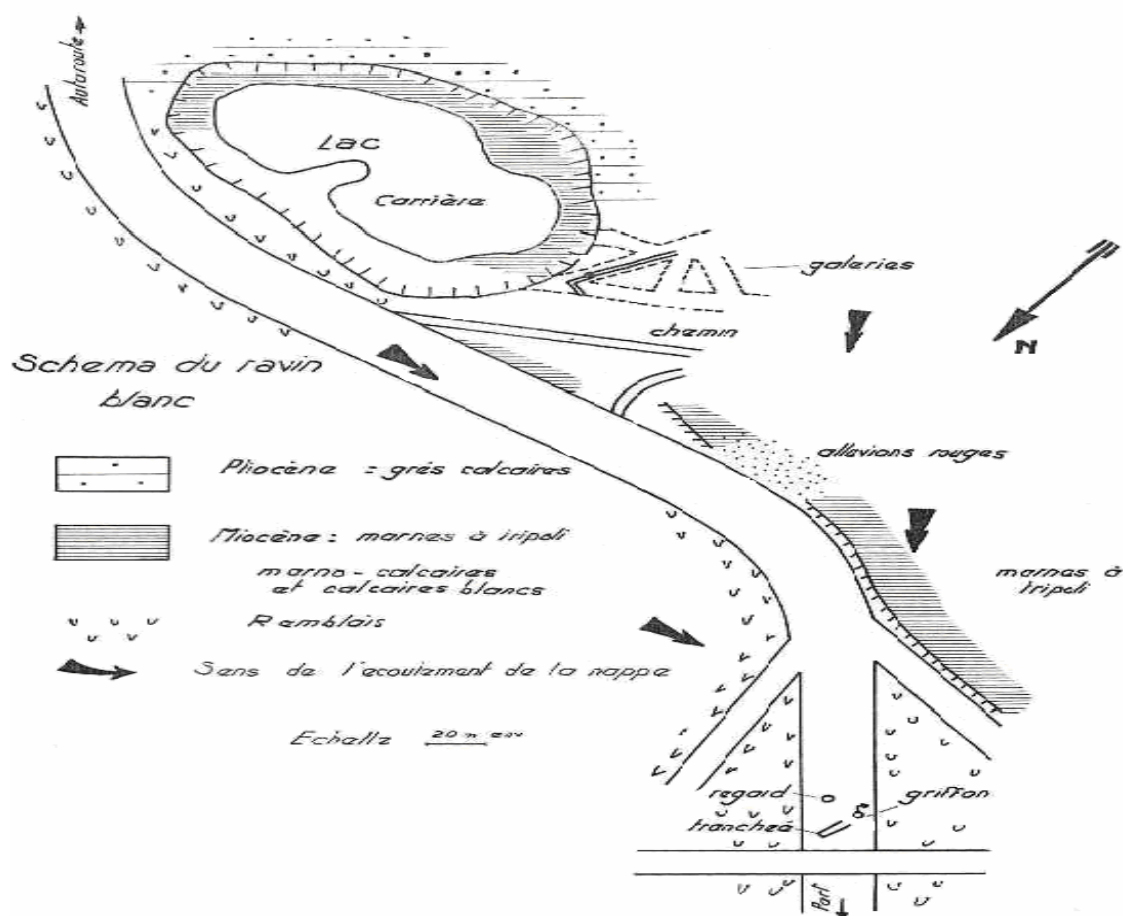


Fig. 45: Schéma du Ravin Blanc (A. Clair, 1958)



- Dans ces anciennes carrières, les marnes et tripolis du Miocène terminal sont tronqués par la surface d'érosion SP1 (fig.46) déjà rencontrée au puits Karoubi localisé par les coordonnées lambert suivantes ( X=195.2, Y=269.1).

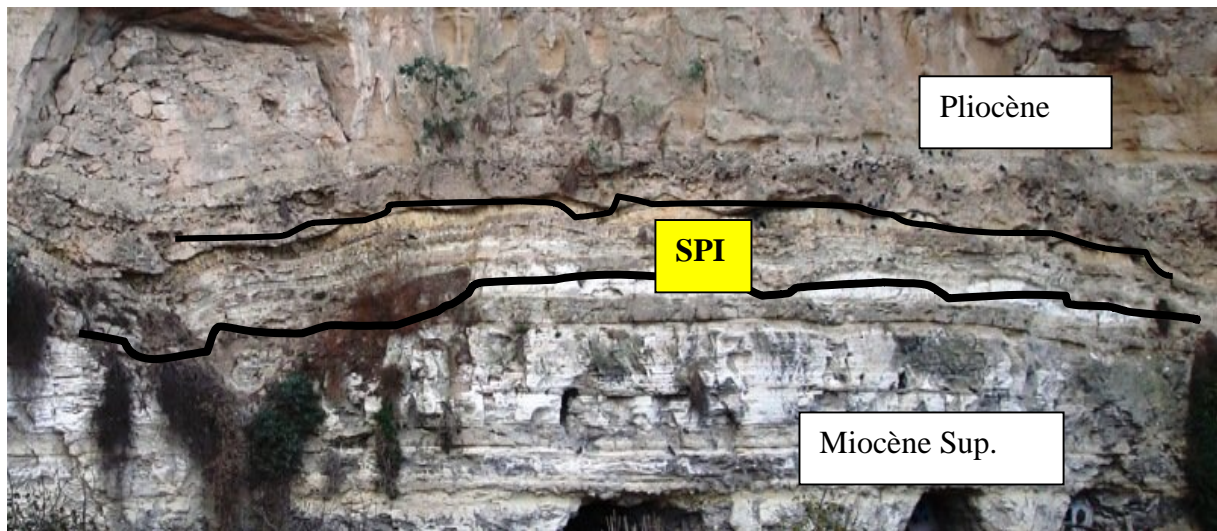


Fig.46 : Surface d'érosion SP1 (site de la Carrière du Ravin Blanc)

- Ces marnes sont surmontées par des sables contenant une abondante faune d'Ostréidés et de pectinides datée du Pliocène (Roger, 1943, In Thomas, 1985);
- Puis viennent des niveaux indurés de plage,

Enfin des grés dunaires qui ont livré : Libytherium maurisium POMEL et Stylohipparion libycum (POMEL) (POMEL, 1897, In Gourinard, 1958).

Au niveau de ces mêmes carrières, les travaux de Caous (1968), dans le cadre du captage des eaux souterraines du Ravin Blanc (Oran), ont montré que le **Ravin Blanc**, avant remblaiement (fig. 47), recoupait profondément une série épaisse de calcaire crayeux blanc et de marno-calcaire, intercalés de marnes à tripolis et de quelques bancs de grés. L'ensemble étant à peu près horizontal et d'âge miocène supérieur. Sur ces terrains, apparaissent des grés grossiers à ciment calcaire tendre qui se présentent, eux aussi, en bancs horizontaux. Ces grés sont encroûtés en surface. Enfin, vers le sommet, on rencontre sous forme de placages des lambeaux de grés dunaires et de dépôts de plages plus récents.

La falaise côtière du Ravin Blanc est formée, donc, de marnes, de calcaire marneux gris ou blanchâtre appartenant au Miocène supérieur, surmontés de grés tendres et de calcaire gréseux pliocènes. Les grés pliocènes, parfois recouverts par le Quaternaire, ont une épaisseur moyenne de 40 m et couvrent une grande superficie à l'Est d'Oran.

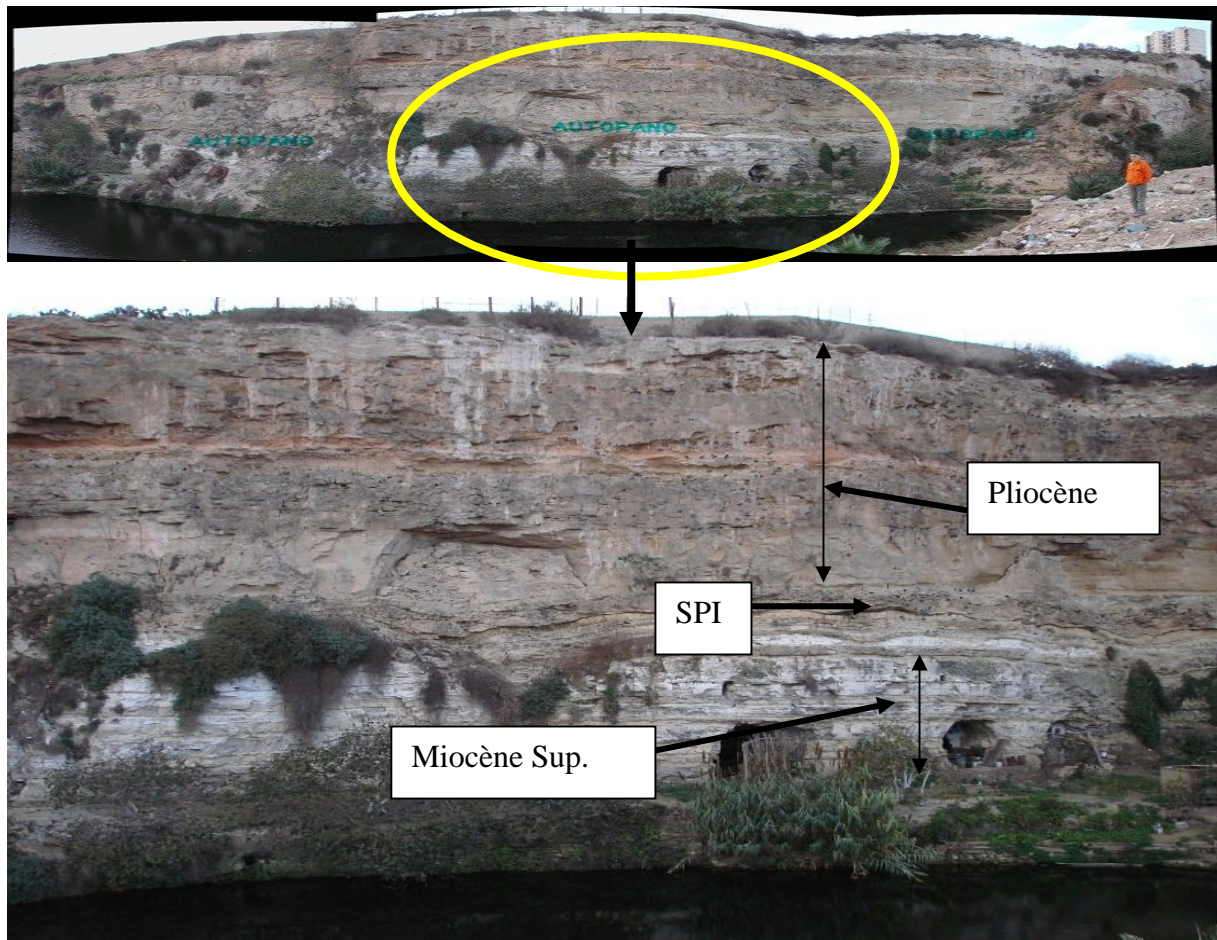


Fig 47. Coupe géologique au niveau du lac de la carrière du Ravin Blanc (voir fig.45)

Demena (1944), en relation avec le projet d'évacuation des eaux d'infiltration en bordure de la nouvelle route du Port d'Oran, a décrit la coupe levée dans la région du Ravin Blanc de la manière suivante : « au sommet, les terres rapportées (remblais) ; au dessous, des calcaires plus ou moins fissurés de dureté variable d'une épaisseur ne dépassant guère 5 m et il arrive même que ces calcaires fassent totalement défaut. Ils passent parfois latéralement à des grès ou à des sables ».

L'Argile jaune, rencontrée dans les sondages exécutés, présente une épaisseur très variable (1,5 m à 12 m); l'assise de base est constituée par un niveau très constant de marnes. Ces dernières, généralement très épaisses, sont blanches en surface (fig. 48) et bleues en profondeur. Appartenant au Miocène supérieur, ces marnes apparaissent, à des côtes un peu différentes en divers points aux environs de l'agglomération oranaise (Ravin Blanc, falaise à l'Est du Fort Sainte Thérèse). Les calcaires (relayés par les sables et les grès) et les lentilles d'argiles jaunes représentent le Pliocène.



Fig. 48: Marnes blanches du Miocène supérieur  
(Gauche: Aval du pont Zabana ; Droite: site de la Tour de Zabana)

Or, les quelques sondages de reconnaissance réalisés dans le sens E-W, parallèlement à la route, révèlent, du moins dans la partie comprise entre les ravins de la Créssonnière et de la Mina, un Miocène supérieur marneux sensiblement horizontal (fig.46). En direction N-S, cette assise plonge nettement au Nord. La coupe BB (fig.49), montre une remontée de la marne de part et d'autre du sondage S9.

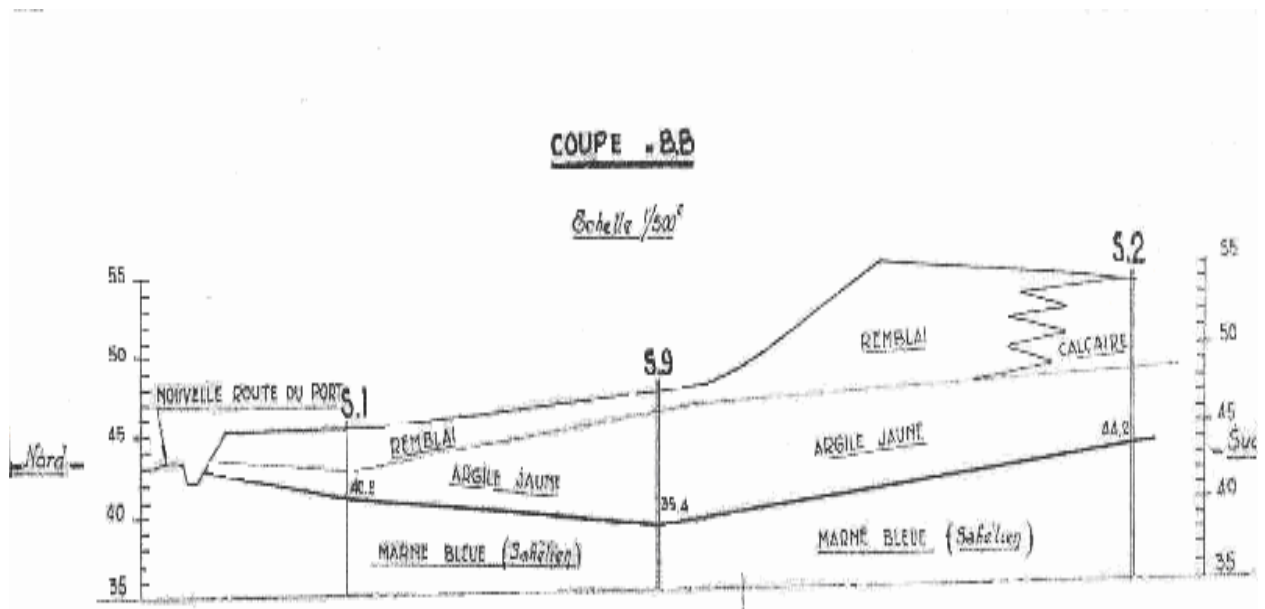


Fig.49 : Coupe géologique BB de direction N-S (Demena, 1944)

Aussi dans son étude du sol des fondations de l'immeuble de la SONELGAZ (ex EGA près du stade de Turin) à Oran, Clair (1952) a pu décrire les formations traversées par trois (3) puits (fig.50) réalisés aux points de coordonnées X= 199.075 et Y=272.580 comme suit :

- Sous une faible couverture de terre végétale dont l'épaisseur ne dépasse guère 1 m, le sol de fondation de cet immeuble est constitué par les grès calabriens reposant transgressivement sur les marnes du Miocène supérieur.
- Les grès calabriens plus ou moins consolidés et où peuvent s'intercaler des niveaux franchement sableux se terminent à leur partie supérieure par un niveau lumachellique fortement consolidé, altéré et érodé en surface dont l'épaisseur varie de 1 m à 2 m. Ces assises montrent une pente très faible vers le Nord.
- Les marnes du Miocène supérieur érodées et altérées avant le dépôt des grès calabriens sont sensiblement horizontales, mais leur toit a été modelé par une topographie ancienne ; En fait, le toit de ces marnes montre dans les trois puits de reconnaissance exécutés à l'emplacement de l'immeuble une pente Nord très nette qui semble s'accroître en bordure du Ravin Blanc.

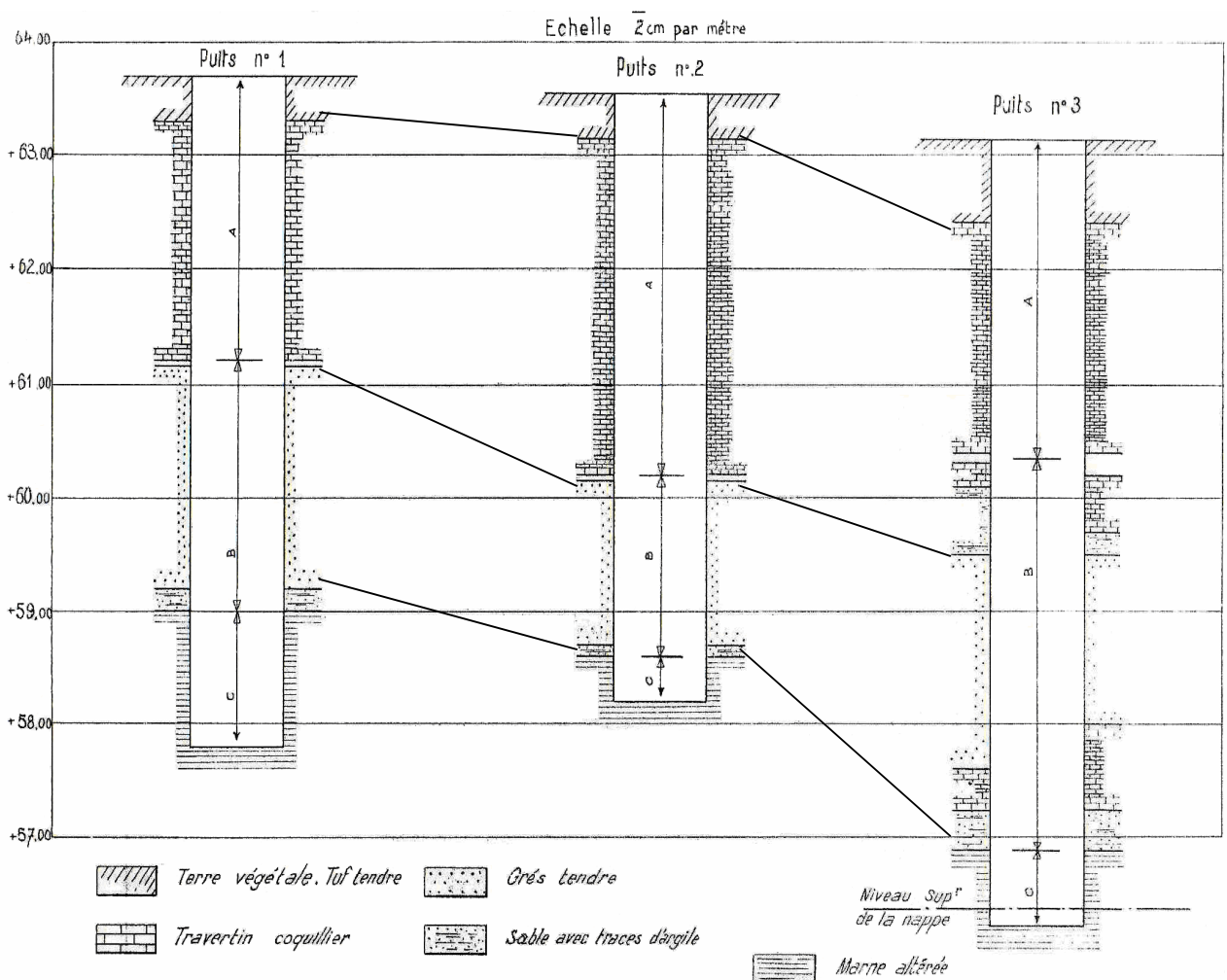


Fig.50 : Coupes géologiques des fondations de l'immeuble EGA du stade Ex. Turin à Oran (Clair, 1952)

Cette succession stratigraphique a été une nouvelle fois réaffirmée par Clair (1959), dans son étude des terrains de fondation du pont qui a permis le franchissement de la route Ravin Blanc par l'avenue Passeti. Ce pont est situé à environ 350 m à ENE de l'immeuble EGA de l'ex. Stade de Turin.

Les deux puits de reconnaissance exécutés au droit de la pile W du pont et dans l'axe du ravin ont révélé le détail suivant :

➤ **Amont de la pile W (puits de reconnaissance):**

- De 0 à 2 m : remblais ou éboulis
- De 2 à 4 m : grès tendre parfois peu consolidé, à niveaux plus durs et lits de lumachelle marine, épais de 10 à 25 m (Fig. 51) .

➤ **Dans l'axe du Ravin (puits de reconnaissance)**

- 0,1 m : remblai ou éboulis
- 0,4 m : sable argileux jaune aquifère.
- ????: Marnes et marno-calcaire à tripoli du miocène supérieur bien litées, en bancs de dureté très variable. Ces couches à tripoli sont aquifères. Les dépôts de plage quaternaires marins qui surmontent les couches à tripoli du Miocène supérieur semblent formés à leur base par des grès ou sables peu consolidés.



Fig.51: affleurement d'un banc de grès dur au niveau du Pont de la route du Port (culée ouest)

On constate, donc, que les formations traversées montrent de haut en bas (fig. 52):

- ☞ En surface : terre végétale, éboulis et remblais : épaisseur de 0.5 à 5 m.
- ☞ Au dessous : grés grossiers à ciment calcaire peu abondant , des sables argileux plus ou moins consolidés montrant , sensiblement au niveau de la plate forme de la route , un banc gréseux dur. Ces grés et sables sont encroûtés en surface.

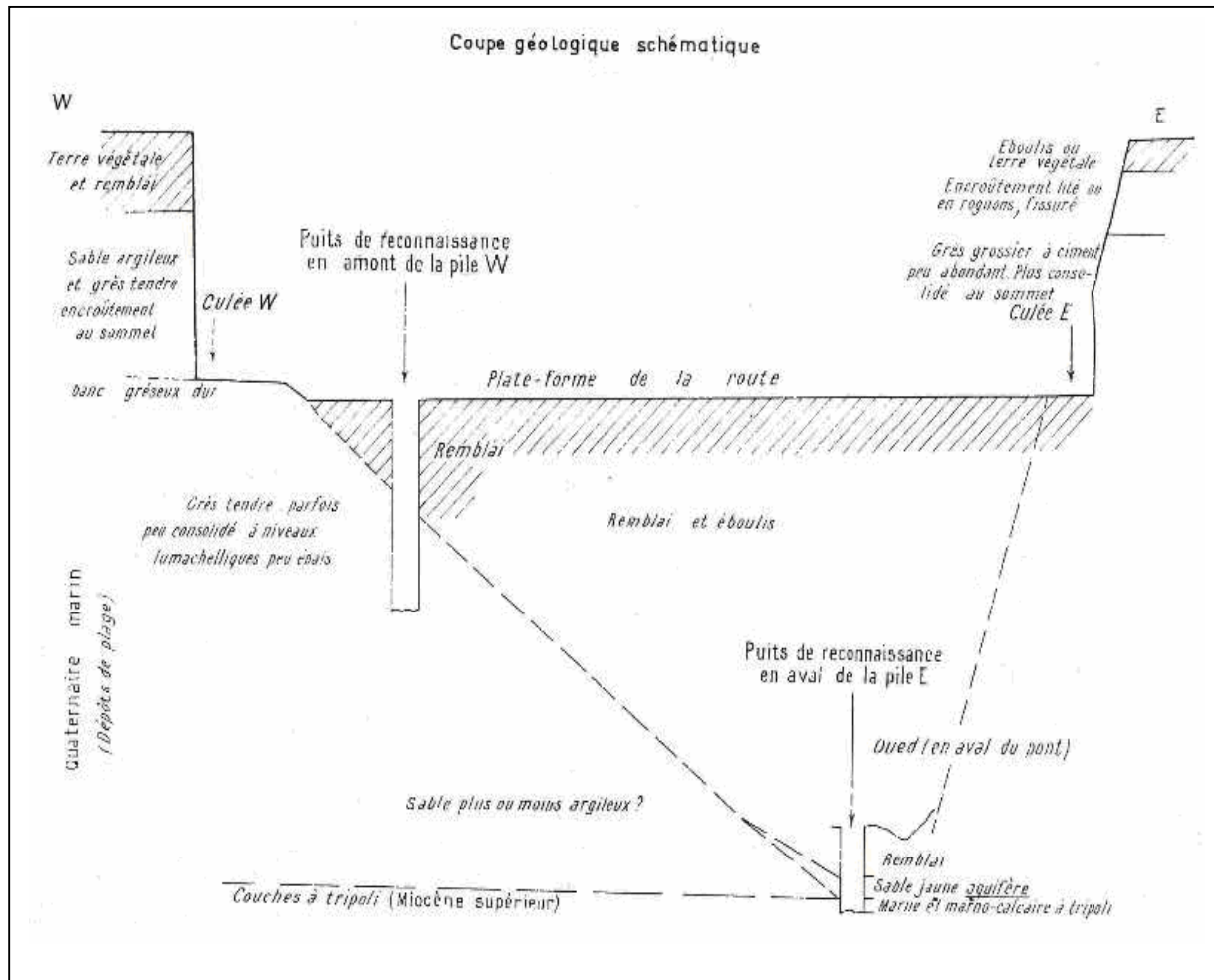


Fig. 52: Coupe géologique schématique des deux piles du pont sur le prolongement de la nouvelle route du port vers le Ravin Blanc à Oran. (Clair, 1959)

L'étude d'une carotte de 20 m, prélevée au niveau de l'îlot 6 (devant recevoir un Bâtiment R+6 et un sou sol) à Hai Khémisti qui se situe à environ 100 m au bord de la falaise et dominant la mer à 170 m d'altitude, montre que le terrain, pratiquement plat et nu, est caractérisé par la présence d'affleurements rocheux constitués par une carapace calcaire encroûtée, masquée par une mince couche de terre végétale. Le dépouillement a permis d'établir le log suivant :

- De 0 à 0.3 m : terre végétale.
- De 0.3 à 3 m : encroûtement grésocalcaire induré, fragment et sable.
- De 3 à 4.8 m : fragment d'encroûtement grésocalcaire et sable grossier plus ou moins argileux.

- De 4.8 à 15 m : grés beige à rose encroûté et induré intercalé d'un niveau de sable plus ou moins argileux.
- De 15 à 20 m : grés beige moyen à grossier friable vers la base.

**Au NW de la Pointe de Canastel**, des séries lagunaires bariolées, gypseuses et conglomératiques qui pendent fortement vers le Nord ont été observées. La coupe, levée par Gourinard (1958) commence dans des sols rouges d'altération, sous lesquels apparaissent les dunes calabriennes, elles mêmes reposant sur les lumachelles du même âge. Cet ensemble, discordant sur un substratum constitué de Miocène supérieur, bute par faille contre le Permo-Trias de la Montagne des Lions (fig.56). A ce niveau, les sédiments miocènes sont représentés par des grés plus ou moins conglomératiques riches en balanes, Clypéastes et grands pectinidés (Gourinard, 1958). Par endroits, ces dépôts peuvent englober des blocs de conglomérats permo-triasiques de plusieurs mètres cubes (en contrebas de la route autour du point localisé par ses coordonnées Lambert X=208.6, Y = 279). Des surfaces durcies, dont la pente est toujours dirigée vers le large, sont également reconnues ; elles doivent correspondre à d'anciennes pentes limites ayant provoqués un arrêt momentané de la sédimentation.

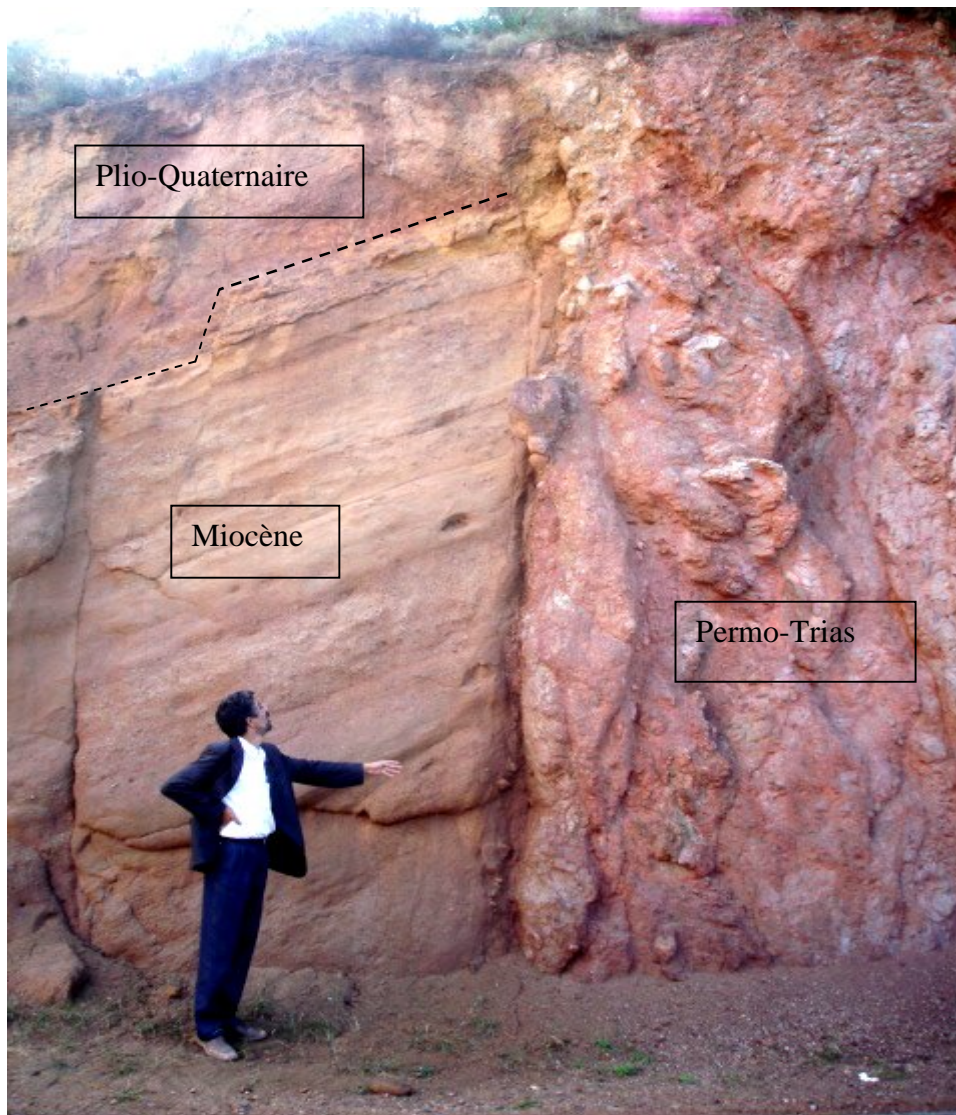


Fig. 56 : Contact anormal "Miocène -Permotrias" (Montagne des Lions)

Entre Bir El Djir et Canastel, lorsque le Pliocène supérieur n'affleure pas, il est couvert par les terrains du Calabrien et du Quaternaire récent. Quelques sondages d'exploration forés dans le cadre de certaines études (SOGREAH, 1984) à savoir S13, S16, S21 et probablement S22 ont apparemment atteint des dépôts du Pliocène supérieur qui consistent en une succession de couches de calcaires crayeux et de marnes crayeuses.

Au niveau des massifs d'Arzew, le Miocène terminal (deuxième cycle MII), est largement représenté par les marnes des falaises de Kristel. En effet, le long de la route **Ain Franin - Kristel**, des marnes miocènes recouvertes de dunes récentes sont observées. Ces marnes sont similaires à celles de Mers El Kebir qui ont fourni d'abondantes microfaunes vindoboniennes (Helvetien et Tortonien).

Au droit du petit port de Kristel, nous avons des terrasses marines de bas niveaux formées de lumachelles à pectoncles attribuées au Quaternaire récent (fig.57). En remontant sur le plateau à partir d'**Ain Franin**, la route offre un Miocène où les faciès de marnes à gypse prédominent sur les faciès gréseux.

Au S-E des monts d'Arzew (X=228.650, Y=286.450), les marnes du plateau de Béthioua, de Guessiba et de Chabet Errahi, sont représentées par des marnes grises à intercalations de cinérites que les deux forages de la raffinerie (fig .58) semblent avoir recoupé. Plus au Sud, ces marnes passent aux tripolis.

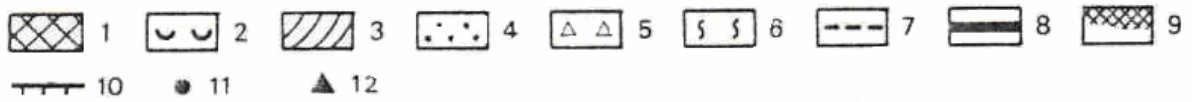
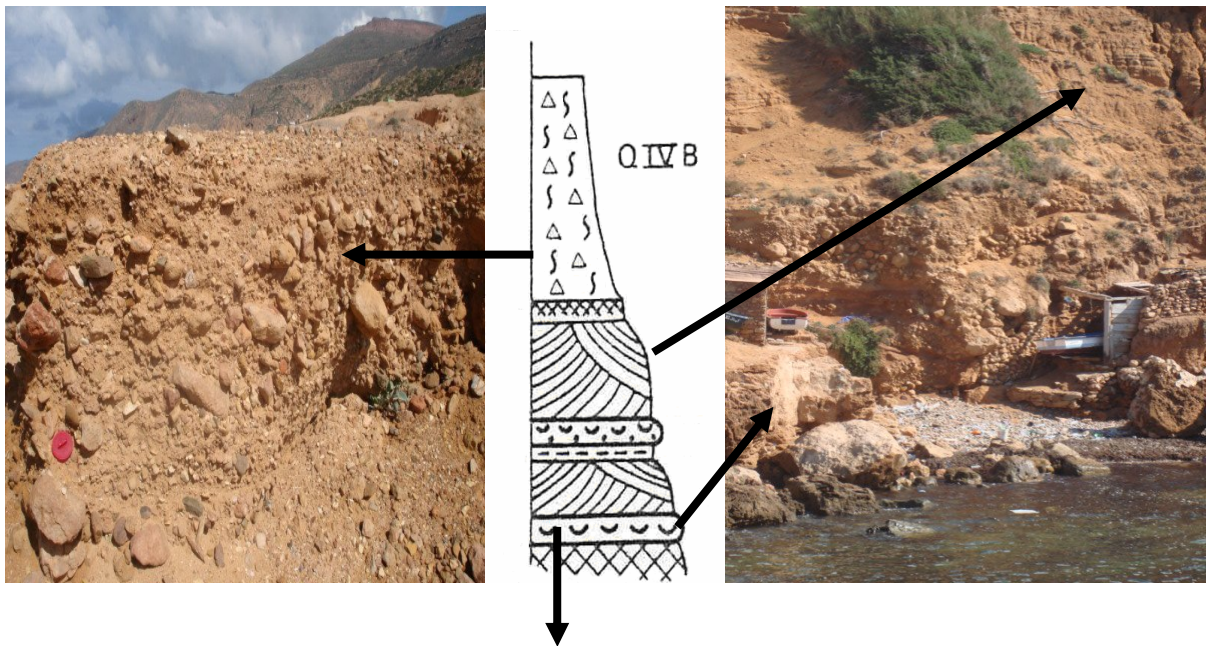
Dans la région de Fleurus (Hassian el Toual), le Miocène à gypse se développe au milieu d'intercalations de calcaires et de marno-calcaires blancs en plaquettes, à empreintes de poissons, s'apparentant aux couches à tripolis. Ces couches de tripolis, un peu soyeuses au toucher, sont attribuées au Miocène à tripolis dont la série, présente au niveau du sondage Db1, a une épaisseur moindre (60 m) que dans les régions voisines. Sur le plateau de Boufatis, au S-W des massifs d'Arzew, le Pliocène affleure largement.

Dans la plaine d'Oran -Es Senia et plus à l'Est, le Miocène supérieur est représenté par une couche de marne bleue surmontant localement du sable noir. La marne bleue est recouverte par des dépôts plio-quaternaires . Quelques sondages ont permis de mesurer la profondeur du toit de la marne :

- 41 m près de petit lac au Nord d'Es Senia (forage 153.73).
- 43 m à 1.5 Km au Nord d'Es Senia (forage 153.72) .
- 68 m à Bir El Djir (forage 153-40).
- 128 m à l'aérodrome d'Es Sénia (forage 527-F3).

Il y a lieu de signaler que, dans son faciès typique, le Calabrien (Pléistocène inférieur) des environs d'Oran présente des bancs de calcaire gréseux et de grés calcaires, riches en débris organiques. Le degré de cimentation des grés est variable et certains sondages ont recoupé des horizons peu ou pas consolidés (sondage S9 situé entre douar Sidi Marouf et Sanchidrian). A la base du Calabrien, les couches de calcaire marneux ou de marnes forment la transition avec le Pliocène supérieur. Le limon marneux est, d'après Gourinard (1958), riche en foraminifères et coccolites. Ce faciès est extrêmement intéressant par son contenu paléontologique car il porte la trace d'un refroidissement du climat.





1 : substratum; 2 : grès de plage; 3 : dunes; 4 : galets arrondis; 5 : galets anguleux; 6 : limons roses ;  
 7 : marnes bleues à concrétions calcaires; 8 : sol noir ; 9 : sol fersiallitique ; 10 : croûte calcaire ;  
 11 : strombes ; 12 industrie atérienne

Fig.57: Coupe géologique au niveau du petit port de Kristel (Thomas, 1985)

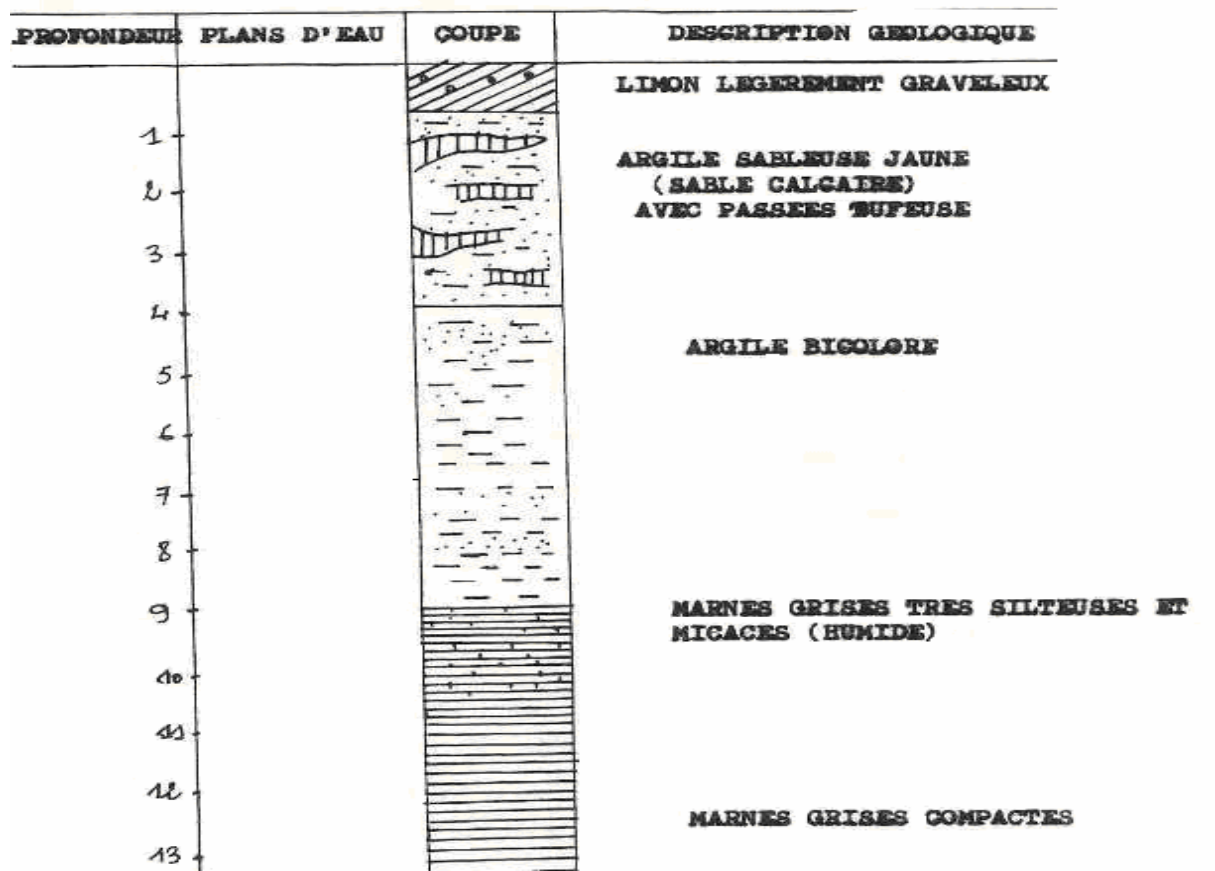


Fig. 58: Sondage de la raffinerie (X=228.650, Y=286.450)

Ultérieurement à la régression marine, les calcaires et les grés du Calabrien ont subi, par interaction avec les agents atmosphériques, une dissolution d'une partie des éléments carbonatés. Cette dissolution partielle serait derrière la formation des couches d'altération constituées essentiellement d'argile rouge brique plus ou moins sableuse. Les sondages S8, S9, S21 et notamment S 25 semblent avoir recoupé ces formations. Au Nord du plateau d'Oran, ces dépôts d'argile rouge occupent une grande surface, vers le Sud ces formations sont envahies progressivement par des limons gris.

Dans la partie S-W du secteur d'études, les sondages existants ne présentent aucune coupure lithologique pouvant marquer la limite entre les dépôts pliocènes et calabriens : à la place du faciès gréseux, nous avons une série à dominante marneuse avec de petits bancs de calcaire et quelques niveaux lenticulaires de sables plus ou moins argileux.

Concernant les « **dépôts quaternaires** », ils englobent l'ensemble des terrains plus récents que le Calabrien. Dans sa note du 07/12/1974, Sourisseau, a relevé, dans la zone industrielle d'Oran - Es Senia, que les terrains du Quaternaire sont constitués des faciès suivants: calcaire tuffeux, très gypsifère et salifère, fissuré, avec de très nombreuses lentilles d'argiles détritiques, de limons et de Loess avec quelquefois de lignite.

L'épaisseur de ces terrains augmente du Nord vers le Sud-Ouest en direction de la grande Sebkhha (de 11 à 20 m). A la base du Quaternaire, on rencontre des argiles blanches. Cependant, les sondages d'études, forés en 1983, ont apporté de nouveaux éléments d'informations. Ils ont montré que les terrains quaternaires présentent schématiquement cinq niveaux se succédant de haut en bas :

- Les terrains gypsifères et salés des dayas (les terrains gypsifères présentent souvent des cavités issues de dissolution par les circulations d'eau).
- Les encroûtements calcaires de surface épais de quelques mètres présents dans la moitié Nord de la zone de Hassi Ameer.
- Les limons argileux gypseux gris d'âge Holocène pouvant atteindre 30 à 40 mètres d'épaisseur à proximité de la grande Sebkhha d'Oran.
- Les sables argileux d'âge **Pléistocène moyen et supérieur**, plus ou moins graveleux avec des passées purement sableuses et d'autres calcaires. Ces faciès lorsqu'ils affleurent, ne sont pas recouverts d'encroûtements calcaires. Au N-W de la ville d'Oran, le Pléistocène supérieur affleure, entre le Ravin Blanc et la Pointe de l'Aiguille, sous forme de grès de plage, surmonté par un complexe dunaire. Ce dernier est généralement séparé en deux fois par le sol rouge (fig.59).



Fig.59: Le massif dunaire pléistocène moyen et supérieur ( ?) séparé en deux fois par le sol rouge (Bahia Center)

L'ensemble de ces formations repose sur le Miocène post-nappe par l'intermédiaire de la plate forme d'abrasion (SP1). Le Pléistocène supérieur affleure également à proximité de la maison forestière d'Ain Franin où des limons reposent sur des dunes et sols rouges surmontant des grès de plage. Cette configuration est également observable dans la région du port de Kristel (fig.60). Il y a lieu de signaler que les terrains post calabriens deviennent vers le N, de plus en plus minces et finissent par se réduire à un placage discontinu sur les grès calabriens ou les calcaires pliocènes. Au N d'une ligne Victor Hugo - Sanchidrian - Douar Sidi Marouf, le Quaternaire récent n'est plus observable.

- Les grès calcaires blanchâtres à ocre d'âge Pléistocène inférieur. Ils affleurent sur le plateau d'Oran en recouvrement des terrains du Miocène marneux et au niveau de Bir El Djir. Ces grès sont plus ou moins indurés et présentent même des faciès sableux. L'épaisseur totale observée sur la falaise littorale est d'environ 130 mètres comprenant 15 mètres de sables dunaires à la base , 25 mètres de grès dunaires grossiers, 80 à 90 mètres de grès carbonatés et 0 à 8 mètres d'encroûtements.

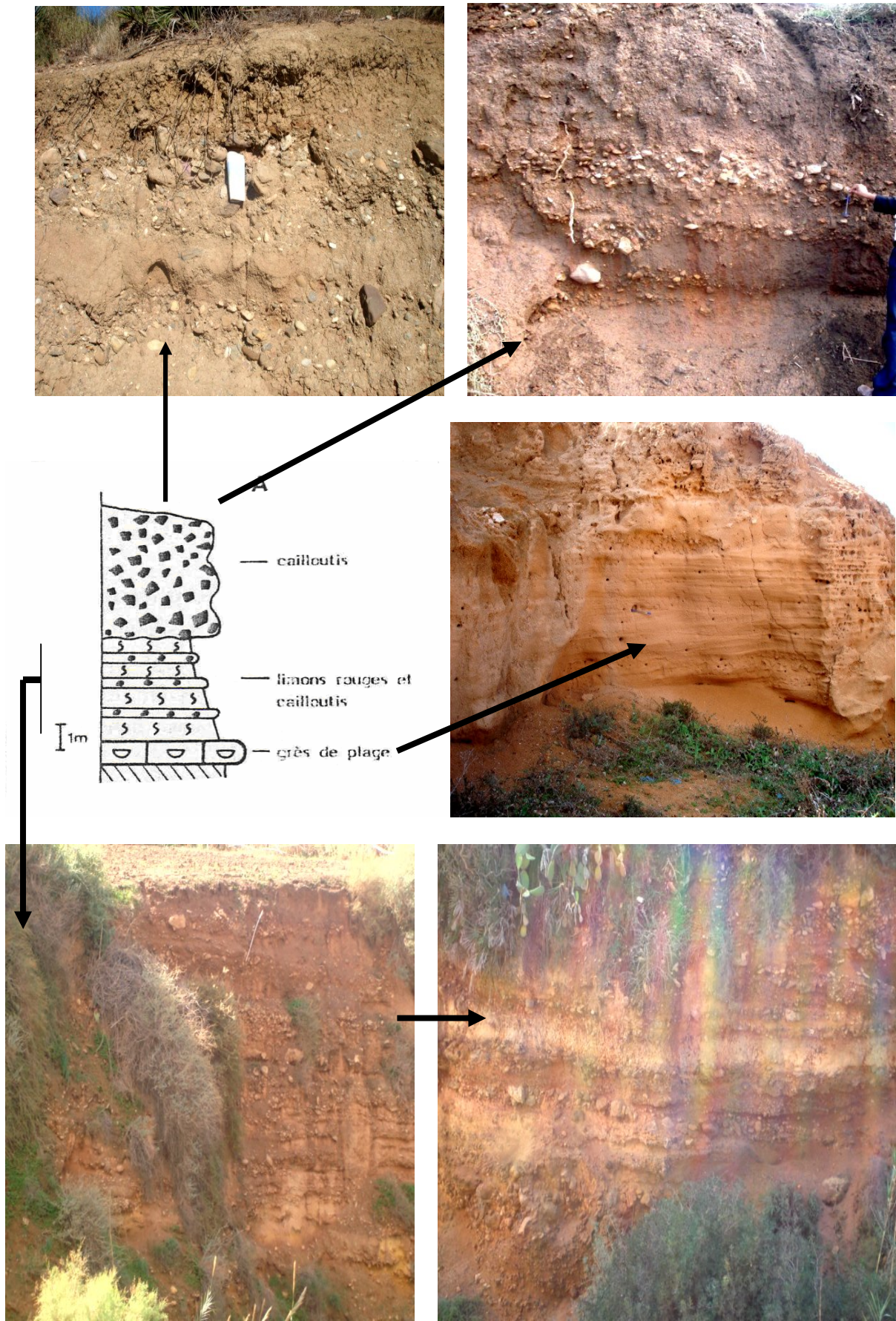


Fig.60: Coupe géologique dans la région du port de Kristel (Thomas, 1985)

## 2.1.2. Géologie des structures en domaine marin

### 2.1.2.1. Stratigraphie du domaine marin

#### 2.1.2.1.1. Plateau continental

Afin d'étudier la distribution des sédiments sur le plateau continental algérien, Leclaire (1970) établit des cartes sédimentologiques grâce à ses travaux effectués sur des carottes sédimentaires issus de la campagne GEOMEDE 1 (1966) et de l'expédition suédoise (The Swedish Deep Sea Expedition, 1947-1948).

Sur le plateau continental algérois, les quatre principaux faciès, observés, sont décrits de la côte vers le large comme étant (fig.61):

- ◇ des sables siliceux à quartz et tourmaline de la bordure littorale meuble,
- ◇ des boues à illite et quartz des vasières et des bandes de vase intermédiaire,
- ◇ des sables et graviers calcaires à Algues et Bryozoaires qui se subdivisent en sables récents et sables anciens,
- ◇ des boues à foraminifères du rebord continental.

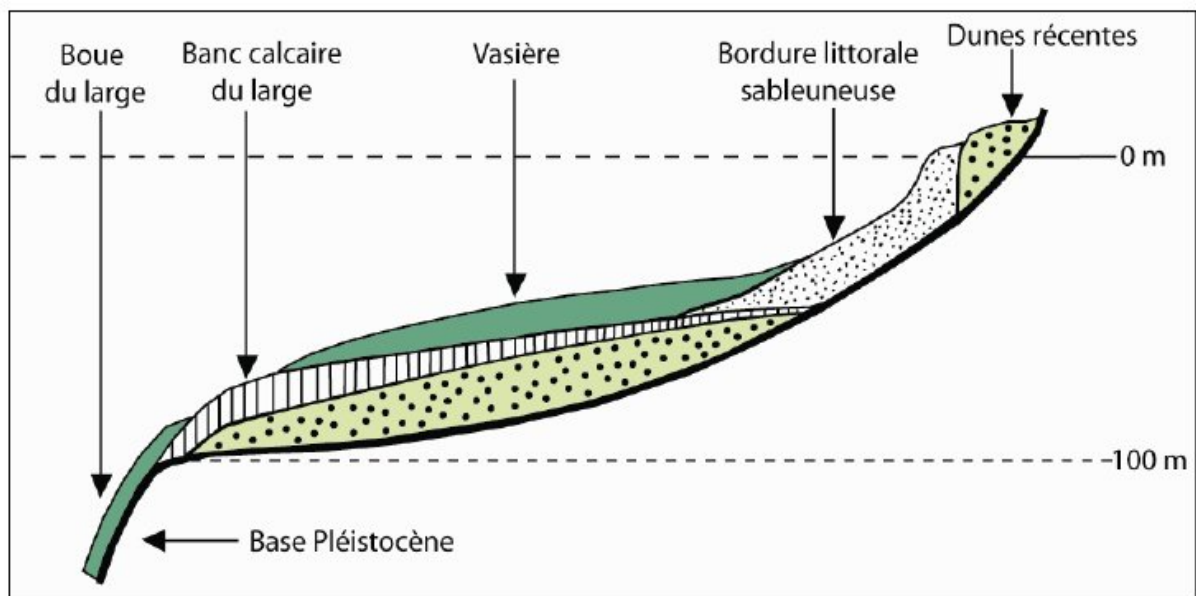


Fig. 61 : Schéma montrant la répartition des sédiments sur le plateau continental algérien (Leclaire, 1970).

#### 2.1.2.1.2. Pente et plaine abyssale

Les carottes sédimentaires C4 et C3 (GEOMEDE 1, 1966) et 02 et 020 (The Swedish Deep Sea Expedition, 1947-1948) avaient permis à Leclaire (1970) de constater que les sédiments déposés sur la pente continentale, au large d'Alger, sont surtout des boues fines homogènes et pauvres en matière pélagique. En pied de pente, les dépôts deviennent plus grossiers, hétérogènes et de nombreuses passées sableuses sont observées.

Au niveau de la carotte C4 (GEOMEDE 1, 1966), récupérée au large de la ville de Boumerdès, par 2500 mètres de profondeur d'eau (fig.62), Leclaire (1970) observa la présence d'une boue argilo-siliceuse avec des passées sableuses correspondant à des dépôts turbiditiques.

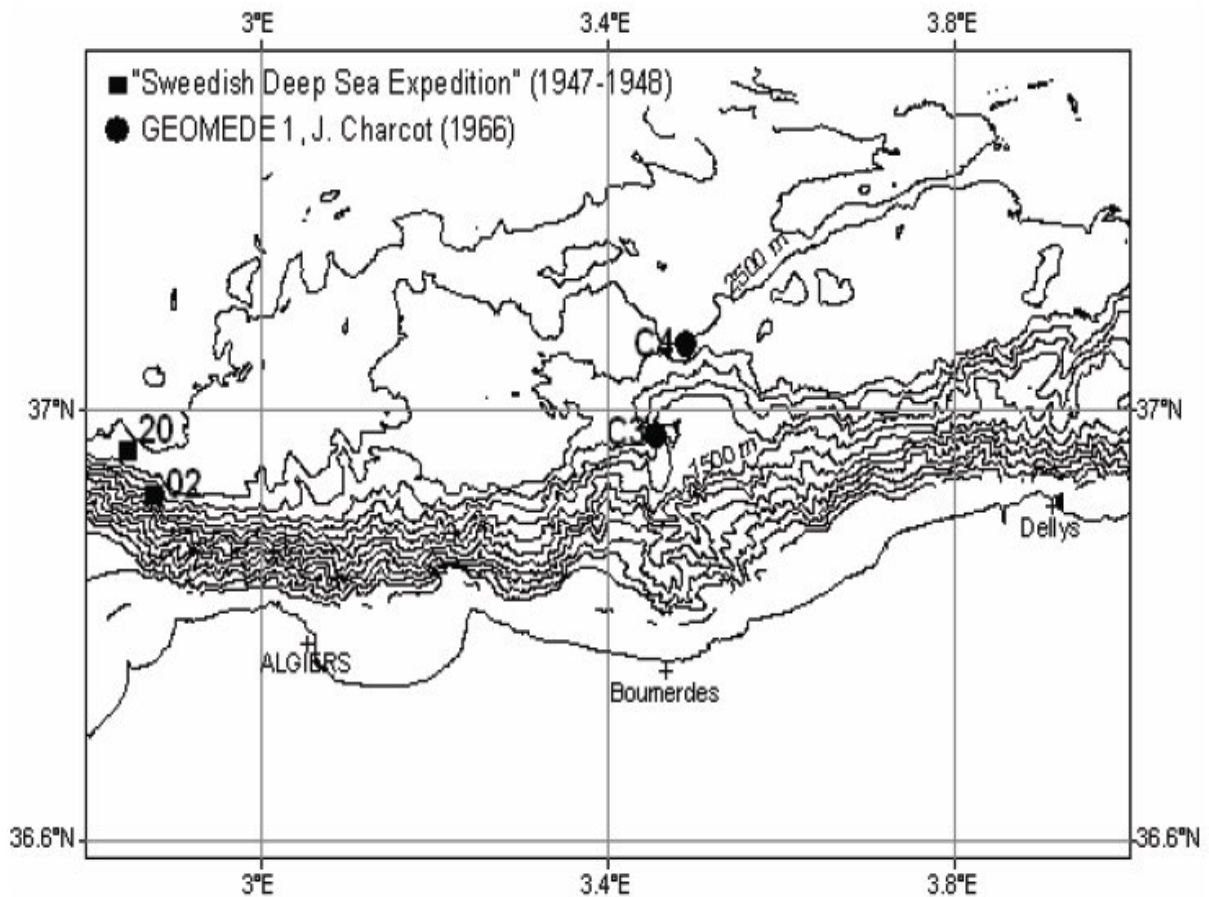


Fig. 62 : Carte des contours bathymétriques montrant la localisation de carottes disponibles dans la zone d'Alger (Mercator, WGS 1984).

L'étude micropaléontologique détaillée de cette carotte, longue de 7 m, a montré que la distribution des fréquences relatives de *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia scitula* et *Globorotalia inflata* se modifie de manière significative à partir de 4 mètres de profondeur (Fig. 63). Ces observations ont facilité l'identification de deux zones distinctes (Leclaire, 1970) :

- la première à microfaune de type subtropical à tempéré chaud
- la deuxième à foraminifères de type tempéré froid voire même subarctique.

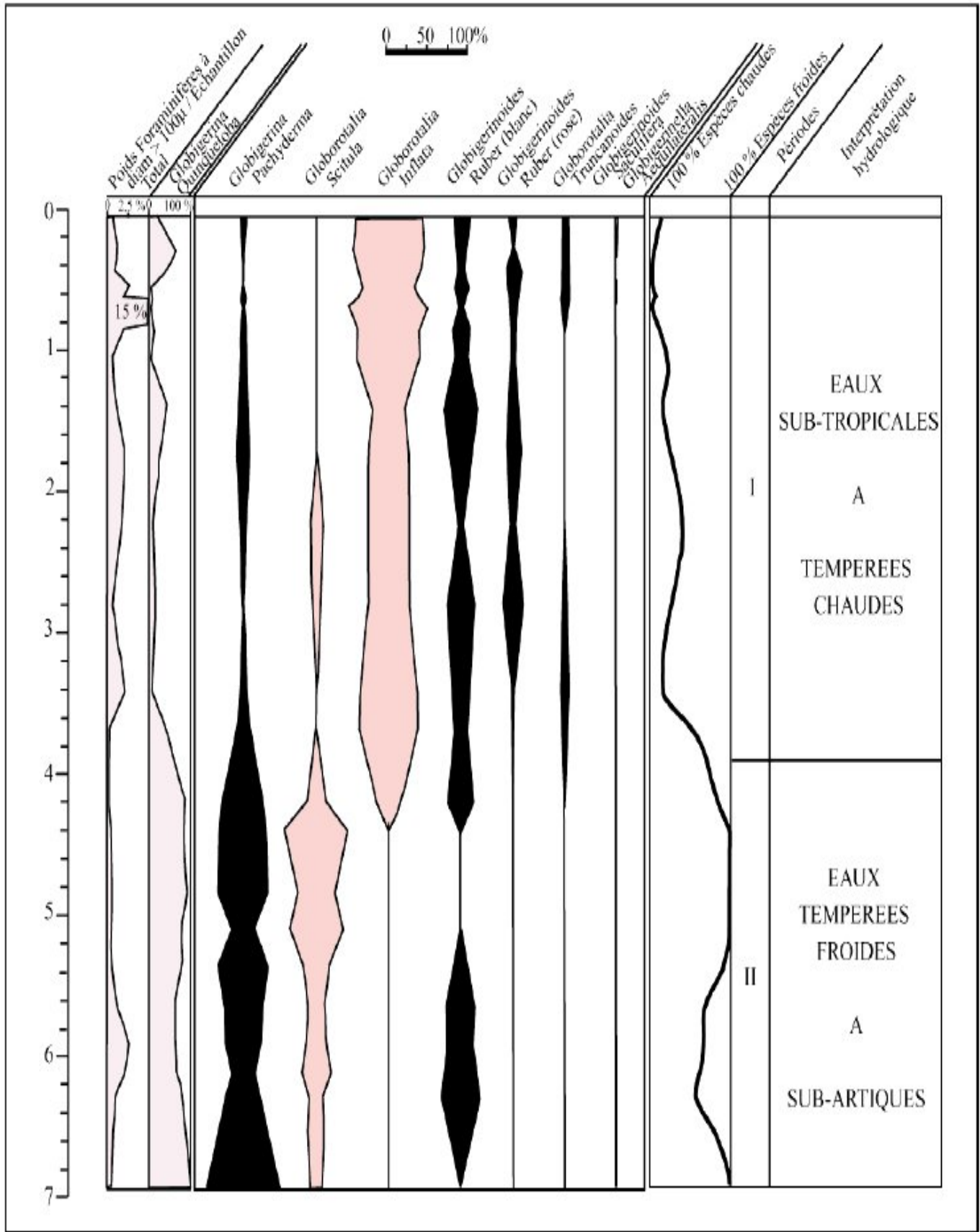


Fig. 63 : Distribution des espèces de foraminifères planctoniques et interprétation hydrologique et climatique dans la carotte C4 - Géomède 1 (d'après Leclaire, 1970).



En s'appuyant sur les études paléontologiques effectuées sur les carottes sédimentaires et sur les données antérieures (Todd, 1958 ; Parker, 1958), Leclaire (1970) a pu réaliser une échelle stratigraphique pour la marge algérienne (fig.64). Au cours de la dernière glaciation, les précipitations auraient considérablement varié et la dernière phase du Würm fut la plus sèche et la plus froide (Leclaire, 1970). Cependant, d'après des études sur des pollens, la majeure partie de l'Afrique du Nord était soumise, depuis la fin du Würm, à un climat **tempérée froid relativement humide** (Leclaire, 1970).

BIOSTRATIGRAPHIE DES CAROTTES (interprétation climatique)	RELATIONS OCEAN - MER MEDITERRANEE	ASPECTS DE LA SEDIMENTATION		ECHELLES STRATIGRAPHIQUES LOCALES			LA MER ET LE PLATEAU CONTINENTAL ALGERIAN		AGES ABSOLUS EN ANNEES (B.P.)	PERIODES	
		Diagenèse	Phases minérales dominantes	Leclaire, 1970	Eriksson, 1965	Parker, 1958					
ZONE "CHAUDE" ~ Actuel	Inversions des courants à Gibraltar, établissement du courant atlantique	Oxydante (except. Kabylie)	Argileuse ou Calcaire	Postglaciaire	Post-glacial	Post-glacial	Immersion	Envasement		INTERGLACIAIRE	HOLOCENE
ZONE "TEMPEREE"			Calcaire	Tardiglaciaire	Late Würm	Phase de la dernière glaciation (Würm II, III)		Transgression flandrienne			
ZONE "FROIDE"	Brèves inversions des courants ?	Réductrice	Siliceuse				Middle Würm	Stade 2-4 d'après Emiliani, 1955	Emersion Régression	Edifications des dunes récentes	
ZONE "TEMPEREE - CHAUDE"		Oxydante	Calcaire	Glaciaire moyen (alternance de périodes fraîches et plus chaudes)	Stade 5 d'après Emiliani, 1955	Elévation du niveau de la mer ?					
ZONE "TEMPEREE"	Tendances réductrices	et	Glaciaire inférieur			Première phase de la dernière glaciation	Oscillations ?	Rubéfaction des dunes anciennes ?			
ZONE "TEMPEREE - CHAUDE"	Oxydante	Argileuse		Glaciaire inférieur	Première phase de la dernière glaciation		Elévation du niveau de la mer ?				
ZONE "FROIDE"	Brèves inversions des courants ?	Réductrice	Siliceuse					Edification des dunes anciennes ?			
ZONE "TEMPEREE - FROIDE"											

Fig. 64 : Schéma montrant la stratigraphie du Quaternaire en Méditerranée Occidentale (d'après Leclaire, 1970).

### 2.1. 2.1.3. Bassin profond algérien :

Les travaux de Fahlquist et Hersey (1969) et Morelli *et al.* (1975), basés sur l'interprétation des données de sismique réfraction, ont révélé que le bassin algéro-provençal est en partie constitué de croûte océanique (vitesses 6,7 - 6,9 km/sec) (Hinz, 1972), contrairement à sa voisine, la mer d'Alboran, qui serait principalement de la croûte continentale amincie (Auzende, 1978 ; Comas *et al.*, 1999), et que le Moho se situait entre 8 et 10 km de profondeur. Cependant, il existerait, selon Roca *et al.*, (2004), une croûte transitionnelle au niveau de la pente continentale algérienne.

Par ailleurs, la campagne (Polymède II) menée au large de la Grande Kabylie a permis de réaliser un certain nombre de profil en sismique réflexion dont celui illustré à la figure 65.

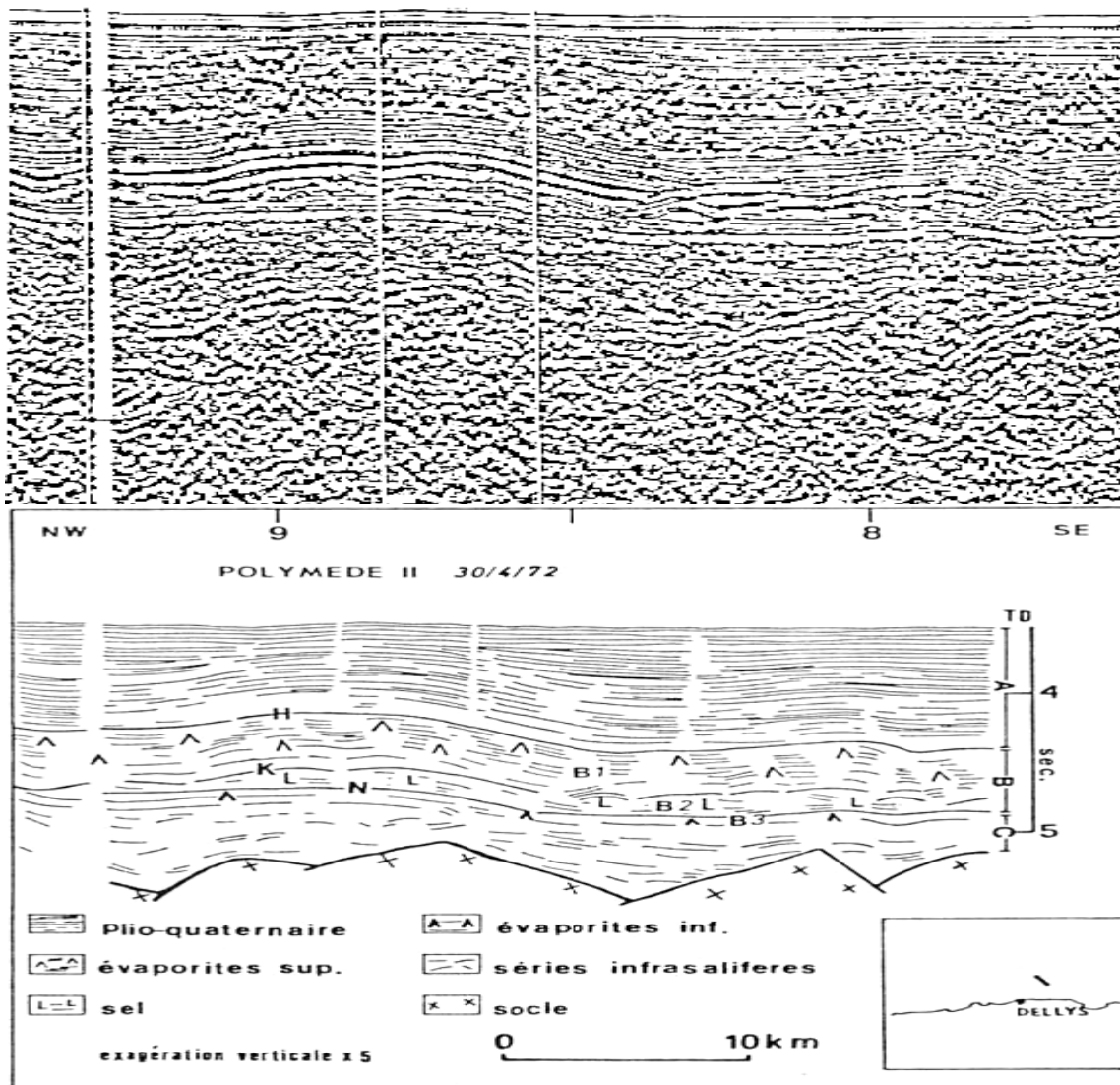


Fig. 65 : A : Plioquaternaire, B1 : évaporites supérieures, B2 : sel, B3 : évaporites inférieures, C : séries infrasalifères.

Les coupes interprétées montrent, de bas en haut, les unités stratigraphiques suivantes (fig.66):

#### **2.1.2.1.4. Le socle :**

Il se trouve à une profondeur d'environ 6 secondes temps double (std) et présente un faciès sismique diffractant sans litage. Il est généralement surmonté par une pile stratigraphique.

#### **2.1. 2.1.5. La pile stratigraphique :**

La pile stratigraphique est considérée par Réhault *et al.* (1984) et El Robrini (1986) comme un remplissage sédimentaire typique du bassin profond algéro-provençal.

##### **2.1.2.1.5.1. Un niveau infra-salifère (vitesses de 3.5 à 5.5 km/s) :**

Les niveaux infra – salifères, d'une épaisseur d'environ 1 std (Auzende, 1978), sont des couches sédimentaires qui correspondent aux niveaux tortoniens à langhiens (Miocène supérieur).

##### **2.1.2.1.5.2. Un niveau évaporitique et salifère messinien (vitesses variant de 3.7 à 4.5 km/s) :**

###### **- Les évaporites inférieures :**

La série évaporitique messinienne débute par un horizon qui n'est pas toujours observé le long des différentes marges méditerranéennes. Cet horizon, lité mais faiblement réfléchissant, est représenté par les évaporites inférieures. Lorsqu'il est présent, il est souvent masqué par le sel sus-jacent.

###### **- La série salifère messinienne :**

Cet horizon, dont la base est constituée d'un fort réflecteur très caractéristique, présente un faciès plutôt transparent, sans litage. Son épaisseur est hautement variable, car il forme parfois des diapirs, et a également tendance à fluer vers les zones profondes. Il est composé de halite et de sel potassique (forage Glomar Challenger, Auzende, 1978).

###### **- Les évaporites supérieures :**

Ces évaporites supérieures, composées de marnes dolomitiques et d'anhydrite, ont une épaisseur d'environ 0.7 std. Elles présentent un niveau, à litage régulier avec de forts réflecteurs, qui épouse la forme des dômes salifères sous-jacents.

##### **2.1.2.1.5.3. La pile sédimentaire plio-quadernaire (2 km/s en moyenne).**

Ce niveau, constituant le niveau le plus superficiel du remplissage sédimentaire, présente un litage régulier d'intensité moyenne. Ce niveau révèle une épaisseur maximale de 1.8 std. A sa base, il existe parfois des niveaux plus clairs, probablement pliocènes. Dans l'ensemble il s'agirait de marnes.

En ce qui concerne les taux de sédimentation sur la marge algérienne, les premières approximations ont donné des valeurs comprises entre 0.03 et 1 mm/an (Leclaire, 1972), alors que pour le Plio-quadernaire en mer d'Alboran, nous avons 0.2 mm/an (Ryan et Hsü, 1973).

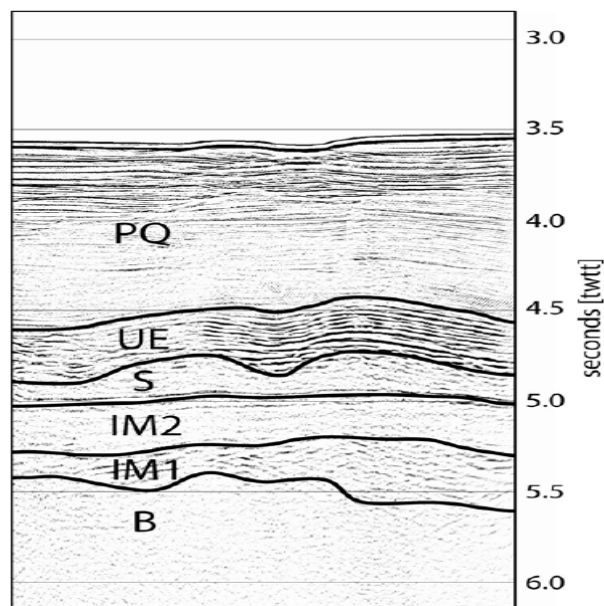


Fig. 66 : coupe sismique-réflexion - 6 traces montrant la stratigraphie séismique typique de la région. PQ: Plio-Quaternaire , UE: Evaporites supérieures , S: Sel Messinien, IM1 et IM2: Séries Infrasalifères , B:Socle (Polymède II)

Néanmoins, d'après les travaux d'Auzende *et al.*, (1975 et 1978), la répartition des sédiments plio-quaternaires n'est pas homogène, ce qui explique la présence des zones de sédimentation préférentielle. Ces dernières s'observent particulièrement en pied de pente. A ce niveau, les sédiments plio-quaternaires peuvent atteindre 2 km d'épaisseur sans toutefois présenter des signes d'intense déformation (El Robrini, 1986), confirmant par là l'inexistence d'un prisme d'accrétion. Enfin, au Nord de Ténès où la plate-forme continentale est presque inexistante nous avons une absence presque totale de sédiments meubles sur la pente (El Robrini, 1986).

#### 2.1.2.2. Les processus sédimentaires identifiés dans la zone d'Oran

Avant la campagne MARADJA (2003), la marge algérienne était d'un point de vue sédimentaire assez mal connue. Grâce à la haute résolution des données de la bathymétrie EM300, de la réflectivité, du sondeur de sédiments Chirp et des 4 carottes Küllenberg de la campagne MARADJA 2003, l'étude de la zone en terme de morphologie et de processus sédimentaires a été rendue possible. Cette étude devait identifier le rôle joué par les processus sédimentaires dans les zones au large de Ténès et Oran, et leurs interactions avec la tectonique et la sismicité de la région.

D'après la carte établie par Domzig (2006) (fig. 67), le bassin profond se caractérise, dans la zone d'Oran, par des sédiments hémi-pélagiques sauf là où le diapir de sel affleure créant des fragilisations locales. En pied de pente ou sur les flancs des canyons, des dépôts de transport épais sont rencontrés. On y remarque aussi deux zones étendues de sédiments très perturbés :

- ◇ La première est située au voisinage du canyon "des moules" au Nord des îles Habibas. En plus des processus hydrodynamiques comme les courants turbiditiques, une série de faille en décrochement WNW- ESE existe dans les parties profondes de la mer (fig.67).

- ◇ La deuxième zone, largement dérangée, est située au Nord d'Oran où plusieurs canyons actifs se terminent. Cela suggère une forte influence des courants turbiditiques qui remobilisent les sédiments.

La morphologie de la pente est, donc, fortement influencée par la tectonique, mais également par les processus sédimentaires et la géologie du substratum. A partir de la carte, on remarque que la zone à l'ouest d'Oran est clairement influencée par le système de drainage, avec de grands canyons. Le lien avec les grands réseaux fluviaux à terre est souvent inexistant. De plus, le secteur situé juste à l'ouest d'Oran, se prolonge en mer et se caractérise par des dômes magmatiques qui se matérialisent par des formes rondes, peu incisées par des canyons (Domzig, 2006).

En face de la baie d'Arzew, la pente est singulièrement dépourvue de grands canyons actifs. Elle est contrôlée par l'érosion régressive et de petits glissements. A terre, on est en face du Chelif l'un des plus grands Oueds d'Algérie, de part son réseau de drainage et sa longueur. La présence de la plate-forme continentale joue probablement un rôle dans le piégeage des sédiments venant du continent, et l'atténuation de l'énergie venant de l'Oued (fig.67).

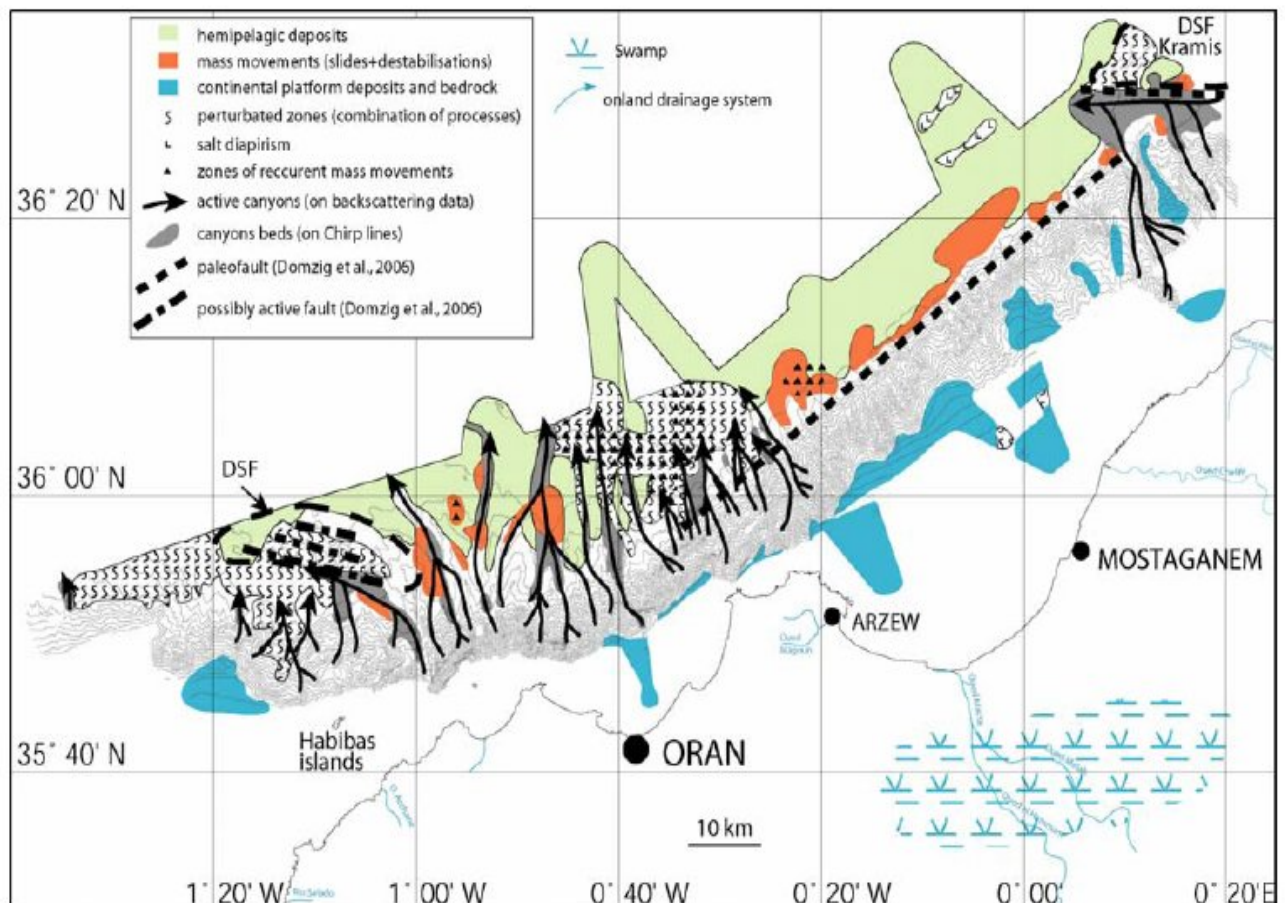


Fig. 67 : Carte des processus sédimentaires identifiés dans la zone d'Oran (Domzig, 2006).

### 2.1.3 Paléogéographie du littoral oranais

Pour mettre en évidence l'importance des changements intervenant dans la géométrie des aires de sédimentation, nous avons jugé utile de rappeler les caractéristiques de chaque stade paléogéographique identifié par Thomas (1985) dans le bassin occidental du Bas Chélif. Les stades paléogéographiques sont au nombre de quatre et se définissent comme suit :

#### 2.1.3.1. Premier cycle (PI) :

La base du premier cycle PI (Tabianien) a été identifiée grâce à la microfaune planctonique. Leur absence s'explique soit par l'érosion des niveaux correspondants soit par l'apparition d'un milieu néritique puis continental lié à une régression précoce.

##### 2.1.3.1.1. Stade PIA (fig. 68)

D'après la carte de ce stade paléogéographique, on remarque que la sédimentation marine se concentre principalement dans les dépressions d'El Malah-Ain Defla et de Ghriss-Sidi Ali où le Pliocène débute généralement par des niveaux détritiques composés par des grés ou sables parfois des conglomérats. Par contre, les marnes bleues rattachées par Perrodon (1957) au Pliocène et correspondant à la partie inférieure du cycle PIA (Tabianien inférieur) peuvent atteindre une épaisseur de l'ordre de 600 m. Vers l'Ouest (plis des salines d'Arzew), ces formations marneuses présentent des intercalations de calcaire gréseux et de calcaire à algues. La sédimentation continentale s'effectue, quant à elle, dans les dépressions de Ghriss et de Ben Badis avec une décroissance rapide de la granulométrie du Sud vers le Nord. Cette sédimentation, d'origine fluviatile, serait liée à la reprise de l'érosion succédant à l'accalmie du Miocène terminal. Il y a lieu de signaler que la dépression El Malah-Ain defla s'allonge suivant la direction N50°E. L'allongement transverse de la dépression Ghriss - Sidi Ali illustre l'influence de la direction N20°E. Par contre, dans la dépression Ben Badis, cette dernière (N20°E) ne se manifeste que discrètement.

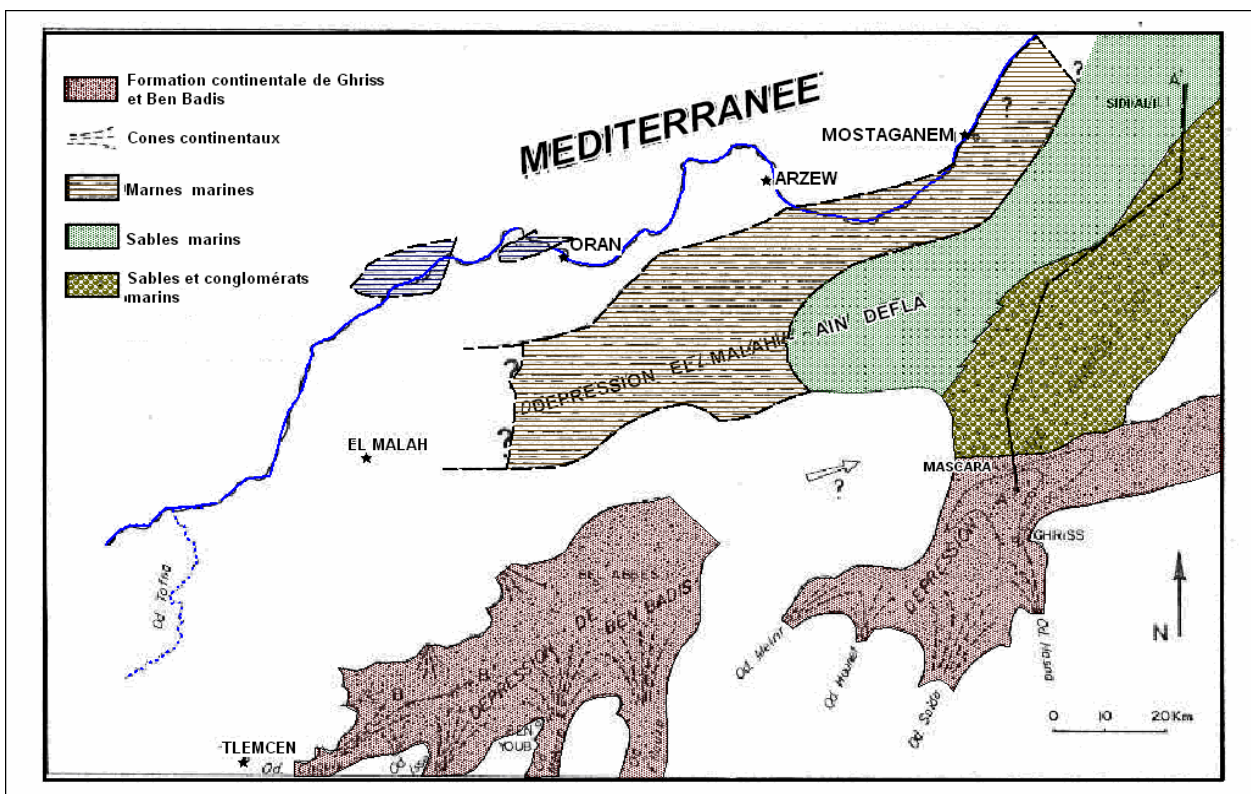


Fig.68: Paléogéographie du bassin du Bas Chélif occidental, Cycle PI : stade initial A (Tabianien inférieur), (Thomas, 1985)

### 2.1.3.1.2. Stade paléogéographique PIB (fig. 69)

Par rapport au stade PIA, la paléogéographie du Tabianien supérieur (PIB) subit un profond changement qui se manifeste, sur le plan de la géométrie des aires de sédimentation, par la disparition des dépressions à sédimentation continentale de Ghriss et de Ben Badis et par le rétrécissement maximum des aires de sédimentation marine (cuvette de Mocta-Douz) consécutif à une évolution centripète sous l'action de déformations tectoniques.

Sur le plan morpho-climatique, nous avons le façonnement de glacis d'ablation décakilométrique (glacis SPI) dont une grande partie a été érodée par les aplanissements postérieurs. Ces glacis (SPI) s'enracinent dans les djebels Murdjadjo, Khar et Orouse. Vers l'Est, ils sont recouverts par les dépôts transgressifs du deuxième cycle ce qui explique leur bon état de conservation

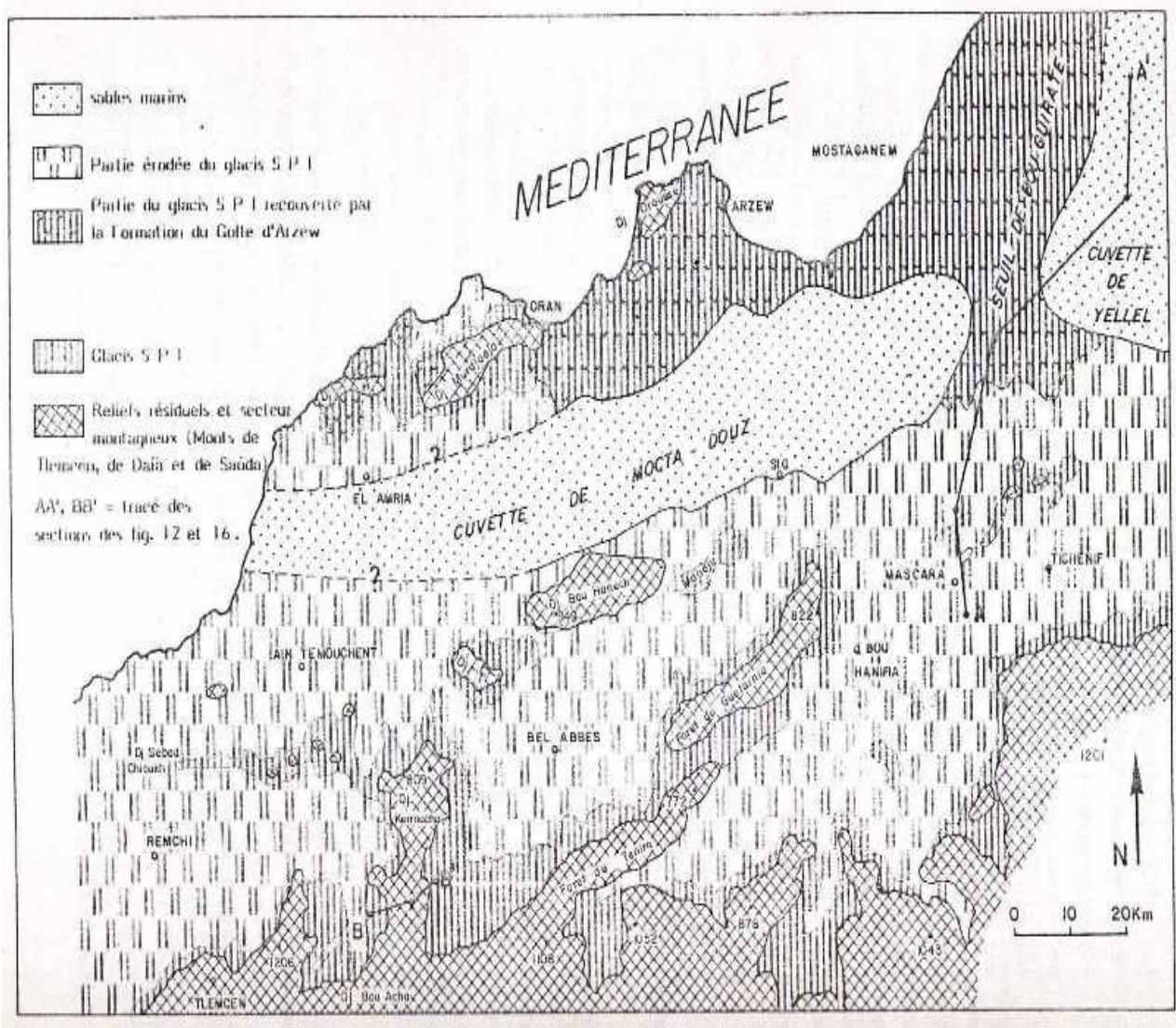


Fig.69 : Paléogéographie du bassin du Bas Chélif occidental, Cycle PI : stade final B(Tabianien supérieur), (Thomas, 1985)

### 2.1.3.2. Deuxième cycle (PII) :

Le début du second cycle (PII) est indiqué par une granulométrie croissante. Cette particularité a été utilisée pour matérialiser le passage d'un cycle à l'autre. Donc, le passage PI/PII s'effectuerait précisément à la limite Tabianien – Plaisancien.

#### 2.1.3.2.1- Stade paléogéographique PII A (fig. 70)

La figure 70 représente l'organisation des corps sédimentaires au moment du dépôt de la première séquence (PIIA1) considérée comme le début du cycle PII. Il y a lieu de noter qu'à la fin du cycle PI, la mer tabianienne se retire définitivement du Bassin du Cheliff oriental cédant les lieux à une sédimentation continentale. Durant cette période, dans le Bas Chélif occidental, le golfe d'Arzew, contrôlé par trois (3) directions structurales N50° E, N20°E et EW, se développe. Au début de son évolution, le golfe est largement ouvert sur le plan d'eau méditerranéen. Par la suite, un important massif dunaire développé à l'emplacement de l'actuel littoral parviendra à bouleverser cette configuration. Aussi, parallèlement à la direction d'allongement du golfe, on distingue une zone à basse énergie encadrée par deux zones à hautes énergies. La zone septentrionale à haute énergie est généralisée aux massifs littoraux (djebels de Houissy et d'Orousse). Ces derniers correspondent aux reliefs résiduels de la période de façonnement de la surface SPI inondée par la transgression du deuxième cycle. Cette transgression obéit, d'après Thomas (1985), à une polarité centrifuge dissymétrique. Dans ce secteur, il est aisé de remarquer que les faciès à haute énergie, débordant les limites de la mer tabianienne, reposent sur des terrains anté-pliocènes allant jusqu'au paléozoïque. Ce changement paléogéographique remarquable **suggère l'intervention de déformations tectoniques intra-pliocène** (Thomas, 1985).

En conséquence, il a été déduit que les changements climatiques ayant probablement affectés le Calabrien n'ont pu lui insuffler une individualité paléogéographique propre. Le seul changement climatique important se situerait au début du Plaisancien. A ce moment, le passage d'un système morphogénétique de type aréolaire à un système d'écoulement concentré est signalé par Thomas (1985), ce qui traduit un accroissement des précipitations.



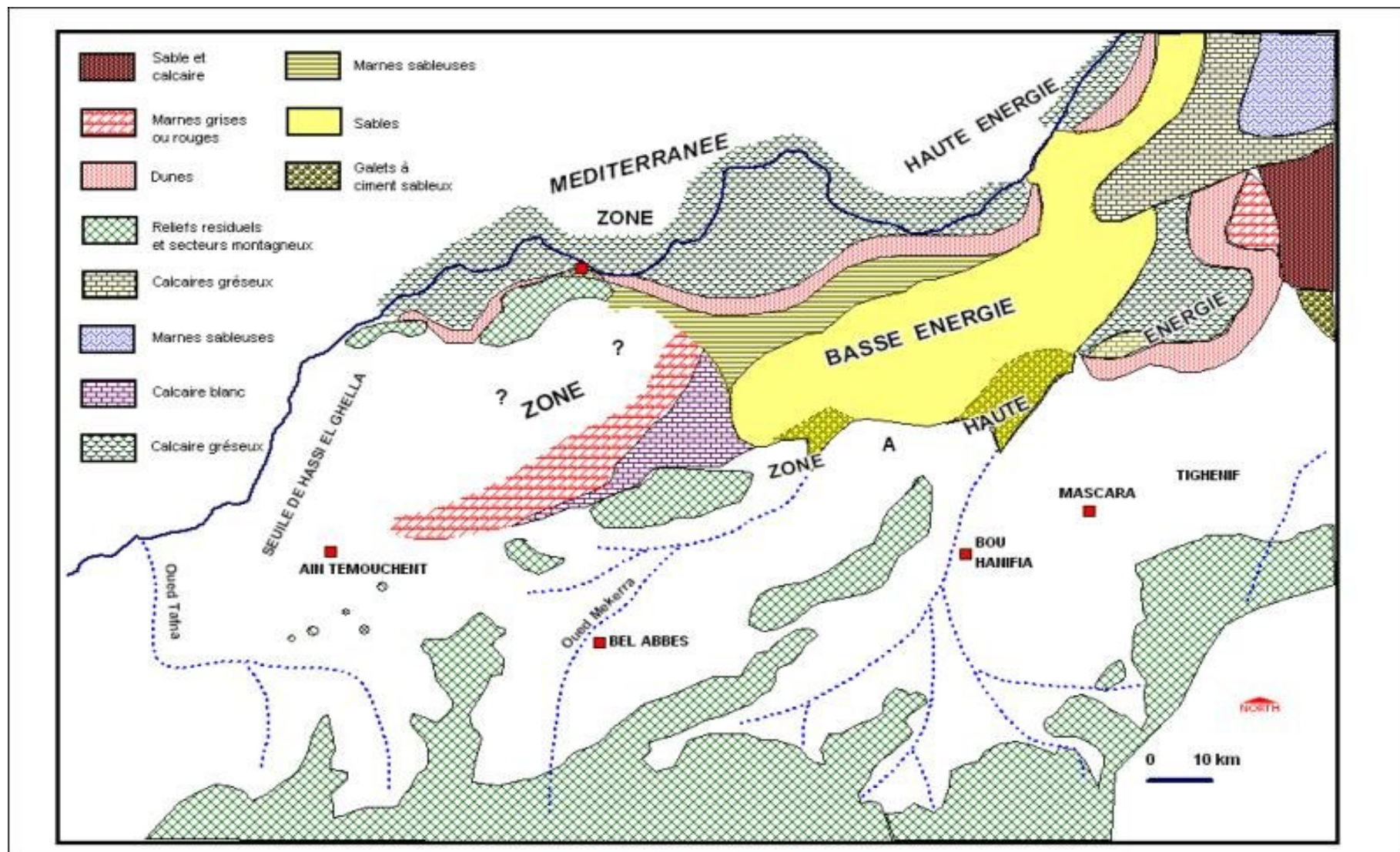


Fig.70: Paléogéographie du bassin du Bas Chéelif occidental, Cycle PII : stade initial A (Plaisancien et Calabrien), (Thomas, 1985)

### 2.1.3.2.2. Stade paléogéographique PII B (fig.71)

Marquant la fin du cycle PII, le stade Pléistocène (PIIB) se caractérise, par rapport au stade précédent, par trois changements paléogéographiques principaux.

Tout d'abord, le rétrécissement des aires de sédimentation entraîne le retrait définitif de la mer de l'ensemble du domaine favorisant ainsi leur comblement par des apports entièrement continentaux (formation de la Mekerra). En outre, les conditions morpho-climatiques liées à des écoulements diffus provoquent le façonnement d'un système de glacis d'ablation. Au niveau du littoral, le glacis d'Oran s'étend entre l'embouchure de la Macta et le Djebel Murdjadjo; le Djebel Orouse et le Djebel Khar constituent des reliefs résiduels. La surface de cette génération de glacis est dénudée ou affectée par un encroûtement friable blanc continu ou discontinu (50 cm à 1 m), surmontée par une croûte très dure de teinte rose (10 cm au maximum). Enfin, la tectonique s'exprime d'une part par une évolution dissymétrique de l'aire de sédimentation principale (cuvette du Tlélat), et d'autre part par la déformation du Tell méridional (dépression et bombement).

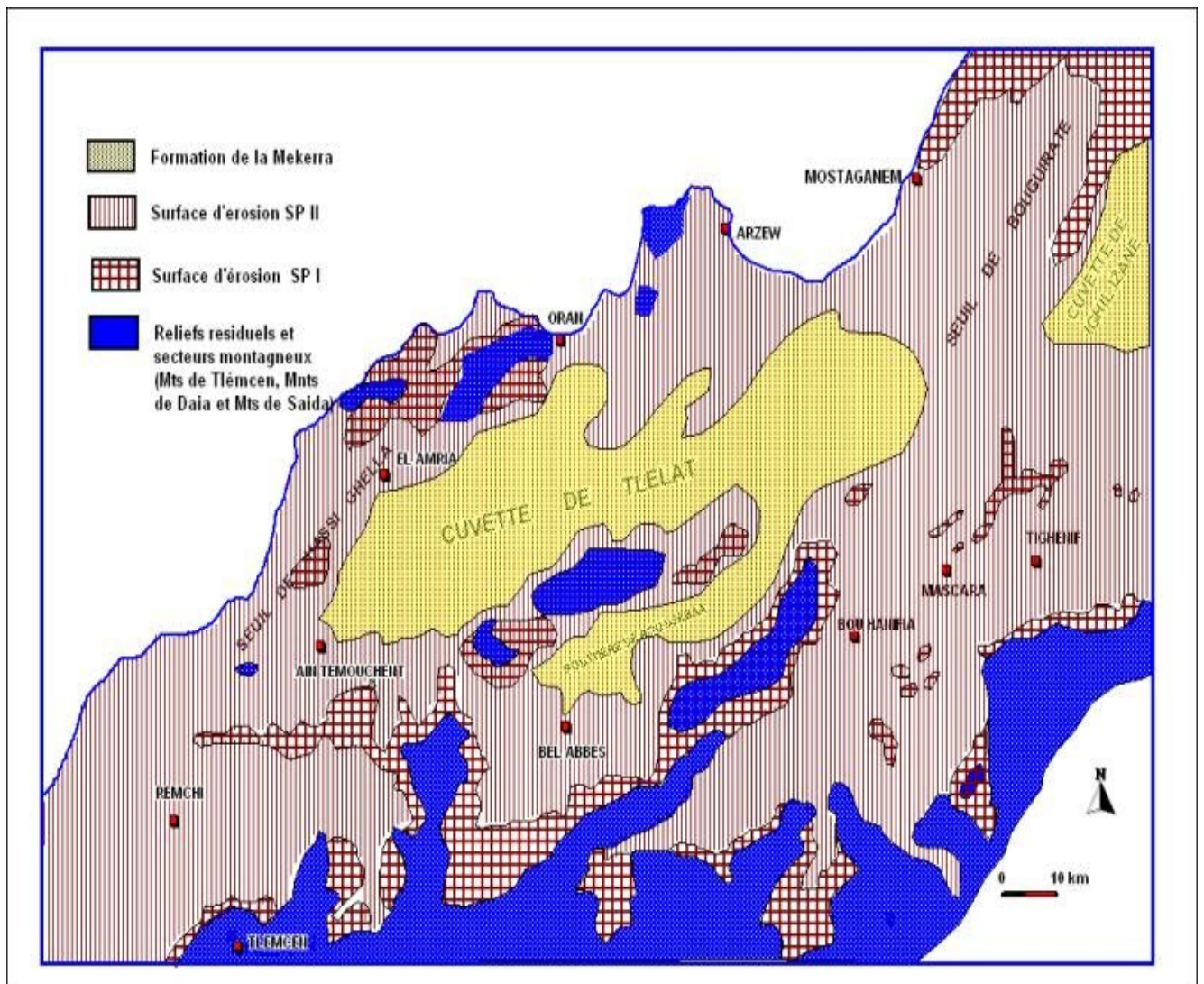


Fig.71: Paléogéographie du bassin du Bas Chélif occidental, Cycle PII : stade final B (Pléistocène inférieur), (Thomas, 1985)