

Géologie d'algerie

univercité de jijel

I- LE DOMAINE INTERNE : les Kabylies

Les unités du domaine interne comprennent le socle kabyle cristallin et sa couverture sédimentaire.

Les terrains du socle kabyle affleurent principalement dans les Kabylies où ils constituent les affleurements les plus importants du socle. On les retrouve, d'est en ouest, en « Petite » et « Grande » Kabylie et dans les pointements côtiers des massifs d'Alger, du Chenoua et de Ténès. Plus à l'ouest, des remaniements de galets dans les formations de l'Oligocène et du Miocène témoignent de l'existence assez proche des terrains du socle métamorphique, actuellement sous la mer (Durand Delga, 1969).

La couverture sédimentaire du socle est représentée par des termes paléozoïques liés au socle puis par des niveaux surtout carbonatés du Trias à l'Eocène, ceux-ci constituant la dorsale kabyle ou « chaîne calcaire », souvent désolidarisée de son substratum et forme une bande étroite de terrains situés au sud des affleurements du socle kabyle



I.1- Le socle kabyle

I.1.1- Composition

Le socle de « Petite Kabylie » comprendrait les ensembles suivants :

- * un ensemble cristallophyllien inférieur, formé de gneiss à intercalations, parfois puissantes, de marbres, quartzites et d'amphibolites. Certains de ces gneiss proviendraient de la transformation de granites cadomiens (Bossière, 1980) [cadomien : cycle orogénique précambrien qui se termine par la phase cadomienne (limite du Précambrien et du Cambrien, marquée par une discordance)];
- * un ensemble cristallophyllien supérieur, comportant des « schistes satinés ou phyllades, des grès (localement) et des porphyroïdes oillés ». Les phyllades ont subi un métamorphisme de basse pression avec une zone inférieure à biotite et une zone supérieure à chlorite. Ce métamorphisme pourrait être tardi-cadomien ou éocalédonien (Baudelot et al. 1981) ;
- * la couverture sédimentaire paléozoïque du socle cristallin, peu ou pas métamorphique, dont les séries comprennent des termes de l'Ordovicien (Baudelot et al. 1981), du Silurien à graptolites, du Dévonien à orthocères et tentaculites (Raoult, 1974 ; Bouillin, 1977), ainsi que du Carbonifère inférieur à conodontes (Bouillin et Ferret, 1982).

I.1.2- Age du métamorphisme

Des terrains paléozoïques fossilifères sont superposés aux phyllades au Nord de l'affleurement principal du socle de Grande Kabylie et dans la partie occidentale de la Petite Kabylie (région de Jijel). Il en est de même à la bordure méridionale des socles kabyles, où des terrains mésozoïques et paléogènes reposent en contact stratigraphique sur le paléozoïque : l'ensemble de ces formations, débité en écailles, constitue la dorsale kabyle ou chaîne calcaire.

Le métamorphisme principal des socles kabyles est très vraisemblablement antérieur au Cambrien supérieur (Les différentes hypothèses relatives à l'âge du métamorphisme des socles kabyles seront discutées pendant la séance de cours).

I.1.3- Allochtonie du socle kabyle

Le socle de Petite Kabylie a été charrié vers le Sud, sur les formations du domaine externe, avec une flèche d'une trentaine de kilomètres (Durand Delga, 1955, Bouillin, 1977). (Les arguments seront discutés pendant la séance de cours).

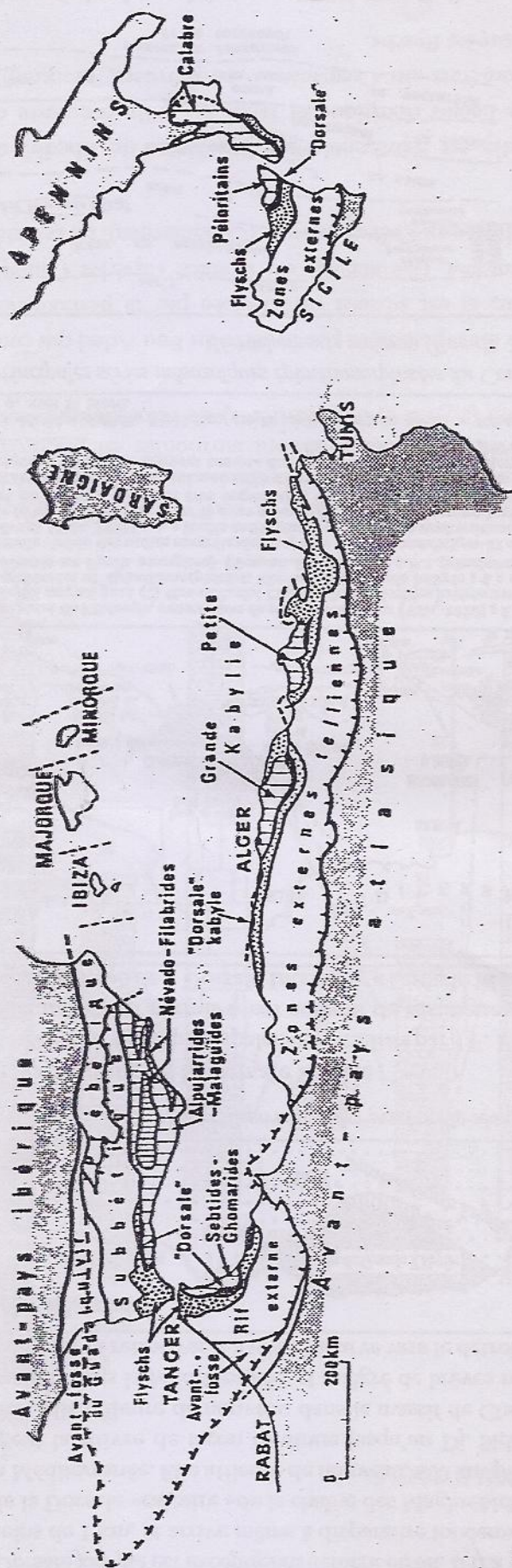
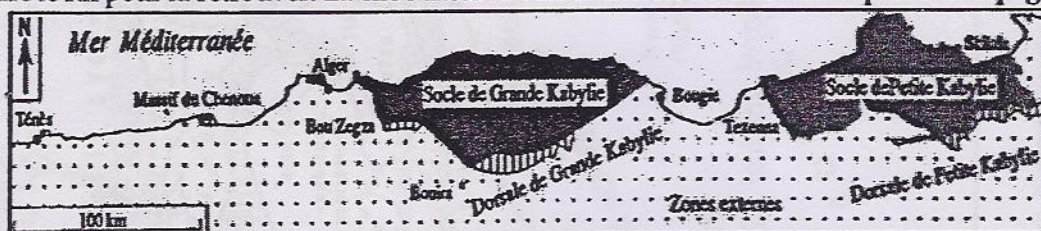


FIG. 4. — Schéma structural des Bétides et des Maghrébides.
Zones internes, en barré vertical ; Zones externes en blanc ; "Dorsale" pénétrée en noir.

I.2- La Dorsale kabyle

I.2.1- Localisation des affleurements

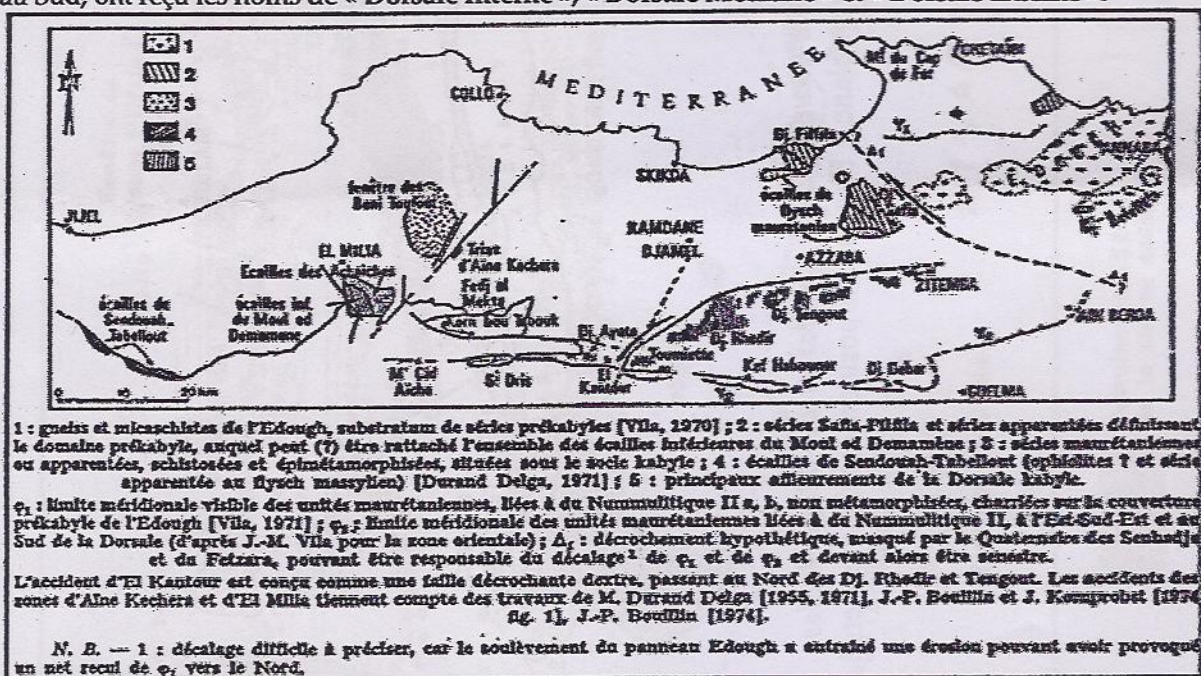
Le domaine de la Dorsale kabyle est exceptionnellement étroit. Il n'a jamais plus de 10 km (Djurdjura occidental), il mesure souvent moins de 1 km, et arrive même à disparaître totalement en certains secteurs. La Dorsale Kabyle est un des segments de la Dorsale «calcaire» de la chaîne des Maghrébides. Celle-ci apparaît en Sicile pour disparaître rapidement sous la Méditerranée. Elle affleure de nouveau, 400 km plus à l'Ouest, au Sud d'Annaba en Algérie (Dj. Abiod) d'où l'on peut la suivre de façon continue jusqu'au Dj. Sidi Driss, au Nord de Constantine. Après une nouvelle interruption, elle affleure de nouveau dans le massif de Chellata et dans le Djurdjura, et au-delà, jusqu'à Alger. Puis elle disparaît sous la Méditerranée, et malgré de brèves réapparitions, au Chenoua puis au Cap Ténès, il faut atteindre le Rif pour la retrouver. Là elle s'incurve vers le détroit de Gibraltar et passe en Espagne.



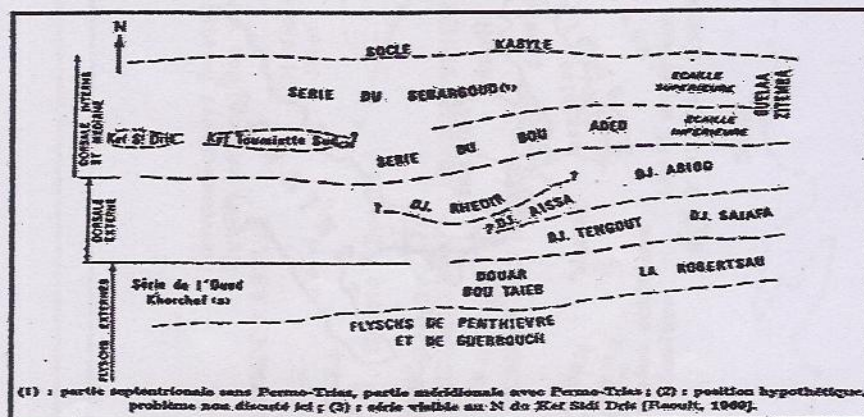
Répartition à discuter pendant la séance de cours.

1.2.2- Séries stratigraphiques de la dorsale kabyle

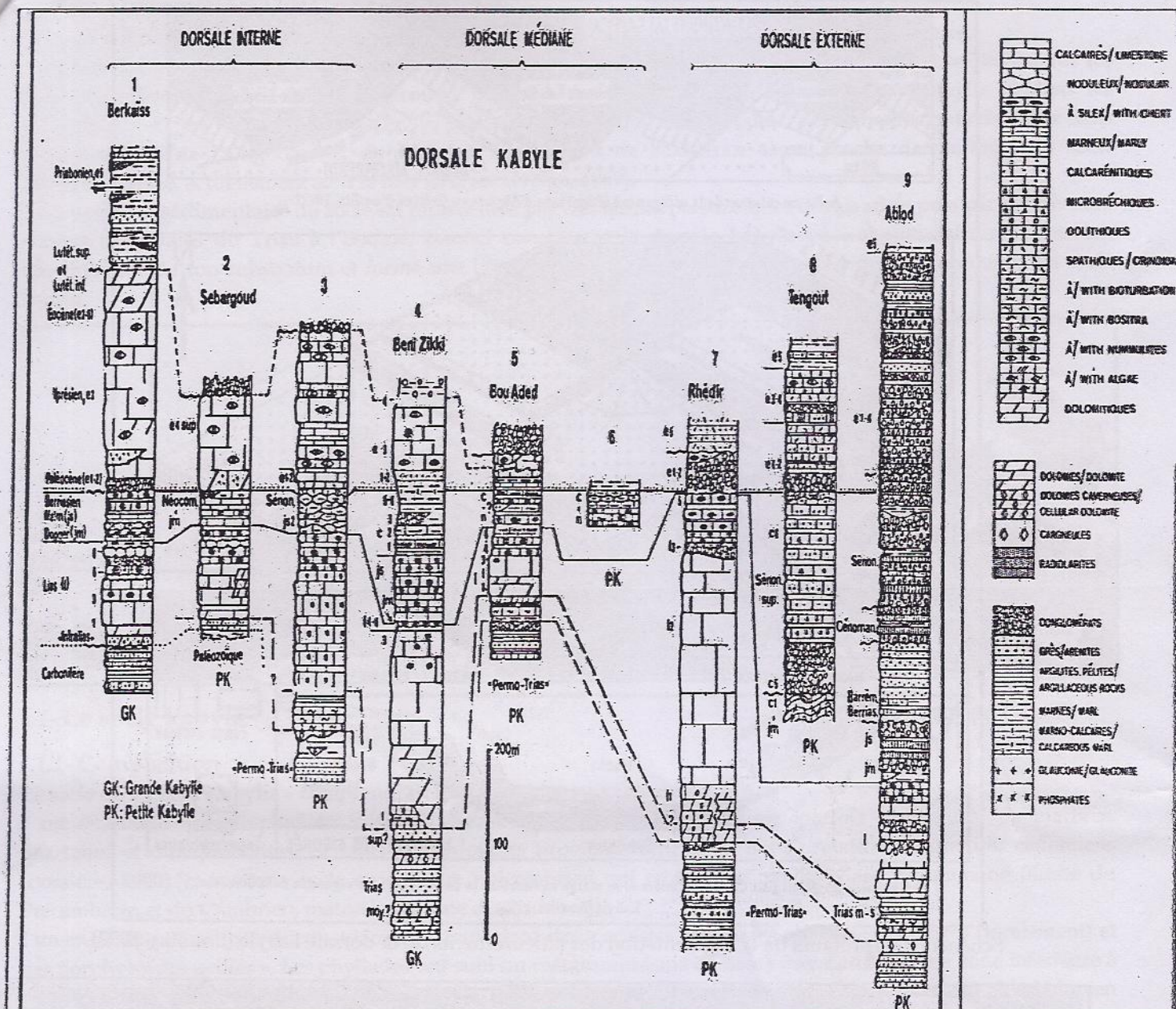
La dorsale de Petite Kabylie a été principalement étudiée par J.F. Raoult (1974) et J.M. Vila (1980). Les analyses lithologiques et structurales ont permis à ces auteurs de distinguer trois domaines paléogéographiques qui, du Nord au Sud, ont reçu les noms de « Dorsale Interne », « Dorsale Médiane » et « Dorsale Externe ».



Situation des principales séries mésozoïques épimétamorphisées du Constantinois et position de quelques failles ou décrochements majeurs (Raoult, 1974).



**Positions paléogéographiques
possibles des unités de la Dorsale
Kabyle et des flyschs externes de type
Guerrouch et Penthivère (D'après
Raoult, 1974 et pour la partie
orientale d'après les travaux de J.-M.
Vila)**

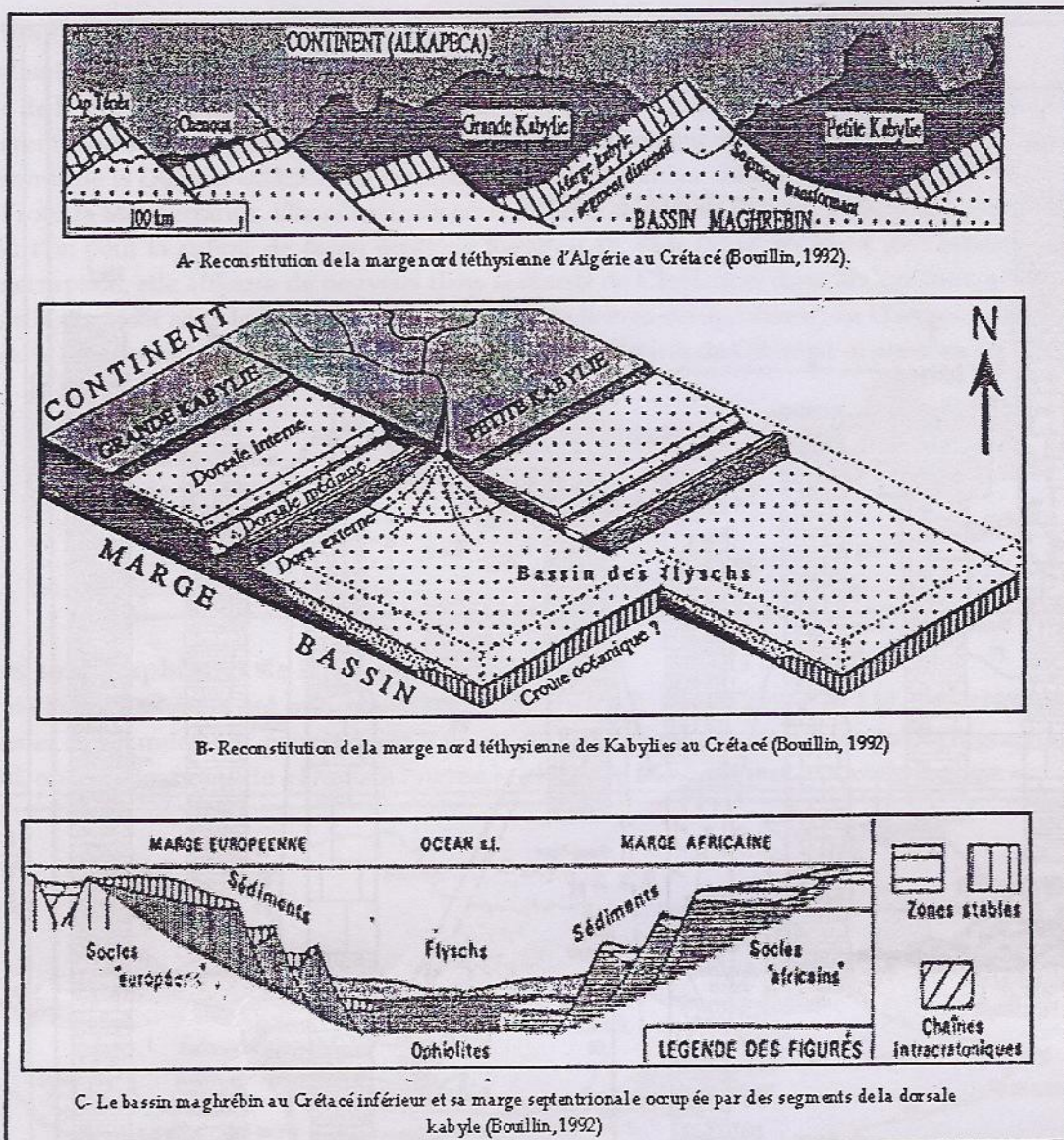


La dorsale interne : En Petite Kabylie, elle est représentée par la série du Kef Sebargoud qui montre, sur un soubassement paléozoïque, une série pratiquement complète, constituée de conglomérats à la base et des calcaires au sommet, d'âge Permo-Triasique à Néocomien. Ces derniers sont surmontés en discordance par des calcaires néritiques riches en microfaunes benthiques (algues et foraminifères) de l'Eocène inférieur et moyen (Yprésien à Lutétien terminal).

La dorsale médiane : En Petite Kabylie, elle est représentée par la série du Bou Aded qui comporte des terrains du Permo-Trias, du Lias, du Crétacé inférieur, et est surtout caractérisée par la permanence des dépôts marno-calcaires à microfaune pélagique (*Globotruncana*, *Globorotalia*) du Crétacé supérieur (Turonien inférieur) jusqu'au Lutétien inférieur, avec une lacune stratigraphique au Crétacé moyen (Cénomanien). La caractéristique essentielle de cette unité réside en son aspect condensé.

La dorsale externe : En Petite Kabylie, elle est représentée par les séries de Rhedir, de Mera, de Tengout caractérisées par un crétacé supérieur et un Eocène détritique et lacuneux. Elle comporte des calcaires silicifiés, surmontés en discordance par des conglomérats du Campanien. Ces derniers, montrent une intense érosion sénonienne. Elle repose en contact anormal sur les flyschs.

Sur la transversale de Skikda - Constantine, J.-F. Raoult (1974) a montré que la chaîne calcaire avait été le lieu d'une tectonique tangentielle importante (à vergence sud) à partir de la fin du Lutétien.



Schémas interprétatifs de la segmentation des affleurements de la dorsale kabyle (Bouillin, 1992)

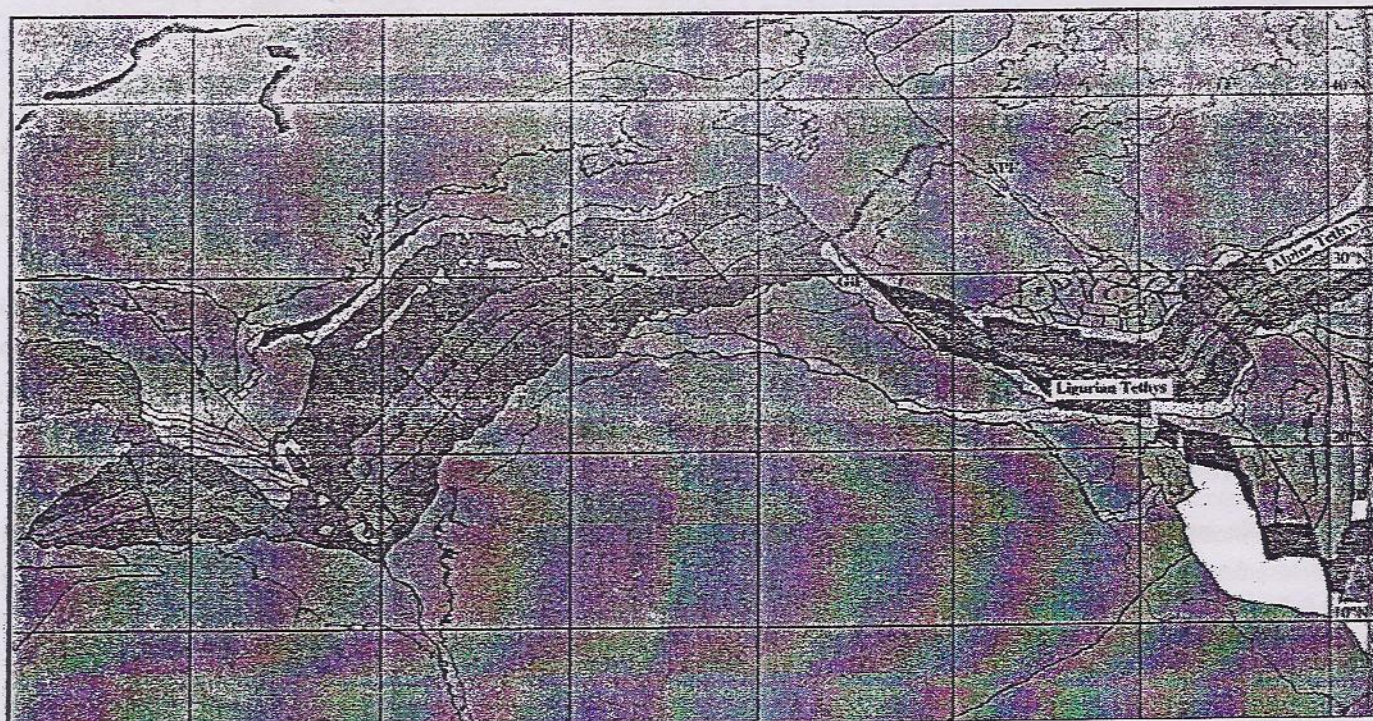
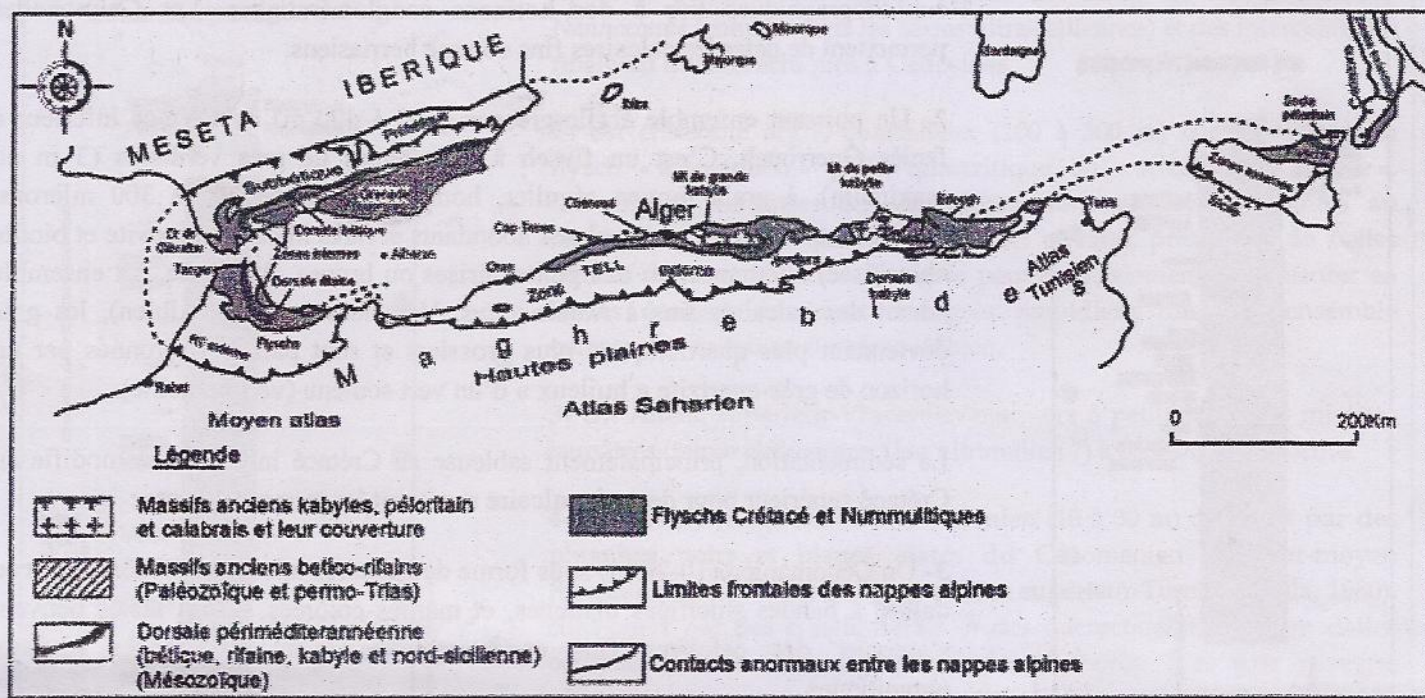


Plate reconstruction at 147.7 Ma (chron M21, Tithonian). GiF, Gibraltar Fault; NPF, North Pyrenean Fault; Blue lines are synthetic isochrons relative to the opening of the Ligurian and Alpine Tethys oceans. (Schettini, 2009)

I- LE DOMAINE DES FLYSCHS :

I.1- Localisation des affleurements et nomenclature

Le (ou les) domaine(s) des flyschs a (ont) reçu(s) des sédiments flyschoides au Crétacé inférieur (flyschs crétacés maurétanien et massylien) et à l'Oligo-Miocène (flysch numidien). Actuellement allochtones, ces flyschs forment une bande pratiquement continue et bien structurée au Sud des massifs anciens littoraux. Ils affleurent, sur 800 km de long, entre Mostaganem et Bizerte. Des formations analogues se retrouvent à l'Ouest, dans le Nord du Rif, puis se courbant progressivement au niveau de Gibraltar, atteignent la zone NW de Malaga. Elles apparaissent aussi à l'Est, en Sicile, au Sud des Monts Péloritains et en Calabre.



Sur la base de leur faciès on distingue trois types de flyschs

- 1- Le flysch maurétanien, ce terme a été proposé en 1969 par J.-P. Gélard, afin de regrouper en une série unique deux formations qui, au Sud du massif de Chellata (Grande Kabylie), lui paraissaient être liées stratigraphiquement. La première de ces formations, d'âge crétacé inférieur, s'apparentait au flysch de Guerrouch (Durand Delga et Lambert, 1955) et la seconde, d'âge crétacé supérieur et éocène, au flysch de Penthivière (actuellement Aïn Berda au Sud de Annaba) (Neumann et Vila, 1967). Le terme de « flysch maurétanien » est donc réservé pour les flyschs qui comportent un Crétacé inférieur de type « Guerrouch ».
- 2- Le flysch massylien, ce terme a été proposé en 1969 par J.-F. Raoult pour caractériser une série stratigraphique comportant trois termes : flysch schisto-quartzitique « albo-aptien », des phanites cénomano-turonien et « flysch à microbrèches » sénonien.
- 3- Le flysch numidien, ce terme, créé par Ficheur en 1908, est réservé à une formation comprenant trois termes d'âge Oligo-Miocène, de bas en haut : - les argiles « sous-numidiennes » de teinte verte à *Tubotomaculum* ; - les grès numidiens, en bancs épais, de teinte jaunâtre à blanchâtre, caractérisés par des quartz très roulés et d'une assez forte granulométrie, avec parfois des « dragées » (éléments de 0,5 à 2 ou 3 cm) ; - les formations « supra-numidiennes », comportant des argiles et des marnes claires ainsi que des silexites.

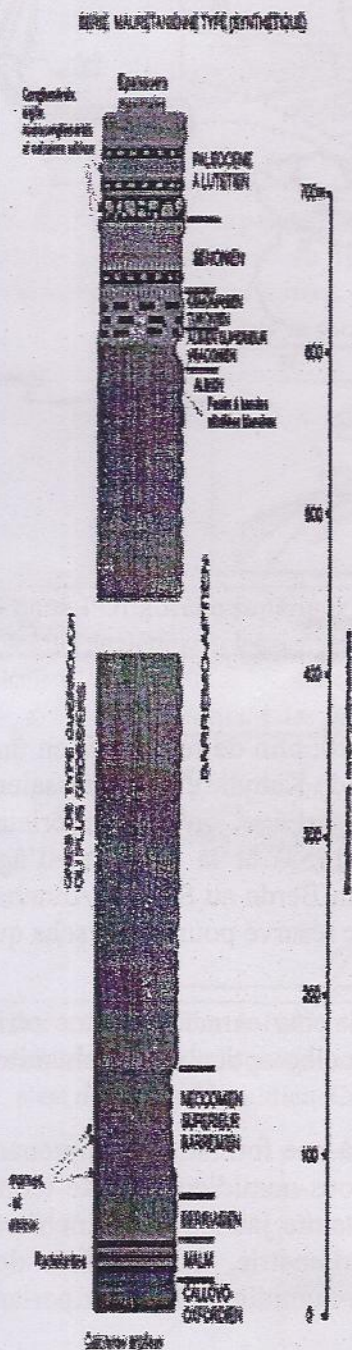
Les flyschs crétacés (maurétanien et massylien) et le flysch numidien se sont déposés dans des domaines paléogéographiques relativement distincts dans le temps et dans l'espace.

Tubotomaculum

I.2- Séries stratigraphiques

I.2.1- Les séries maurétaniennes

La série du flysch maurétanien typique comporte de bas en haut (Bouillin et *al.*, 1970 ; Vial, 1980):



1- Quelques mètres de radiolarites rouges, reconnues d'une part dans le massif de Chellata (Gélard, 1969) où de minces spilites les accompagnent, et d'autre part au Sud-Ouest de Skikda (Raoult, 1969); les surmontent des calcaires sublithographiques liés à des horizons conglomératiques. Les Calpionelles permettent de dater les calcaires fins comme berriasiens.

2- Un puissant ensemble argilo-gréseux (100 à 400 m) du Crétacé inférieur à faciès Guerrouch. C'est un flysch à gros bancs de grès verdâtres (3 m au maximum), à grain moyen régulier, homométriques de 200 à 300 microns, légèrement calcareux, plagioclases abondants et rares micas (muscovite et biotite chloritisée) alternant avec des pélites grises ou brunes. A la base, cet ensemble admet des calcaires fins à *Nannoconus*. Vers leur sommet (Albien), les grès deviennent plus quartzitiques, plus grossiers et sont parfois couronnés par un horizon de grès-quartzite « huileux » d'un vert soutenu (vert bouteille).

La sédimentation, principalement sableuse au Crétacé inférieur, se modifie au Crétacé supérieur pour devenir calcaire montrant les termes suivants :

3- Un Cénomaniens (10-20 m) sous forme de calcaires microconglomératiques en dalles, à bandes silicifiées blanches, et marnes colorées. A ces faciès peuvent s'associer des calcaires fins et exceptionnellement de minces niveaux phtanitiques.

4- Calcaires finement sableux du Turonien-Sénonien inférieur, n'apparaissant que très rarement.

5- Un ensemble du Sénonien supérieur (50-100 m) caractérisé essentiellement par des bancs compacts de calcaires microbréchiques et conglomérats et microconglomérats calcaires grossier, séparés par des interlits marneux se poursuivant jusqu'à la fin du Lutétien et incluant un Paléocène riche en calcaires sableux à *Microcodium*. Le matériel remanié dans ces conglomérats (quartz, grès permo-triasique, roches carbonatées), quelque soit l'âge considéré, provient de la chaîne calcaire. Le ciment est constitué par de la calcite spathique.

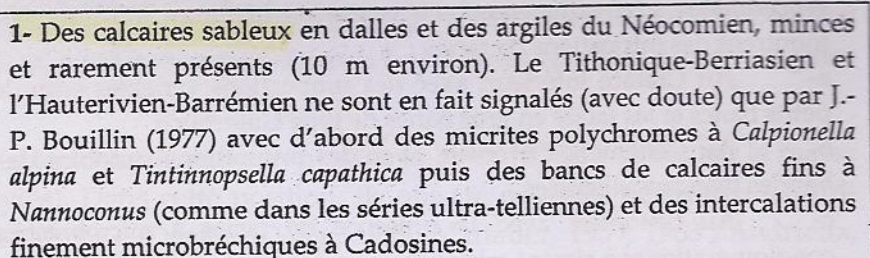
Cet ensemble sénonien présente des variations de faciès rapides et fréquentes : dans certains cas les conglomérats dominent ; dans d'autres, c'est la matrice argileuse, où s'intercalent des bancs de calcaires fins, qui est prépondérante.

6- Le Paléocène (conglomérats et calcaires à *Micricodium*), comparable à celui du flysch massyien, est néanmoins plus épais que dans ce dernier.

7- La sédimentation se poursuit sans grands changements à l'Yprésien et au Lutétien avec des conglomérats, des microconglomérats et des calcaires organodétritiques, liés à des marnes.

Colonne lithostratigraphique synthétique du flysch maurétanien (d'après Vila, 1980 modifiée par Djellit, 2010)

49

[illegible]

3- Un Albien supérieur-Vraconien marneux à petits bancs de micrites jaunâtres (teinte claire=caractère ultratellien ?) à faciès très uniforme.

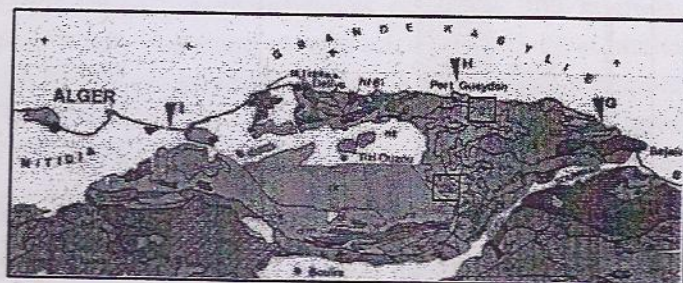
5- Un ensemble marno-microbréchique qui est le classique « flysch sénonien à microbrèches » (100 à 200 m) : bancs assez tendres, se débitant en plaquettes, de microconglomérats calcareux, riches en prismes d'Inocérames, alternant avec des marnes et des pélites ainsi que, sporadiquement, avec des bancs de calcaires sublithographiques ; un enrichissement en grès donne parfois à cet ensemble un aspect évoquant le terme 2 (« Albo-Aptien »). En lame mince ces microconglomérats montrent dans un ciment calcaro-pélitique des galets de calcaires variés et de rares quartz détritiques ; par contre, les quartz néoformés sont fréquents. On observe souvent des orbitolines roulées (remaniées). Dans le Campanien supérieur-Maestrichtien, des *Siderolites* et des *Orbitoidés* accompagnent les *Globotruncana*.

Colonne lithostratigraphique synthétique du flysch massylien (Colonne lithostratigraphique d'après Vila, 1980 modifiée par Djellit 2010 et descriptions selon références diverses)

I.2.3- Les séries mixtes (Vila, 1980)

Les séries de flysch à faciès mixte « massylo-maurétaniennes » désignent des séries déposées dans des milieux spatialement intermédiaires entre ceux des séries massyliennes et ceux des séries maurétaniennes. Ces séries représentées schématiquement au centre de la figure illustrant les colonnes lithostratigraphiques (Vila, 1980) montrent des intrications de faciès :

- a- Au Crétacé inférieur, avec des proportions variables entre les faciès périto-quartzitiques albo-aptiens en petits bancs et les faciès en gros bancs de type Guerrouch.
- b- Au Cénomano-Turonien, avec des proportions variables de phanites et de calcaires microbréchiques à bandes blanches siliciifiées.
- c- Au Sénonien, avec la présence de faciès à microbrèches ou de faciès microconglomératiques ou conglomératiques à ciment cristallin.
- d- A l'Eocène, avec des faciès à calcaires bioclastiques et marnes rouges comme dans les séries massyliennes ou des calcaires à *Microcodium* et des conglomérats toujours avec des niveaux rouges comme dans le flysch maurétanien.



Localisation des coupes utilisées pour l'établissement des colonnes stratigraphiques des séries des flyschs kabyles.

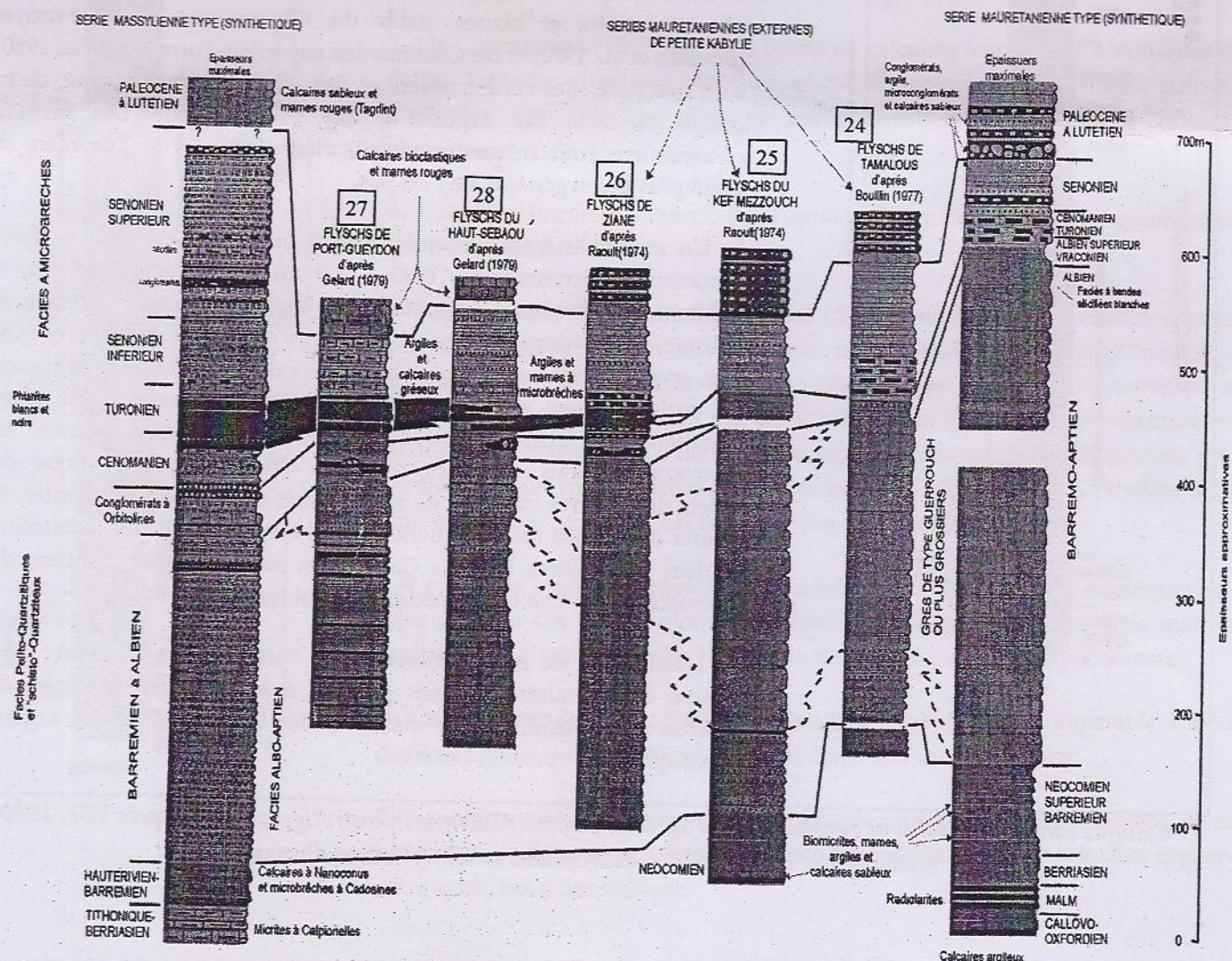


Tableau de corrélation des séries typiques de flyschs de l'Est de la Grande Kabylie à l'Est de la chaîne numidique (Schéma d'après Vila, 1980 colorié par Djellit.).

Paléogéographie primitive et allochtonie des flyschs kabyles

Il est actuellement unanimement admis que les flyschs kabyles sont allochtones, Ils se présentent de trois manières : en situation interne au dessus du socle, en situation externe en dessous du socle, en situation très externe sous forme de masses isolées flottant sur le tell. Cette diversité dans la position structurale des flyschs crétacés a conduit à l'affrontement de trois hypothèses relatives à leurs origines paléogéographiques primitives :

1- En situation interne, superposés tectoniquement aux massifs kabyles (flyschs situés sur la masse ou au Nord des noyaux anciens kabyles). Dans cette position, ils ont été qualifiés de flyschs « **nord-kabyle** », « **supra-kabyle** » ou « **ultra-kabyle** » (Durand Delga, 1956; Mattauer, 1959, 1963 ; Andrieux, 1971). Ils se seraient déposés dans un bassin situé au Nord des Kabylies (socle et Dorsale kabyle) (Fig.1a), puis auraient été charriés, à la fin du Lutétien, vers le Sud par-dessus les zones kabyles (Fig.1b).

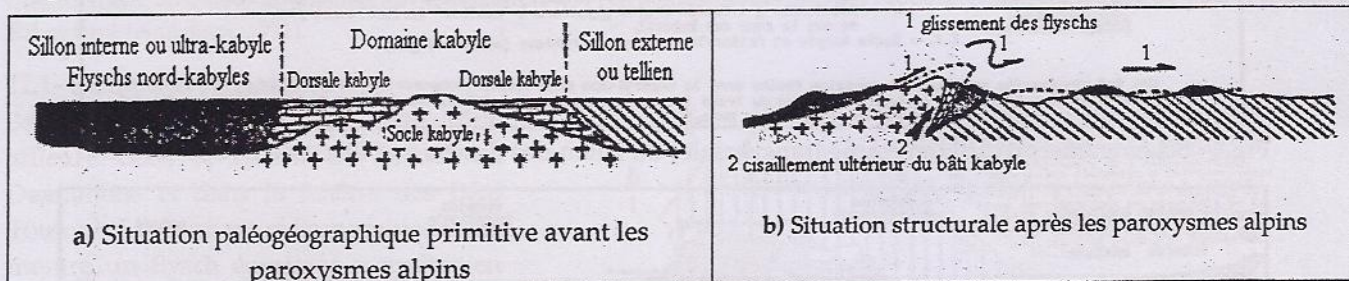


Fig.1- Hypothèse « ultra » sur l'origine des flyschs kabyles (d'après Durand Delga, 1969 modifié par Djellit, 1987)

2- En situation relativement externe, à la bordure sud de la Dorsale (Fig.2a). Dans cette position, ils ont été qualifiés de flyschs « **sud-kabyle** », « **infra-kabyle** » ou « **citra-kabyle** » (Durand Delga, 1963, Bouillin, 1977). Dans ce cas, les flyschs crétacés se seraient déposés dans un bassin unique situé entre les massifs internes (socle et Dorsale kabyle) et les zones externes (domaine tellien). Ils auraient été, au cours des serrages alpins, « extravasés » en plusieurs stades, vers le Nord et vers le Sud (Fig.2b). Une bonne partie de ces flyschs se retrouve actuellement « sous-charriés » sous le socle kabyle.

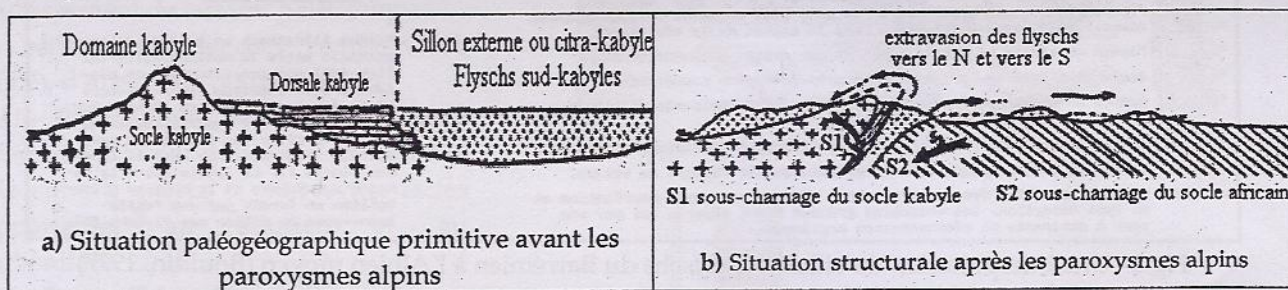


Fig.2- Hypothèse « infra » sur l'origine des flyschs kabyles (d'après Durand Delga, 1969 modifié par Djellit, 1987)

3- Hypothèse mixte (Caire, 1957 ; Duée, 1965 ; Broquet, 1971 ; Delteil, 1974, Djellit, 1987), dans cette hypothèse les flyschs se seraient déposés dans deux bassins, l'un interne, l'autre externe, au Nord et au Sud des amygdales kabyles et péloritains (Fig.3a). Ces bassins pouvaient d'ailleurs se rejoindre latéralement, faisant ainsi le tour des massifs anciens. Lors de la tectonique tertiaire, les flyschs des deux zones auraient glissé vers le Sud hors de leurs zones de dépôt, arrivant même à se superposer directement, vers le Sud (Fig.3b).

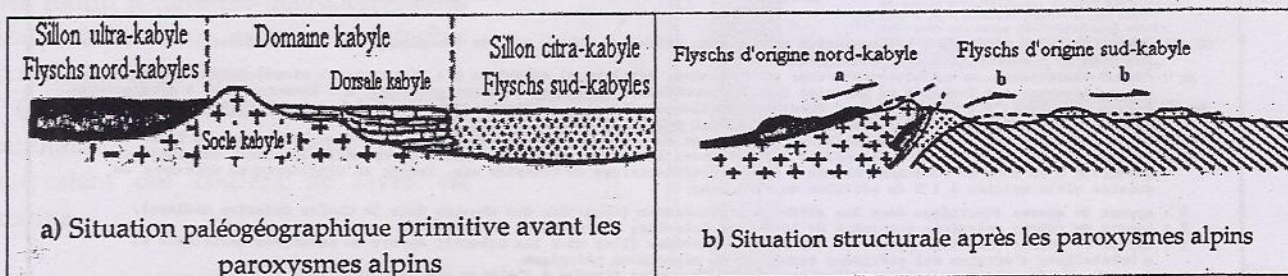


Fig.3- Hypothèse « mixte » sur l'origine des flyschs kabyles (d'après Durand Delga, 1969 modifié par Djellit, 1987)

II- Individualisation du bassin des flyschs : nature du substratum des flyschs

La formation du sillon des flyschs constitue un événement déterminant dans l'histoire de la Chaîne littorale d'Afrique du Nord. Ce bassin, individualisé dès la fin du Jurassique – début du Néocomien, séparait deux domaines, un domaine interne (socle et dorsale) et un domaine externe (tellien), qui ont évolué d'une façon différente. L'individualisation du bassin des flyschs a été annoncée par des signes précurseurs (radiolarites, volcanisme, généralisation des faciès pélagiques...). En effet, dans les quelques cas de séries où l'on connaît le soubassement anté-néocomien des flyschs du Crétacé inférieur, on observe dans le Jurassique supérieur de ce soubassement des traces plus ou moins abondantes de volcanisme sous-marin, alors qu'un tel volcanisme n'existe pas dans la Chaîne Calcaire et ses abords immédiats (séries maurétaniennes « internes ») ni dans le domaine tellien septentrional.

Au Jurassique supérieur, une zone comportant des roches éruptives basiques et ultrabasiques se serait différenciée entre ce qui va devenir la Chaîne Calcaire au Nord et ce qui va être le domaine tellien, au Sud. C'est sur cette ligne de fracturation et de distension probable que va s'individualiser le domaine des flyschs au Crétacé.

Les séries qui constituent le soubassement du flysch maurétanien ont été principalement décrites dans : les séries des Achaïches, des Beni Toufout, de Sendouah-Tabellout (Durand Delga, 1955 ; Bouillin, 1977 ; Djellit, 1987) ; base du flysch maurétanien du massif de Chellata, en Grande Kabylie (Coutelle et Gélard, 1968) ; soubassement de la série de Tisirène, dans le Rif central (Andrieux, 1971).

II.1- Série des Achaïches

Selon J.-P. Bouillin (1986) cette série affleure dans le massif du Moule ed Demamène et dans la fenêtre des Béni Toufout. Légèrement métamorphisée, elle montre un flysch éocrétaqué maurétanien comportant quelques coulées de basaltes en coussin au Berriasien. Ce flysch repose sur des radiolarites qui succèdent à un Dogger et un Lias calcaire surmontant un Trias siliceux épais. Le Lias est traversé par des sills de roches basiques puissants de plusieurs centaines de mètres. Cette série mésozoïque adhère à un soubassement de terrains paléozoïques.

La série des Achaïches comprendrait (Fig.7), d'après J.-P. Bouillin (1977) :

- * Un Paléozoïque (schiste gris noir à intercalations de lydienes et schistes gris-jaune à quartz et muscovite, faciès rapportables au Silurien et au Carbonifère.

- * Un Permo-Trias = Trias siliceux (jaspes rouges et blancs à radiolarites, schistes rouges violacé et grès rouges, conglomérats violacés, schistes violacés et niveaux dolomitiques jaunâtres).

- * Un Lias calcaire recouvert par des calcaires à silex.

- * Un Lias supérieur (?) Dogger-Malm assez réduit à calcaires microbréchiqes, calcaires à filaments, calcaires à *Aptychus* et à radiolarites rouges.

- * Un Crétacé inférieur de type maurétanien à la base duquel s'intercalent des coulées de laves en coussins.

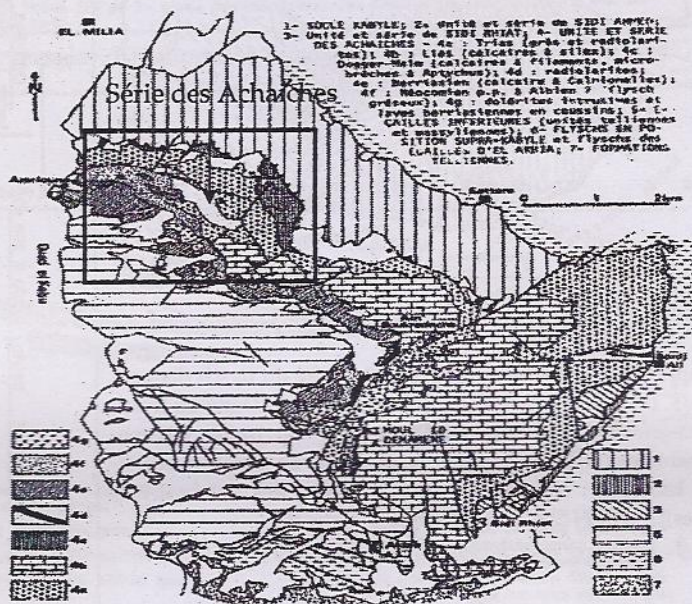


Fig.7- Carte géologique du massif de Moule ed Demamène (Bouillin, 1977)

Fig. 23 - Colonne stratigraphique schématisée de la série des Achaïches.

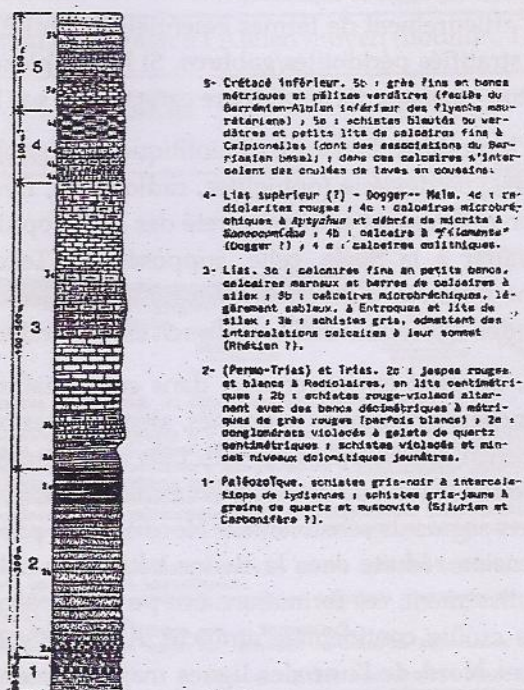
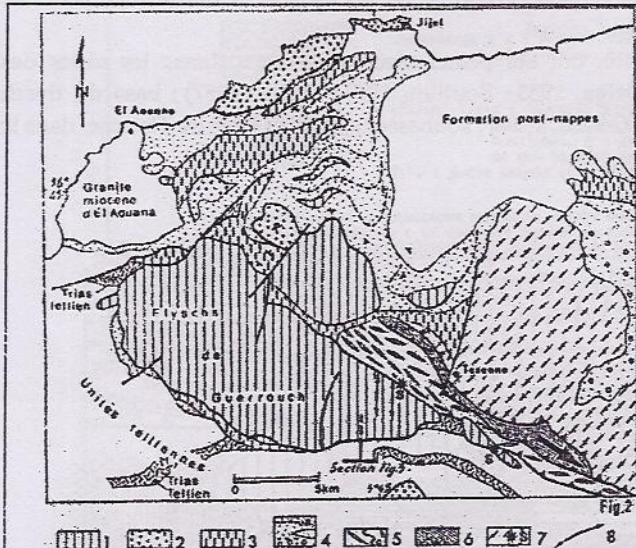


Fig.8- Colonne lithostratigraphique de la série des Achaïches (Bouillin, 1977)

II.2- Complexe volcano-sédimentaire de Texenna

Le CVS de Texenna, étudié par Durand Delga (1971), J.-P. Bouillin (1977) et H. Djellit (1987), présenterait de bas en haut :

- * Un empilement éruptif de laves microlitiques à sills de gabbros.
- * Une série volcano-sédimentaire avec des calcaires fins, des coulées de laves avec ou sans pillows-lavas, des brèches de pillows-lavas.
- * Des radiolarites recristallisées.
- * Le Néocomien et le Crétacé faisant suite à cet ensemble seraient de type maurétanien « externe » (Bouillin, 1977) ou massylien (Djellit, 1987).



- 1- Nappe de Gerrouch. 2- Numidien. 3- Unité du flysch disséminé. 4- OMK (a : stratification, b : olistolite majeur). 5- Unité du flysch schisto-gréseux (a : Cénomano-Turonien). 6- Unité volcano-sédimentaire (la flèche indique la direction du cisaillement). 7- Socle kabyle (s : copeaux de socle à la base des unités suprakabyles). 8- Plis N-S dans la nappe de Gerrouch.

Fig.9- Esquisse géologique localisant le CVS de Texenna (Djellit, 1989).

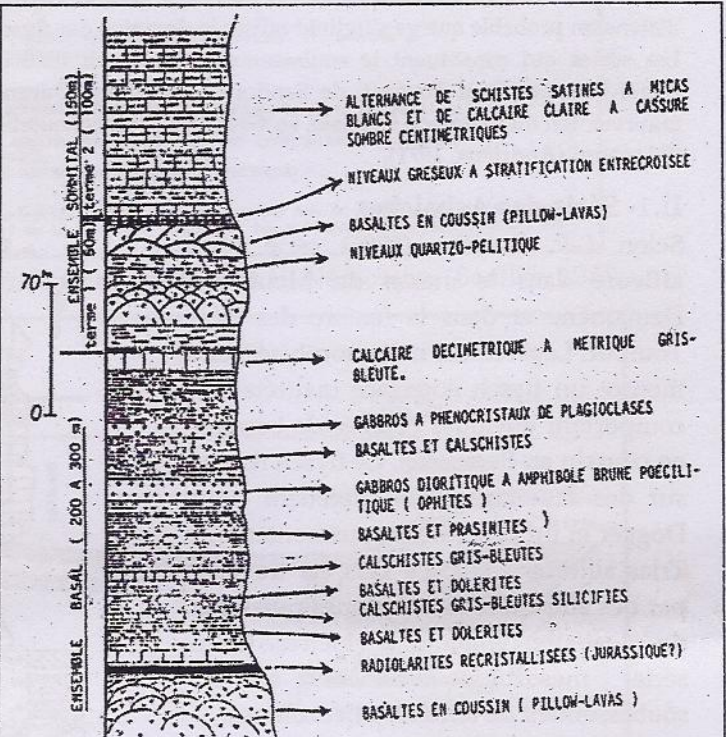


Fig.10- Colonne lithologique du complexe volcano-sédimentaire (Djellit, 1987)

Pour J.-P. Bouillin (1979), le complexe volcano-sédimentaire de Texenna représente le substratum jurassique du flysch maurétanien. Ce complexe présente des caractères qui évoquent les « séries ophiolitiques » avec cependant absence à l'affleurement de termes essentiels à la mise en évidence d'une telle série que sont les péridotites et les complexes stratifiés péridotites/gabbros. Si le complexe éruptif en question appartient à une série ophiolitique, il n'en constitue que la partie supérieure caractérisée par les épanchements sous marins.

Si, à titre d'hypothèse, la nature ophiolitique du complexe éruptif de Texenna est admise, on retrouve en Afrique du Nord un type de série (ophiolites, radiolarites, flysch) bien connu en Méditerranée centrale et orientale. Par comparaison d'ailleurs, l'extrême rareté des séries ophiolitiques a toujours paru surprenante dans cette chaîne qui va de Gibraltar à la Sicile, celle, supposée, de Texenna étant probablement la seule qui soit visible. Il est évidemment possible d'invoquer la disparition tectonique de ces séries puisque, en tout état de cause, le substratum des différentes séries de flysch est généralement absent à l'affleurement.

A l'inverse, on peut envisager que, dans cette chaîne de la Méditerranée occidentale, les zones ophiolitiques, anciens planchers océaniques présumés, aient été très réduites : le modèle proposé par Dewey et al. (1973) situe en effet un accident coulissant majeur, du Lias au Sénonien, entre la plaque Europe (zones ibériques comprises) et la plaque Afrique ; le long de cet accident, orienté grosso-modo E-W, les zones d'accrétion océanique n'occuperaient que de courts segments sensiblement Nord-Sud, et par suite, les complexes ophiolitiques auraient nécessairement eu une extension réduite dans la chaîne bético-rifo-kabyle. Le sillon des flyschs crétacés ayant été installé sur la zone de coulissement, ces formations ont pu se déposer localement sur des ophiolites et, partout ailleurs, sur des éléments de croûte continentale amincie. Ainsi, le socle kabyle, la chaîne calcaire et une partie des flyschs se situeraient au Nord de l'une des lignes majeurs selon lesquelles a pu s'opérer le déplacement de l'Europe par rapport à l'Afrique qu'impose l'ouverture différentielle de l'Atlantique (Bouillin, 1979).

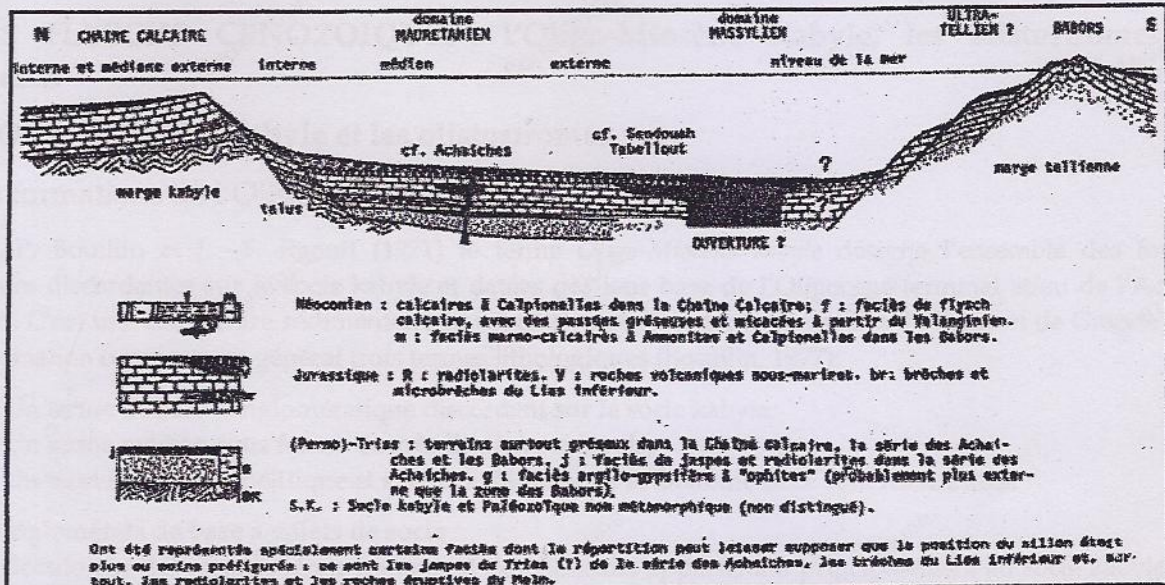


Fig.4- Schéma interprétatif (en coupe transversale) du sillon des flyschs au Néocomien (Bouillin, 1977).

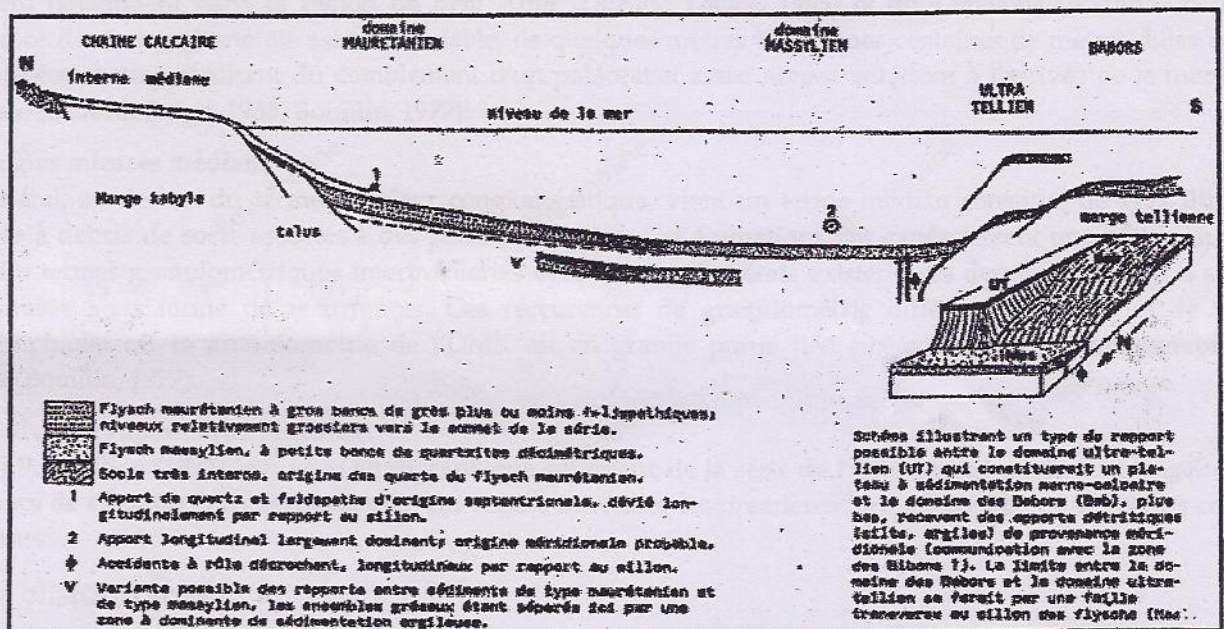


Fig.5- Une interprétation du sillon des flyschs du Barrémien à l'Albien moyen (Bouillin, 1977)

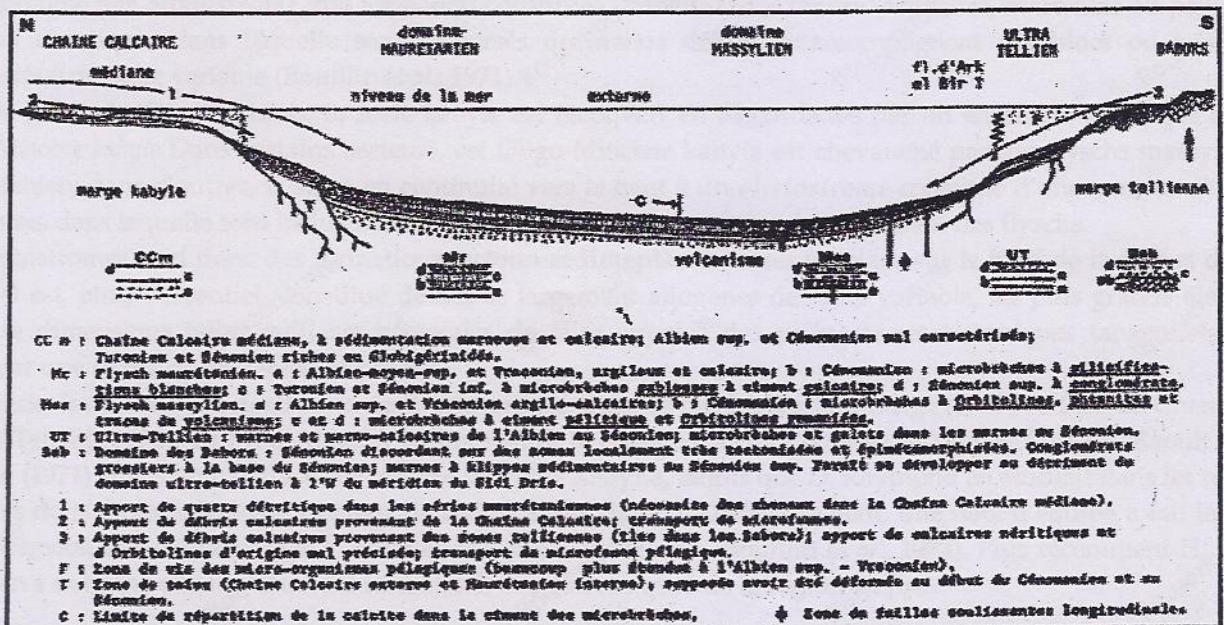


Fig.6- Une interprétation du sillon des flyschs de l'Albien supérieur à la fin du Sénonien (d'après Bouillin, 1977)

I- LES FLYSCHS CENOZOIQUES: l'Oligo-Miocène Kabyle, les olistostromes et le Numidien

I.1- L'Oligo-Miocène Kabyle et les olistostromes

A- Les formations de l'Oligo-Miocène kabyle

Selon J.-P. Bouillin et J. -F. Raoult (1971) le terme *Oligo-Miocène kabyle* désigne l'ensemble des formations détritiques discordantes sur le socle kabyle et datées de leur base de l'Oligocène terminal et/ou de l'Aquitainien inférieur. C'est une couverture sédimentaire transgressive et discordante des socles de Petite et de Grande Kabylie. Cette formation comporte en général trois termes lithologiques (Bouillin, 1977):

- Un terme de base conglomératique discordant sur le socle kabyle;
- Un terme médian sous forme de grès lithiques micacés;
- Un terme supérieur pélitique et silteux à Radiolaires et Diatomées: ce sont les silexites.

a- Les conglomérats de base à galets de socle

L'OMK débute par des conglomérats remaniant des éléments appartenant principalement au socle kabyle (gneiss, micaschistes, phyllades, parfois marbres) mais aussi au Paléozoïque (lydiennes ou psammites et calcaires du Silurien) notamment dans la région de Beni Affer (Durand Delga, 1955) et de Tamalous (Bouillin, 1977). La puissance de ces conglomérats est très variable, de quelques mètres à quelques centaines de mètres. Elles ont été interprétées comme résultant du comblement d'un paléorelief assez accusé antérieur à l'arrivée de la mer oligo-miocène (Durand Delga, 1955; Bouillin, 1977).

b- Les grès micacés médians

En général, au dessus du terme inférieur conglomératique, vient un terme médian constitué de grès lithiques micacés à débris de socle associés à des pélites micacées. Ces formations ont généralement une patine jaunâtre. Tous les termes granulométriques intermédiaires avec les conglomérats existent, ces derniers pouvant d'ailleurs réapparaître sous forme de recurrences. Ces recurrences de granulométrie différenciée n'ont pas de valeur stratigraphique car la granulométrie de l'OMK est en grande partie liée aux conditions paléotopographiques locales (Bouillin, 1977).

c- Les niveaux supérieurs à silexites

Selon J.P. Bouillon (1977) le niveau stratigraphique supérieur de la série de l'OMK est généralement constitué par des bancs de silexites entre lesquels peuvent venir s'intercaler les premières formations à blocs de flyschs crétacés et éocènes.

B- Les olistostromes

B.1- Définition

Il est désigné par *olistostrome* une formation constituée d'une matrice tendre (argileuse, marneuse ou pélitique), litée ou chaotique, dans laquelle sont dispersés de menus débris qu'accompagnent des blocs ou panneaux (*olistolites*) de taille variable (Bouillin et al., 1971).

Dans le Nord du Constantinois, le socle kabyle est recouvert en discordance par un ensemble déritique appelé *Oligo-Miocène kabyle*. Dans certains secteurs, cet Oligo-Miocène kabyle est chevauché par des flyschs massylien et maurétanien; dans d'autres, il passe en continuité vers le haut à un *olistostrome* constitué d'une matrice d'argiles écailleuses dans laquelle sont inclus des blocs et des klippen provenant principalement des flyschs.

Les olistostromes sont donc des formations tectono-sédimentaires mises en place sur le fond de la mer et dont le matériel est, pour l'essentiel, constitué de débris largement allogènes de taille variable, les plus grands éléments étant de dimensions telles qu'il est nécessaire de faire appel à des phénomènes tectoniques tangentiels pour expliquer une partie de leur mise en place.

En Algérie, les initiaux olistostromes de flyschs ont été signalés par M. Durand Delga (1969) au Sud du Chenoua et par M. Tefiani (1970), au SE d'Alger, à la limite entre la Chaîne Calcaire et le socle kabyle. Puis J.F. Raoult et J.P. Bouillin (1971) en avaient analysé sur le socle de Petite Kabylie, tandis que D. Raymond en étudiait dans les régions littorales de la Grande Kabylie (secteur de Dellys et de Tiggirt). Ultérieurement, une note d'équipe a fait le point sur l'extension des olistostromes à matériel de flyschs en Algérie (Bouillin et al., 1973). Plus récemment H. Djellit (1987) en a examiné dans le détail les formations olistostromiques de la région de Jijel.

- 10 — Grès numidiens en bancs épais, surmontant normalement des argiles vertes et rouges à *Tubotomaculum* (argiles sous-numidiennes) contenant de minces horizons ferrugineux et des nodules aplatis de calcaire fins, jaunâtres, azoïques. La nature du contact de base ne peut être assurée.
- 9 — Au sommet, quelques bancs minces de grès micacés banals ; au-dessous, argiles à blocs variés identiques à 7.
- 8 — Silexites (cf. 6) en niveaux discontinus, n'ayant livré que des Radiolaires et exceptionnellement de rares Lagénidés et Globigérines écrasées. A ce niveau, lentilles ou bancs discontinus de calcaires à gros quartz ronds et de calcaires bioclastiques à : *Eulepidina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Miogyropsinoides* (15 loges), *Neocalveolina* ?, *Spiroclypeus* sp., Hétérostegines, Amphistegines, Mélobésités, Bryozoaires, débris de Nummulites et d'Orthophragmines remaniées : il s'agit d'Oligocène terminal. Sensiblement à ce même niveau, alignement assez régulier de boules ou lentilles de grès grossiers, soit jaunâtres et à faciès numidien, soit verdâtres et quartzitiques.
- 7 — Ensemble d'argiles et de pélites, à débit écaillieux, vert sombre à brunâtres, plus ou moins bien lités, avec des horizons centimétriques ferrugineux rouges et noirs, de fréquents niveaux de brèches d'argiles (remanement synsédimentaire) ; nombreux blocs (1 dm³ à 1 m³) de : grès quartzitiques vert olivâtre « albo-aptiens » ; calcaires fins de l'Albien supérieur (R) ; calcaires microbréchiques compacts et sableux datés du Cénomanien au Sénonien ; calcaires fins azoïques, jaunâtres, parfois à base microbréchique du Sénonien ; calcaires microbréchiques, sableux, parfois bioclastiques, du Paléocène (*Miscellanea*), de l'Yprésien (*Cuvillierina*), du Lutétien supérieur (Nummulites, Orthophragmines, *Fabiania*). La liaison stratigraphique avec 6 est certaine.
- 6 — Silexites (5-10 m) à patine blanc jaune sale ou brun noirâtre, à surface finement gullachée. Le passage avec 5 est progressif, les premiers niveaux de silexites étant encore nettement micacés et admettant de minces intercalations de grès micacés banals.
- 5 — Derniers niveaux de conglomérats fins à galets de phyllades, liés à des pélites souvent rouge sombre.
- 4 — Bancs de grès micacés ou de poudingues à nombreux galets de quartz et de phyllades mais aussi, par place, à galets calcaires (1-5 cm) dont les faciès sont ceux des niveaux de la Dorsale interne (dolomites ; calcaires graveleux du Lias inférieur ; calcaires à « filaments » ; micrites à *Calpionelles* du Titthonique et du Burdigalien ; calcaires blancs à *Miscellanea*, ou à *Cuvillierina*, ou à Mélobésités, Nummulites, Assilines... du Nummulitique I).
- 3 — Ensemble, de teinte jaunâtre, en bancs assez réguliers de grès micacés et d'argiles détritiques.
- 2 — Grès micacés et conglomérats fins à débris de phyllades, de schistes paléozoïques, de lydienes, de calcaires (R) à Tentaculites, en bancs (0,30-2 m) montrant localement des grano-classements, des stratifications obliques, des figures de courant ; de place en place, passées grossièrement conglomératiques, avec parfois amoncellement de gros blocs. Ces niveaux n'ont livré que de rares débris de Lépidocyclines et de *Parataralia* sp.
- 1 — Brèches et poudingues en bancs irréguliers, à galets (1-10 cm, parfois plus) bien roulés ou anguleux suivant les niveaux, de phyllades et de quartz.

N. B. — 1 : même aspect que les niveaux signalés dans les argiles polychromes de l'Albien supérieur des séries maurétaniennes.

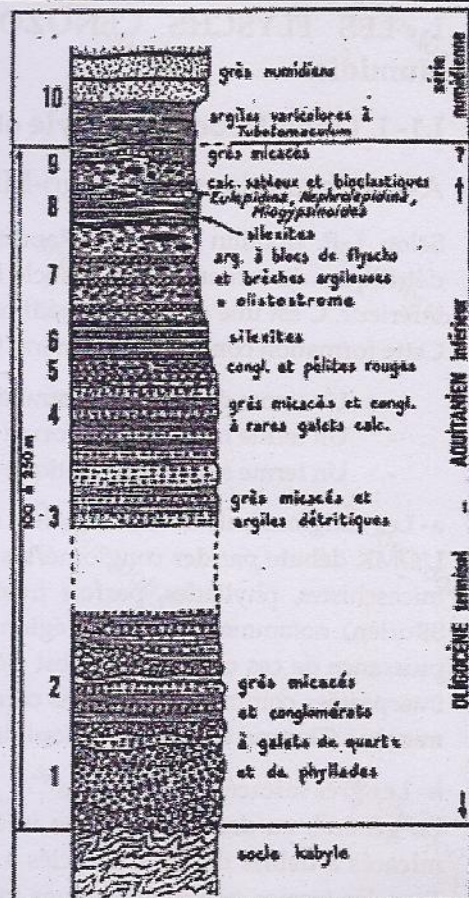


Fig.1— Colonne lithostratigraphique synthétique de l'Oligo-Miocène kabyle dans la zone du col de Bissy (d'après Raoult, 1974)

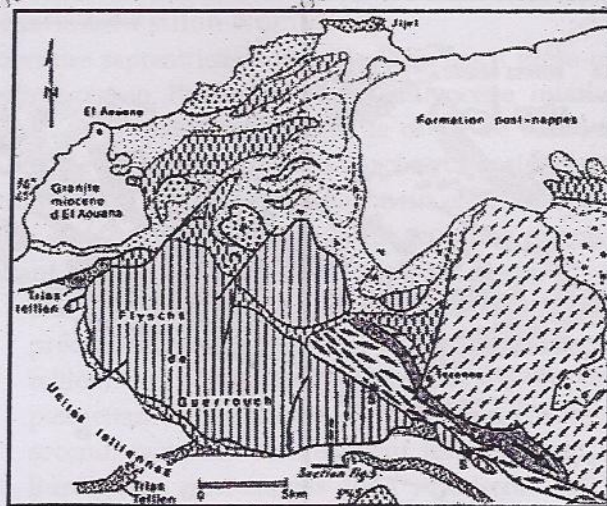
B2- Nature et âge de mise en place des olistostromes

Les olistostromes de Petite Kabylie reposent tous sur l'OMK (Bouillin, 1977, Djellit, 1987); ils sont à peu près exclusivement constitués de flyschs variés appartenant aux différentes familles (flyschs maurétaniens et flyschs massyliens, flyschs dissonnés, flyschs numidiens).

La mise en place des olistostromes en chaque point du socle kabyle s'est déroulée d'une manière hétérochrone. Suivant des conditions locales, leur mise en place pourrait s'étager entre la fin de l'Oligocène et le début du Burdigalien. Cependant, Dans la région de Jijel, H. Djellit (1987) a défini une formation olistostromique d'âge miocène (aquitano-serravallienne) montrant dans une matrice marneuse à passées gréseuses molassiques, des blocs (olistolites) de taille, d'âge et de nature variés (Fig.3). Ces derniers sont représentés :

- Soit par des olistolites de flysch à cachet « albo-aptien », comparables, du point de vue faciès, aux pélites et grès « albo-aptiens » de l'unité schisto-gréseuse infra-kabyle.
- Soit par des grès « albiens » à granulométrie moyenne et à patine verte, identiques aux grès albiens du flysch de Guerrouch.
- Soit, enfin, par des grès grossiers hétérométriques, associés fréquemment à des argiles à tubotomaculum, apparentés de toute évidence au flysch numidien.

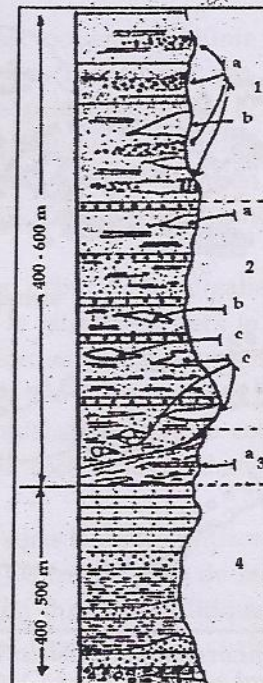
Ce complexe s'étend sur environ 16 km de l'W de Texenna jusqu'aux abords septentrionaux du Village d'El Maad. Sa largeur, en plan, peut dépasser le kilomètre (Fig.2).



Unités supra-kabyles
 [Symbole] Nappe de Guerrouch
 [Symbole] Numidien
 [Symbole] Unité du flysch dissocié
 [Symbole] Oligo-Miocène kabyle
 (a, stratification; b, olistolite majeur)
 Plis N-S dans la nappe de Guerrouch

Unités infra-kabyles
 [Symbole] Unité du flysch schisto-gréseux (a, Cénomano-Turonien)
 [Symbole] Unité volcano-sédimentaire
 [Symbole] Socle kabyle (S. copeaux de socle à la base des unités supra-kabyles)

Fig.2- Esquisse géologique de l'extrémité occidentale de la Petite Kabylie (d'après Djellit, 1989)



De haut en bas :

- 1- Un ensemble molassique à conglomérats dissociés (riches en huîtres et pectens) à galets de phyllades (a). Dans cet ensemble existent surtout des blocs de flysch numidien (b) ainsi que de rares blocs de flysch dissocié (c).
- 2- Un ensemble molassique à conglomérats en niveaux continus où on note :
 a- des blocs de grès numidiens
 b- des blocs de grès de Guerrouch
 c- des blocs de flysch dissocié
- 3- Une lame de flysch dissocié (Albien à Cénomien) à phtanites rouges et blancs du Cénomien (a).
- 4- A la base, des conglomérats et des molasses de l'Oligocène supérieur.

Fig.3- Colonne synthétique des formations olistostromiques de l'Oligo-Miocène dans la région de Jijel (d'après Djellit, 1987)

1.2- Le flysch Numidien

A- Définition et âge du Numidien

Le terme « Numidien » a été créé par E. Ficheur (1890) pour désigner une puissante formation gréseuse de l'Algérie littorale. Cette série, caractéristique de la « Numidie » (zones littorales d'Algérie), a vu sa signification varier au cours du temps. Aujourd'hui cette appellation est réservée à une formation rencontrée, depuis l'Andalousie à l'Ouest, jusqu'en Calabre à l'Est, et comprenant, de bas en haut :

- Des argilites dites « sous-numidiennes », de teinte verte, rouge ou violacée, à rares bancs gréseux et contenant des corps ferrugineux cylindriques, les *Tubotomaculum*. Elles ont été datées de l'Oligocène moyen - supérieur (Magné et Raymond, 1972; Glaçon et Rouvier, 1967);
- Des grès « numidiens », épais de plusieurs centaines à plusieurs milliers de mètres, en bancs épais, de teinte jaunâtre à blanchâtre, caractérisés par des quartz très roulés et d'une assez forte granulométrie, avec parfois des « dragées » (éléments de 0,5 à 2 ou 3 cm). Grâce aux découvertes de microfaunes pélagiques et de nannoplancton (Lahondère et al., 1979), ces grès sont pour l'essentiel d'âge aquitanien à burdigalien inférieur.

Des argilites et marnes claires, à silexites, dites « supra-numidiennes ». L'âge du sommet de cette série est daté du Burdigalien en Kroumirie (Glaçon et Rouvier, 1967) ou de l'Aquitaniens - Burdigalien inférieur dans la chaîne numidique (Raoult, 1974) ou en Grande Kabylie (Magné et Raymond, 1972).

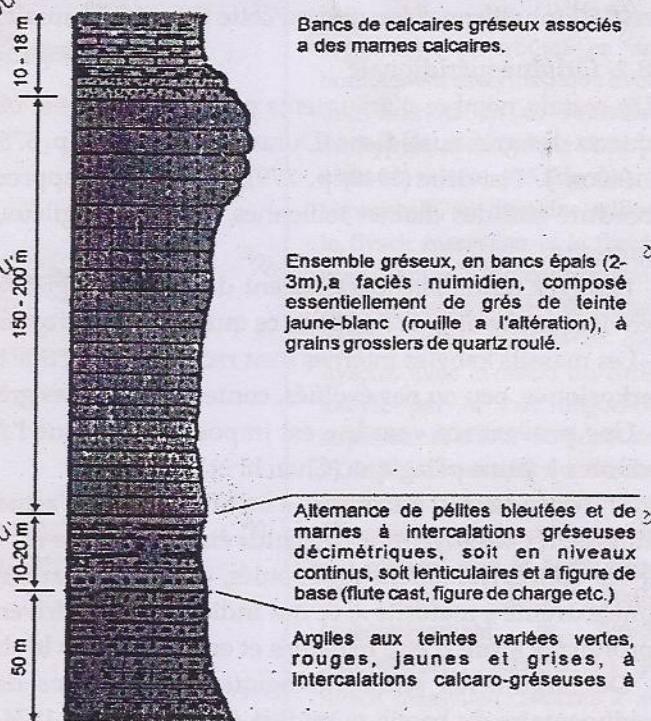


Fig.4 - Colonne lithostratigraphique du Numidien (D'après Djellit, 2010)



Fig.5- Relations en plan entre les affleurements du Numidien et les grandes limites structurales de la chaîne alpine d'Algérie orientale (Vila, 1980).

B- Origine du quartz numidien

Le cubage des sables grossiers du Numidien a été estimé à des volumes compris entre 10.000 et 50.000 km³, l'importance de cette « fourchette » étant liée aux incertitudes dues à la dispersion actuelle des affleurements. Cela postule une source continentale de surface considérable (Durand Delga, 1955).

B.1- Origine septentrionale

Avant que l'allochtonie généralisée du Numidien ne soit envisagée, de nombreux auteurs (Durand Delga et Flandrin, 1948 ; Hilly, in Bolfa, 1952 ; Gottis, 1953a) admettaient que *ce quartz provenait d'une « Thyrrénide »,* hypothétique continent émergé situé au Nord de la Berbérie et dont les massifs kabyles auraient formé des avancées méridionales sous forme d'amygdales paléozoïques kabyles. L'érosion des zones cristallines ou cristallophylliennes constituant cette thyrrénide aurait alimenté la sédimentation gréseuse du Numidien.

B.2- Origine méridionale

Un certain nombre d'arguments positifs avaient été utilisés pour appuyer l'hypothèse de l'origine méridionale du quartz des grès numidiens (Durand Delga, 1955, p. 376).

- Selon J. Flandrin (1948, p. 279), quand on s'approche du rivage méridional des mers oligocènes, à l'actuelle bordure sud des chaînes telliennes, les faciès argileux, si développés plus au Nord, sont remplacés par des faciès gréseux.

- Les grès numidiens paraissent devenir plus grossiers vers le Sud, ce qui a conduit M Durand Delga (1955) à envisager *une origine sud* pour ce quartz, censé provenir de l'Atlas saharien et donc, indirectement, du Sahara.

- Les massifs kabyles internes sont recouverts par une couverture transgressive détritique « oligo-miocène » de grès arkosiques, peu ou pas évolués, contemporaine des grès numidiens, n'ont pas pu fournir le quartz de ces derniers ;

- Une provenance « sarde » est impossible puisque l'Aquitanien marin daté autour de cette île est sous forme de marnes à faune pélagique (Cherchi et *al.*, 1974) ;

- Si l'on admet, l'ouverture « océanique » de l'actuel bassin nord-algérien à l'Oligo-Miocène inférieur, aucun continent pourvoyeur ne peut plus être placé dans cet espace (Auzende et *al.*, 1973).

Les quartz numidiens sont roulés, de facture parfois éolienne, classés selon une norme bimodale. Ils présentent une extrême « maturité », ce qui indique qu'ils dérivent de sables façonnés sur la terre ferme et dans des eaux peu profondes avant d'être remaniés et entraînés dans le « bassin numidien » (Wezal, 1970) ;

- Des arguments sédimentologiques variés (sens des apports, chenaux...) et la reconstitution de la logique sédimentaire du bassin numidien (Wezel, 1968 à 1974 ; Hoyez, 1975 ; Didon et Hoyez, 1978) semblent imposer de placer ce dernier en situation externe dans la chaîne des maghrébide.

- La datation et la typologie des zircons des sables numidiens (Lancelot, Reille, Broquet et Mattauer, 1976 ; Lancelot, 1976) provenant du Campo de Gibraltar montrent une prédominance marquée de zircons arrondis à 1800 MA et de zircons volcaniques à 1350 MA, alors que, dans le cas d'une origine septentrionale, on s'attendrait à la prédominance d'âges à 600 ou 300 MA (cadomiens ou hercyniens).

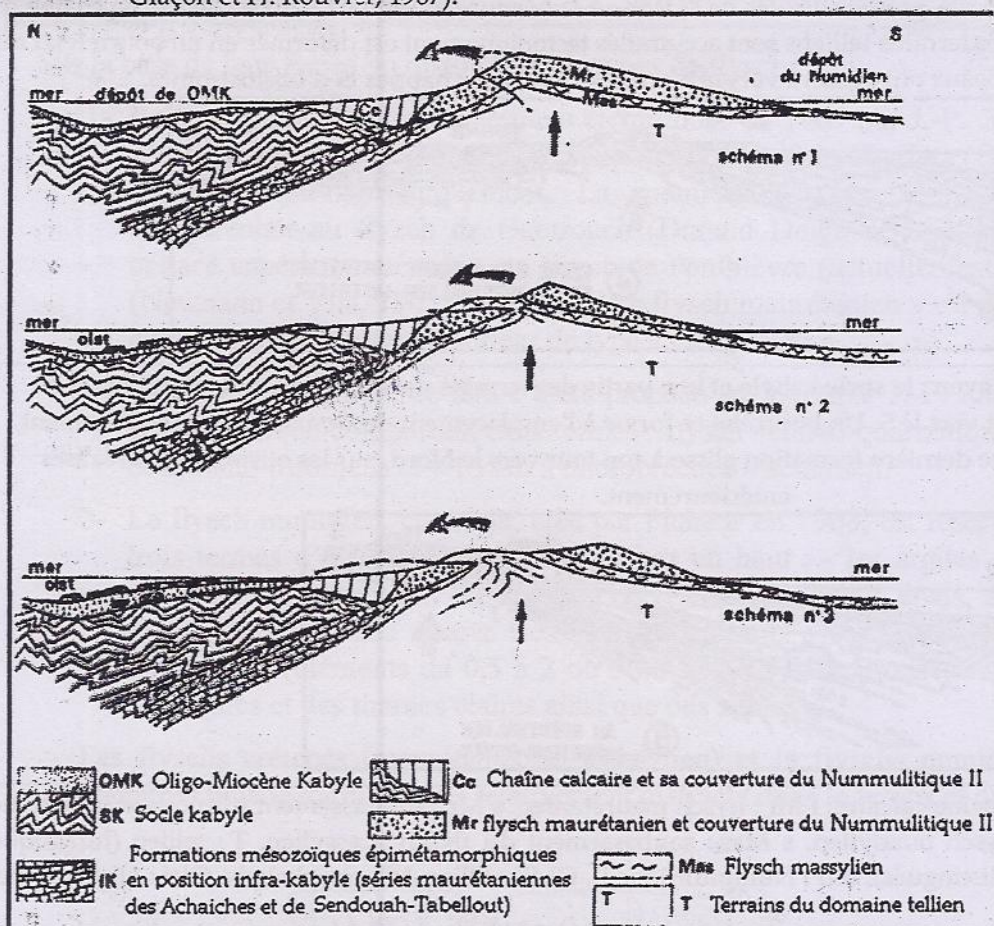
C- Situation du sillon Numidien

Si la bordure septentrionale du sillon du flysch grés-micacé est localement définie par l'existence de massifs de socle émergés au Priabonien et à l'Oligocène inférieur-moyen, il n'en est pas de même pour sa bordure méridionale. On peut penser dans le cadre de reconstitutions paléotectoniques et paléogéographiques variées, qu'au Sud de la zone de dépôt du flysch grés-micacé du Nummulitique II s'étendait le domaine de sédimentation du Numidien. A priori il faut également envisager la possibilité que le Numidien se soit déposé au Nord des Kabylies en formant par la suite, à lui seul, une nappe « ultra ». Cette dernière conception (Mauffret, 1975) peut cependant être rejetée pour plusieurs raisons :

- Elle impliquerait un double basculement de la chaîne au début du Burdigalien. En effet, les pentes étaient précédemment du Sud vers le Nord, pour permettre le glissement vers le Nord du matériel (flysch et tellien) des nappes et olistostromes venant en position supra-kabyle. Après un premier basculement permettant le glissement du numidien en sens opposé des déplacements précédents, il en faudrait un second, ramenant sensiblement les choses en l'état initial, pour rendre compte de la transgression du Burdigalien post-nappes (non représenté au Sud du socle kabyle dans le Contantinien). Une telle complication paraît improbable.

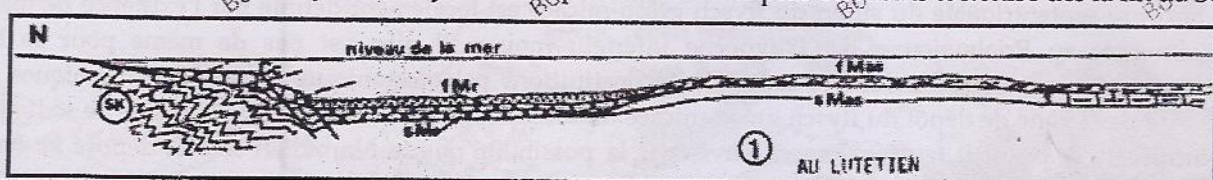
Il existe diverses séries montrant des relations sédimentaires latérales (intrications de faciès à Medjana) ou verticales (séries « mixtes » d'El Akbia et de Stalgneug) entre des grès de faciès numidien typique et des grès micacés appartenant au domaine de sédimentation du Nummulitique II. Or on sait que le flysch grés-micacé du Nummulitique II s'est déposé sur les terrains de la chaîne calcaire et sur les flyschs maurétaniens (plus ou moins tectonisés préalablement). Comme au Nord immédiat de la chaîne Calcaire se situe l'Oligo-Miocène Kabyle, contemporain des grès numidiens avec des faciès très différents, on est forcé de rejeter les séries à caractères « mixtes » et le Numidien au Sud du domaine de dépôt du Nummulitique II (ou à la rigueur sur ce dernier). La situation paléogéographique du Numidien par rapport au socle kabyle ne peut donc être dissociée de celle des autres flyschs. (OMK et NIIa et b, contemporanéité de dépôt oblige).

- Un argument précis pour une origine « externe » du Numidien est celui de la présence de galets de terrains de faciès telliens remaniés dans le terme inférieur de la série numidienne de Tunisie (Gottis, 1953 ; G. Glaçon et H. Rouvier, 1967).

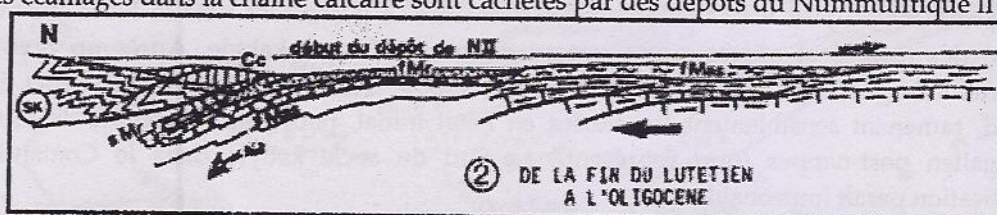


A partir de l'Oligocène sup., l'ensemble de la zone orogénique est vouée en un bombement dissymétrique avec une culmination en bourrelet au Sud du socle kabyle dans la zone où se sont précédemment superposés au domaine tellien le flysch massylien et le flysch maurétanien. Une conséquence du bombement est l'émersion de la chaîne calcaire et des flyschs, avec invasion du socle kabyle par la mer oligocène supérieur et début du dépôt de l'OMK. Le bourrelet des flyschs est débité par des cisaillements à vergence nord en panneaux qui glissent vers le Nord dans la mer de l'OMK (successivement le flysch maurétanien : schéma 1 ; le flysch massylien : schéma 2 et des terrains telliens : schéma 3). Le bourrelet des flyschs constitue une barrière et on a au Sud une sédimentation synchrone de celle de l'OMK mais de faciès différent, qui serait le Numidien.

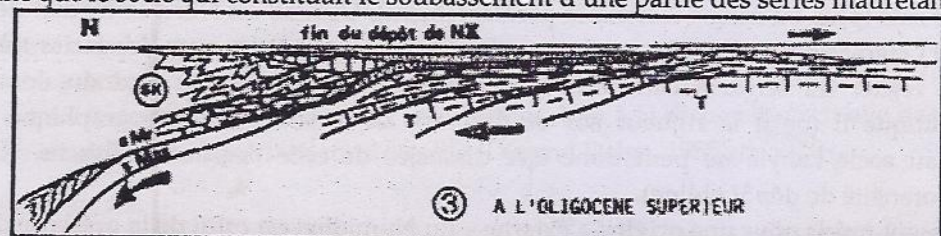
1- Au Lutétien : le domaine du flysch massylien est représenté comme plus ou moins tectonisé dès la fin du Sénonien



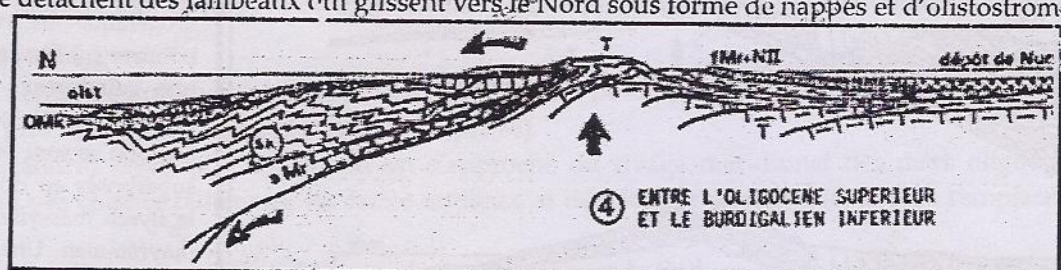
2- De la fin du Lutétien à l'Oligocène : le soubassement (sMr et sMas) des flyschs se déplace par sous charriage vers le Nord sous le socle kabyle. Les flyschs décollés de leur soubassement jurassique, se superposent en nappes pelliculaires. Des écaillages dans la chaîne calcaire sont cachetés par des dépôts du Nummulitique II (cf. Raoult, 1974).



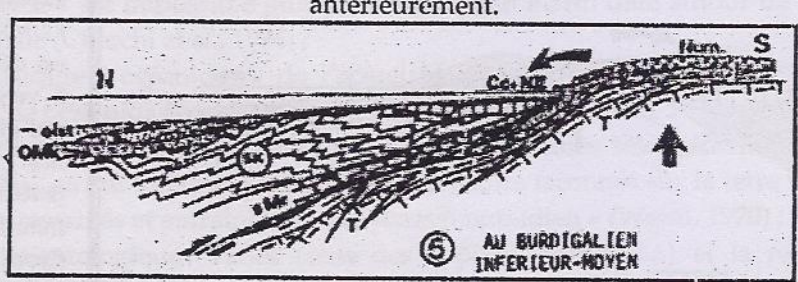
3- A l'Oligocène supérieur : l'ensemble des superpositions tectoniques dans les flyschs est réalisé au Sud du socle kabyle. Le soubassement du flysch maurétanien, plissé, schistose et épimétamorphosé est entièrement engagé sous le socle kabyle. Le soubassement, de nature inconnue, du flysch massylien s'est déplacé encore plus loin vers le Nord, de même que le socle qui constituait le soubassement d'une partie des séries maurétauens.



4- Entre l'Oligocène supérieur et le Burdigalien inférieur : à l'Oligocène supérieur la mer envahit le socle kabyle sur lequel se déposent les conglomérats, grès et silexites de l'OMK. A la bordure méridionale du socle et de la chaîne calcaire, la zone où les flyschs et les terrains telliens sont accumulés tectoniquement est déformée en un bourrelet d'où se détachent des lambeaux qui glissent vers le Nord sous forme de nappes et d'olistostromes.



5- Au Burdigalien inférieur-moyen : le socle kabyle et une partie des terrains mésozoïques métamorphiques en position infra-kabyle progressent vers le S. Un bourrelet se forme à l'emplacement du domaine où, précédemment, s'est déposé le Numidien. Cette dernière formation glisse à son tour vers le Nord, sur les olistostromes réalisés antérieurement.



Légende : SK : socle kabyle. Cc : Chaîne calcaire. f Mr : flysch maurétanien. s Mr : soubassement triasique et jurassique du flysch maurétanien. f Mas : flysch massylien. s Mas : soubassement du flysch massylien. T : tellien (Jurassique calcaire et Crétacé-Eocène on: etc distingués). NII : Nummulitique II. OMK : Oligo-Miocène kabyle. Olst : olistostrome. Num. Numidien.

Fig.7- Représentation schématique d'une évolution possible des zones internes du Constantinois entre le Lutétien et le Burdigalien inférieur-moyen (D'après Bouillin, 1977).

I- LE DOMAINE TELLIEEN EXTERNE

Le domaine externe représente la marge téthysienne du continent africain. Il est composé de **nappes allochtones** imbriquées les unes dans les autres, principalement des marnes d'âge triasique à néogène, provenant de la paléomarge africaine et charriées parfois sur une centaine de kilomètres vers le sud.

En Algérie orientale et aux confins algéro-tunisiens les séries telliennes ont été découpées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes entités (Vila, 1980). Ce sont, du Nord vers le Sud (Fig.1 et 2):

- les **unités ultra-telliennes** dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des marno-calcaires clairs ;
- les **unités telliennes s. st.** avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les intrusions de faciès néritiques restent modestes du Crétacé supérieur à l'Eocène ;
- les **unités péni-telliennes** et les **unités méridionales à nummulites**, à faciès néritiques prépondérants du Crétacé supérieur à l'Eocène. Ces séries montrent de grandes affinités avec celles de leurs avant-pays méridionaux, les unités sud-sétifiennes et l'unité néritique constantinoise.

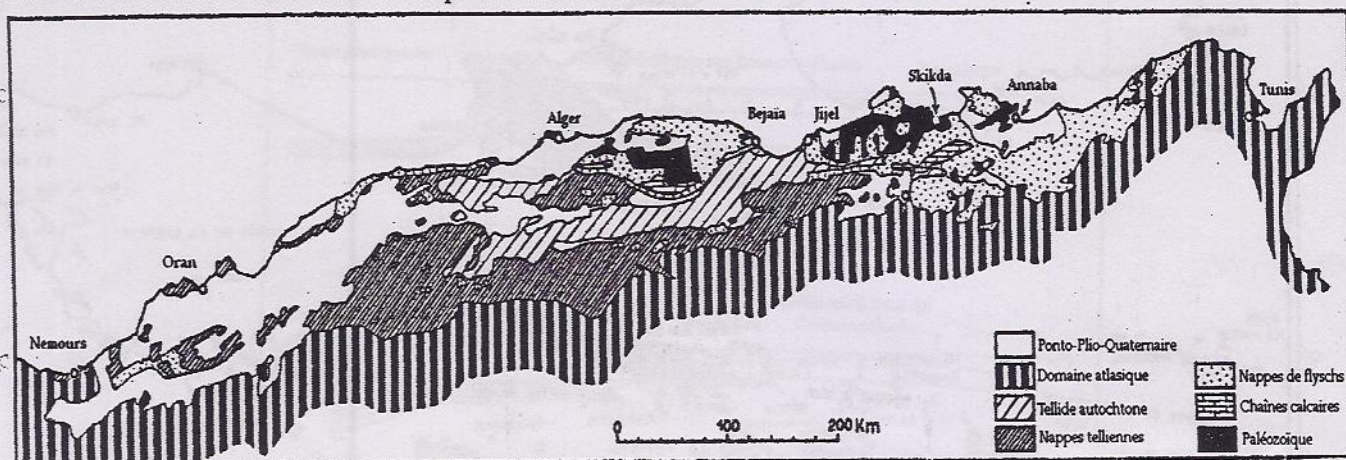


Fig.1- Domaines structuraux du Nord de l'Algérie (d'après Lhénaff, 1964)

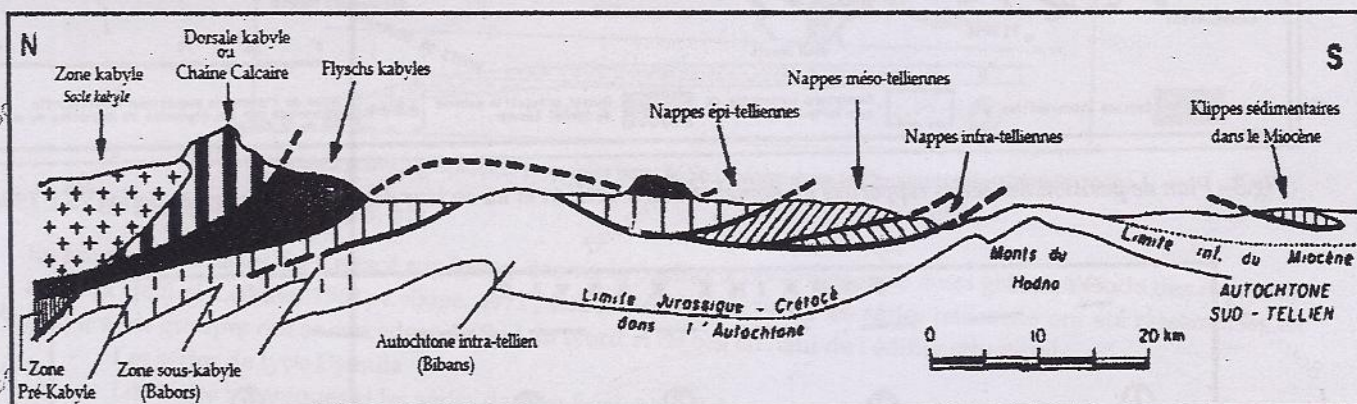


Fig.2- Rapports structuraux théoriques entre le socle kabyle, la « dorsale kabyle », les flyschs et les unités telliennes (Durand Delga, 1969)

I.1- Les séries des unités ultra-telliennes

Le terme « **ultra-tellien** » a été proposé par M. Durand Delga en 1969 pour désigner dans la région de Guelma les séries superposées anormalement au Crétacé néritique constantinois des djebels Debar (Vila et Magné, 1969) et du Douar bou Zitoune (Vila et al., 1968). Elles sont définies par le critère simple de dominance des faciès clairs durant tout le Crétacé. Elles ont été décrites (Fig.III.7) :

- Au Kef Sidi Driss (Raoult, 1969 b) ;
- Au Kef Hahouner (Fourcade et Raoult, 1973) ;
- Dans la région de Constantine (Vila, 1980 ; Coiffait, 1992) ;
- Dans la région de Oued Zenati (Vila, 1980 ; Lahondère, 1987) ;
- Dans l'ensemble Edough-Safia (Vila, 1980).

Les séries **ultra-telliennes** comportent un crétacé inférieur marneux et micritique clair à Ammonites (Valanginien à Vraconien), un Crétacé moyen de même nature à Rotalipores, un Sénonien épais analogue, très clair, riche en microfaune de *Globotruncana* et d'*Hétérohélécidés*, un Eocène à trois termes : marnes sombres à boules jaunes dano-

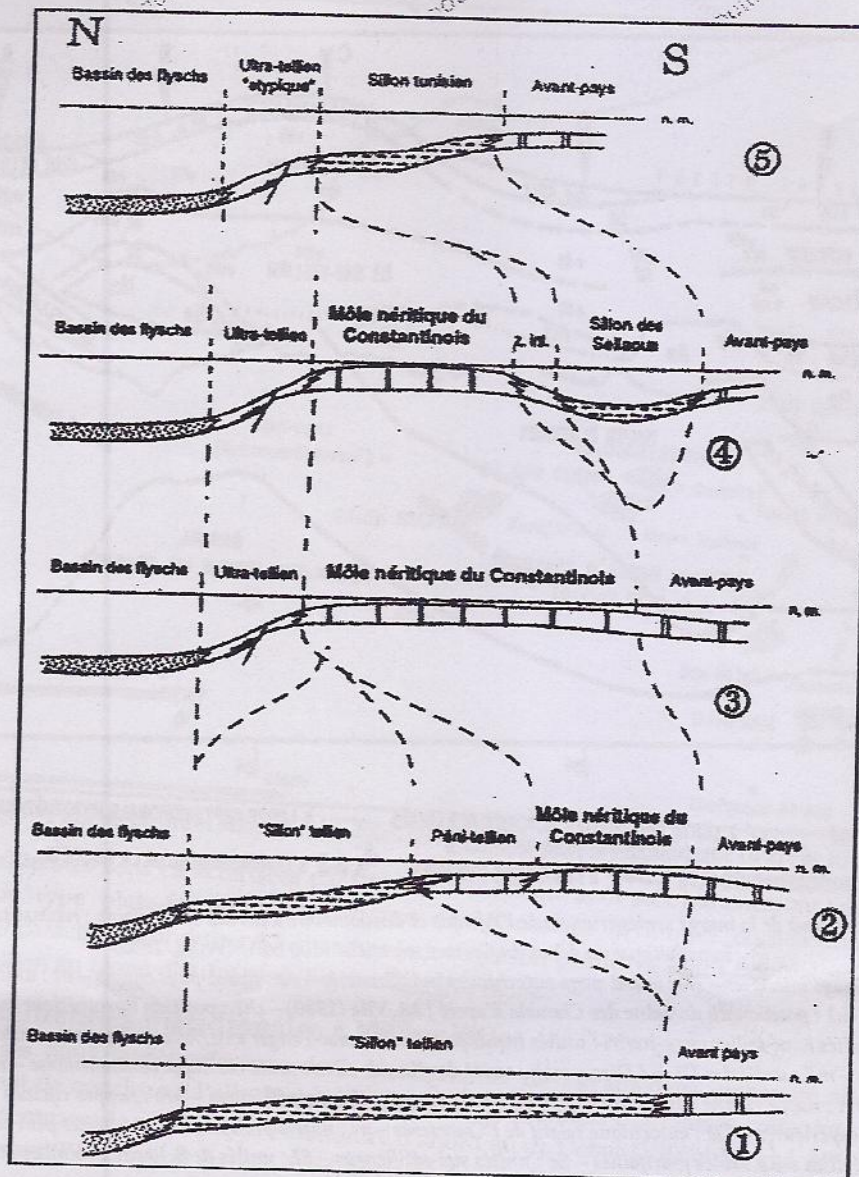


Fig.4- Coupes paléogéographiques proposées pour le Secondaire dans le Constantinois (Coiffait, 1992)

1.2- Les séries telliennes s. str.

En fonction des faciès du Crétacé supérieur, des superpositions observées mais aussi grâce à l'étude des minéraux argileux (Jehl et Leikine, 1968 ; Leikine, 1971 ; Leikine et Velde, 1974), les séries telliennes ont été rassemblées en cinq grands groupes qui se succèdent du Sud au Nord et de bas en haut de l'édifice structural :

- Les séries de type Djemila
- Les séries bibaniques et les séries de type Béni-Abdallah
- Les séries de type Dea et Arba-Erraguène
- Les séries de type Gouraya-Arbalou-Brek
- Les séries de type Barbacha.

La nappe de Djemila détermine l'essentiel du paysage au Nord de Sétif et d'El Eulma et atteint les environs de Sidi Merouane. Elle présente des variations assez sensibles aussi bien du Nord au Sud que d'Est en Ouest.

Sur la base de leurs faciès du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Eocène, W. Wildi (1983) a défini trois types de séries telliennes s.str. qui sont : les séries haut-telliennes, les séries mi-telliennes et les séries bas-telliennes (Fig.5). Cette subdivision est en fait une modification de celle de M. Kieken (1974, p. 98), dont elle reprend les critères basés sur les faciès sédimentaires pour le bas-tellien (équivalent du « méso-tellien » de Kieken, terme créé par M. Durand Delga, 1969), et la somme du mi- et du haut-tellien (« épi-tellien » de Kieken).

II. LES SERIES DE L'AVANT-PAYS ALLOCHTONE

D'Ouest en Est, l'avant-pays « allochtone » présente plusieurs types de séries différenciées, du Trias supérieur au Crétacé ou à l'Eocène, en trois familles selon :

- 1- Une organisation sétifiennne comprenant les séries « sud-sétifiennes ».
- 2- Une organisation constantinoise comprenant les séries « néritiques constantinoises » et les séries des « Sellaoua ».

II.1- L'organisation sétifiennne

Les séries sétifiennes constituent les massifs des djebels Guergour et Anini, au Nord-Ouest de Sétif, de la Koudiat Della, du dj. Zdim et des dj. Youssef et Braou au S de Sétif, des dj. Sékrine, Kalaoun, Tella et Tafourer à la bordure nord des monts du Hodna, des dj. Agmérrouel, Zana, Mestaoua, Hammam, Azraouat, Guedmane et Tizourirt au Nord des monts du Bélezma. A l'exception des djebels Guergour et Anini qui apparaissent en fenêtre sous les nappes telliennes, les formations allochtones sud-sétifiennes constituent un vaste paquet d'écaillés développées entre les méridiens d'Aïn Taghrout à l'Ouest et d'Aïn M'lila à l'Est (Fig.8).

L'essentiel de ces séries est un groupe homogène appelé séries « sud-sétifiennes » typiques. A sa périphérie se développent des séries à caractères intermédiaires, soit avec l'autochtone méridional comme la série inférieure du dj. Kaaoun au Sud, soit avec les séries néritiques constantinoises comme l'ensemble Guedmane-Tizourirt et le dj. Hamouda à l'Est. Ces deux derniers constituent la lame sud-sétifiennne orientale.

Les séries sud-sétifiennes ont un caractère de plate-forme subsidente et ne présentent de variations significatives qu'à leur frange méridionale.

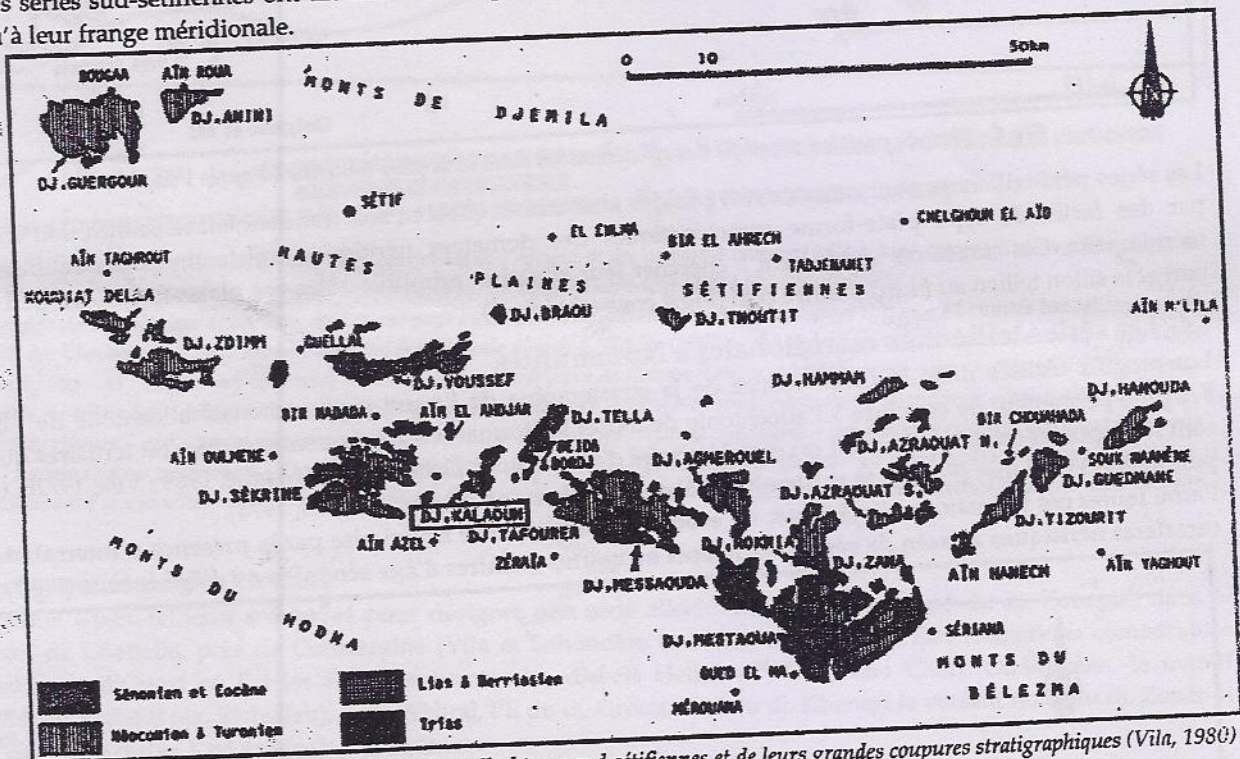


Fig.8- Plan de position simplifié des formations allochtones sud-sétifiennes et de leurs grandes coupures stratigraphiques (Vila, 1980)

II.2- L'organisation constantinoise

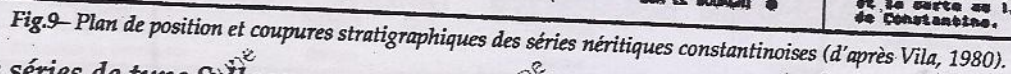
Les séries de l'avant-pays « allochtone » constantinoises présentent une différenciation remarquable avec au Nord, les séries néritiques constantinoises et au Sud, les séries de type Sellaoua.

II.2.1- Les séries néritiques constantinoises

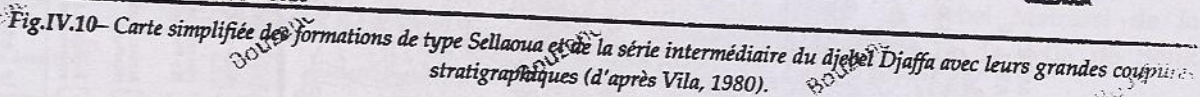
Les séries néritiques constantinoises constituent l'essentiel des reliefs calcaires des monts de Tadjenanet, d'Oued Athménia, de Constantine, d'Aïn M'lila, d'Hammam Meskoutine et de Guelma, sur 160 km d'Ouest en Est et sur 80 km du Nord au Sud. La néotectonique a dispersé les affleurements des séries néritiques constantinoises en massifs isolés de taille variables que J.-M. Vila (1980) a regroupés en plusieurs groupes (Fig.9):

- a- Un groupe nord-oriental autour de Hammam Meskoutine et de Guelma avec d'Est en Ouest les massifs de la Station du Nador, le dj. El Kalaa, le Douar bou Zitoune d'Héliopolis, le Hammam Oulad Ali, le dj.

- b- Un groupe central autour de Constantine avec les djebels Oum Settas, Mazela, Aïn el Hadjar, le Rocher de Constantine et le dj. Kellal, le Kheneg de Tiddis, les dj. Kerker, Zouaoui et Frikia, le dj. Felten, le dj. Grouz et la Koudiat Touachra, le plus occidental entre Ferdjioua et Aziz beni Tellis.
- c- Un groupe méridional autour d'Aïn M'lila avec, toujours d'Est en Ouest, les djebels Djaffa (série chevauchante), Hirech, Fortass, Guérioun, Meimel, Tèioualt, Maziout, le massif des Ouled Sellem, le dj. Rherour, le massif des Abd en Nour et le dj. El Meksem au Sud-Ouest de Tadjenanet.



Les formations allochtones de type Sellaoua sont connues en Algérie orientale depuis le méridien d'Aïn Moulana l'Ouest (Fig.10). L'essentiel des affleurements constitue une vaste bande développée depuis Aïn Fakroun au Nord-Ouest jusqu'à Ghardimaou au Nord-Est dans les confins algéro-tunisiens.



2-Figurés. Les figurés sombres en barré serré ou en croisillons denses diversément orientés mettent en évidence les unités de l'avant-pays allochtone, présentes ici dans leur ensemble pour la première fois. L'attribution d'un figuré spécial au Mio-Pliocène continental (post-nappe au sens strict) permet de faire aisément une estimation grossière de la néotectonique.

LES SERIES AUTOCHTONES

La figure ci-dessous donne une vue d'ensemble des formations autochtones. Dans ce vaste domaine, les formations jurassiques ne sont guère développées qu'entre les méridiens de Sétif et de Constantine, c'est-à-dire des monts du Hodna à l'Ouest à ceux d'Aïn Yaghout à l'Est. L'essentiel des affleurements est constitué par le Crétacé. Les formations d'âge éocène n'existent qu'aux deux extrémités de la zone illustrée par la figure 1, dans la moitié occidentale des Monts du Hodna à l'Ouest d'une part et sur la limite orientale d'autre part.

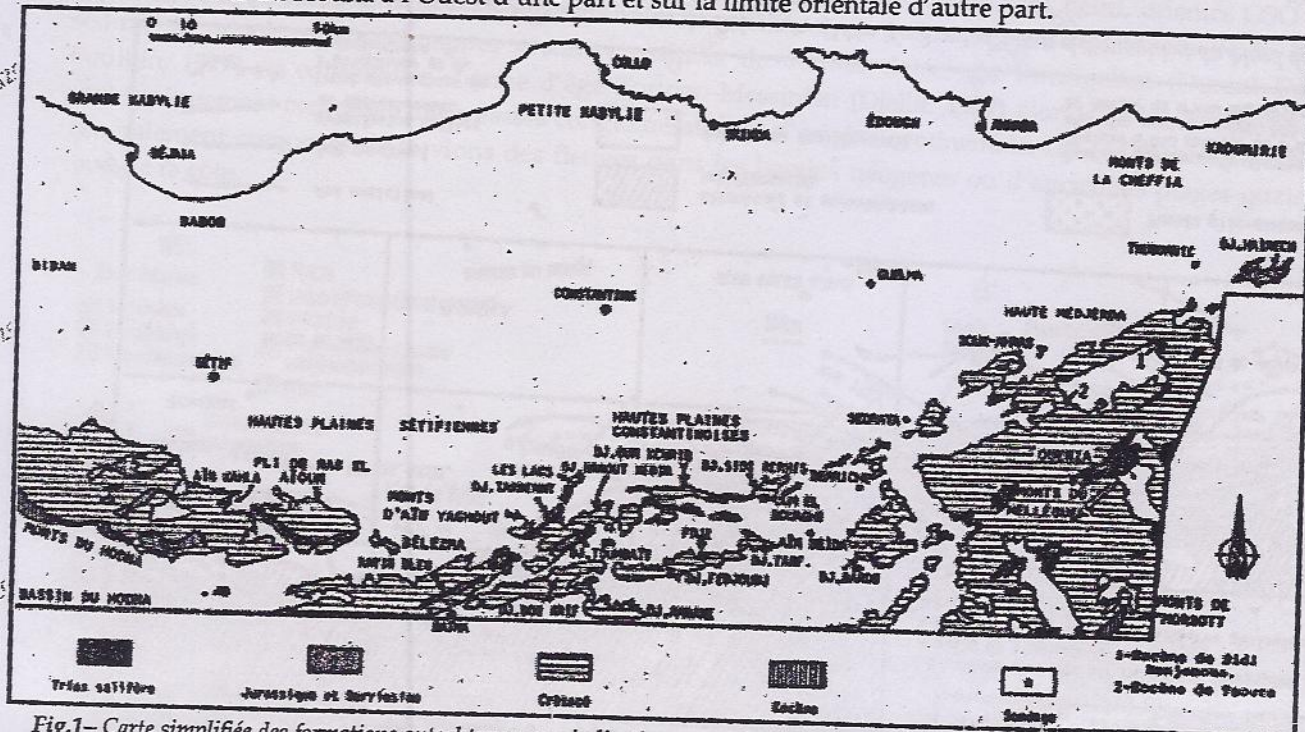


Fig.1- Carte simplifiée des formations autochtones avec indication sommaire des grandes coupures stratigraphiques (Vila, 1980)

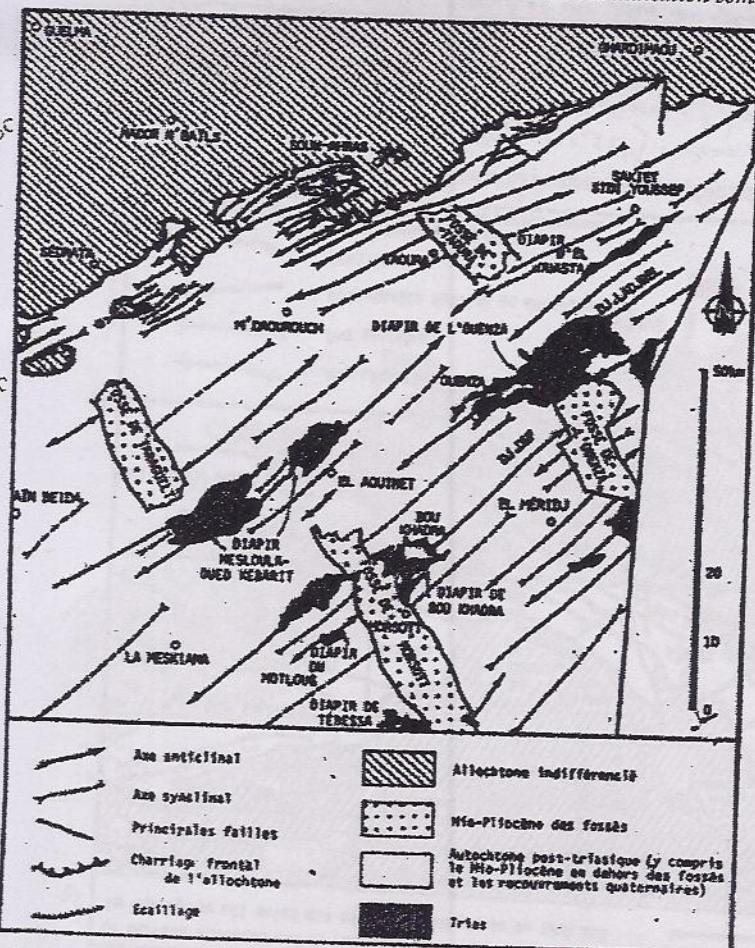


Fig.2- Schéma structural de l'autochtone des confins algéro-tunisiens (Vila, 1980)

L'autochtone a gardé pour l'essentiel une structure plissée héritée de la tectonique mi-éocène (« phase atlasique » de R. Guiraud, 1973). Sa marge septentrionale est le siège de manifestation qui relève d'une interprétation morphotectonique. Ce sont (Vila, 1980):

- Les plis emboutis (à axe courbe et décroché) d'Aïn Azel, du djebel Hadjar Labiod et de Ras el Aoun.
- Les plis en baïonnette de l'ensemble des djebels Hanout-oum Kchrid, Guellif-Sidi Rerhis et de l'ensemble Bou Arif-Fedjoudj-Tarf.
- Les séries renversées à double troncature subhorizontale (basale et sommitale) de Tifelouine, du Kef et Guelaa et du djebel Metrassi.
- Les écaillages et les structures en tête plongeante du djebel Metrassi de la région des lacs et de celle de Souk Ahras.

La partie méridionale de l'autochtone est une chaîne modérément plissée à l'Eocène terminal où la dernière discordance notable se situe sous les couches du Tortonien supérieur.

emboutis : ce sont des plis de longueur kilométrique déformés en plan par la... des décrochements cumulatifs ou par la combinaison...

II. LES FORMATIONS « POST-NAPPES »

Il s'agit de formations post-orogéniques déposées postérieurement à la mise en place des nappes de charriages externes et l'avant-pays.

Les dépôts sédimentaires du Miocène « post-nappes », recouvrant en discordances les différentes unités antérieures et scellent en quelque sorte les derniers grands mouvements tectoniques à l'origine de la formation des nappes telliennes. De grands bassins littoraux tels que la Mitidja et le bassin du Chelif, orientés OSO-ENE, sont comblés par les sédiments des transgressions marines miocènes à quaternaires (Fig.1). En Petite Kabylie les sédiments miocènes « post-nappes » sont constitués de marnes datées du Burdigalien (Durant Delga, 1955, Bouillin, 1977) ou considérées comme d'âge Tortono-Messinien (Djellit, 1987) alors que les sédiments pliocènes sont typiquement composés de molasses conglomératiques d'origine continentale. Les sédiments quaternaires sont généralement composés d'alluvions des fleuves dans les bassins néogènes ou d'anciennes plages quaternaires le long de la côte.

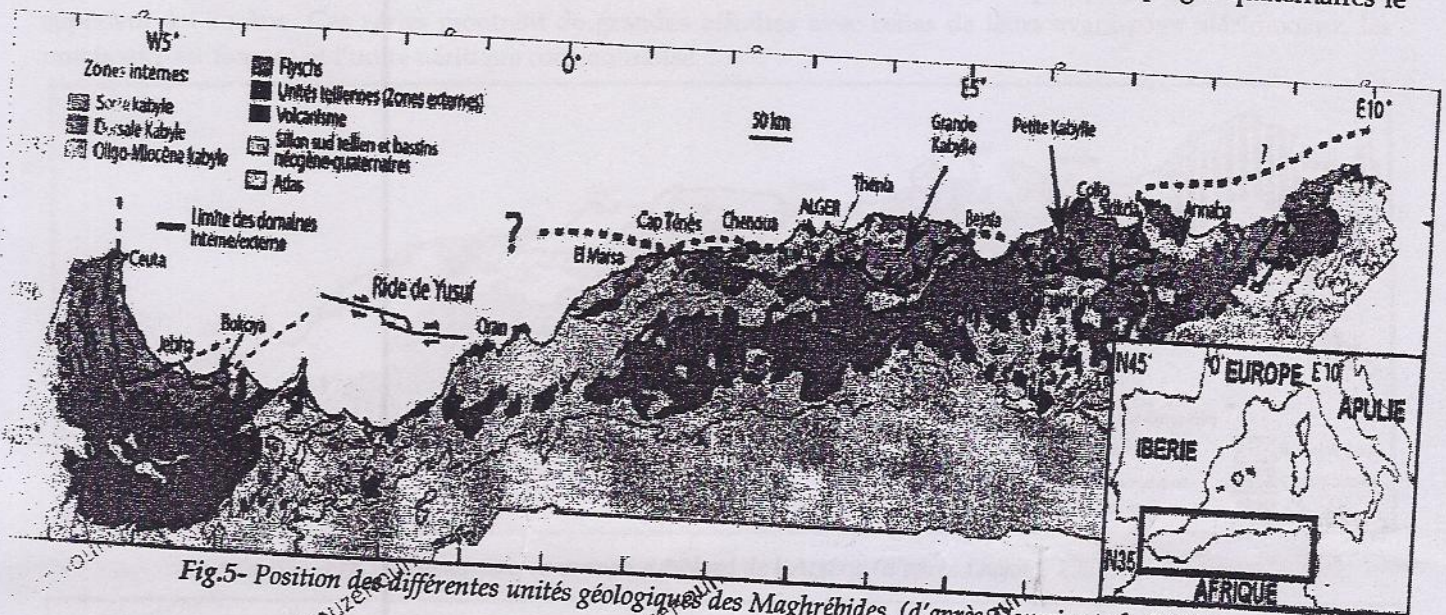


Fig.5- Position des différentes unités géologiques des Maghrébides. (d'après Domzig et al., 2006)

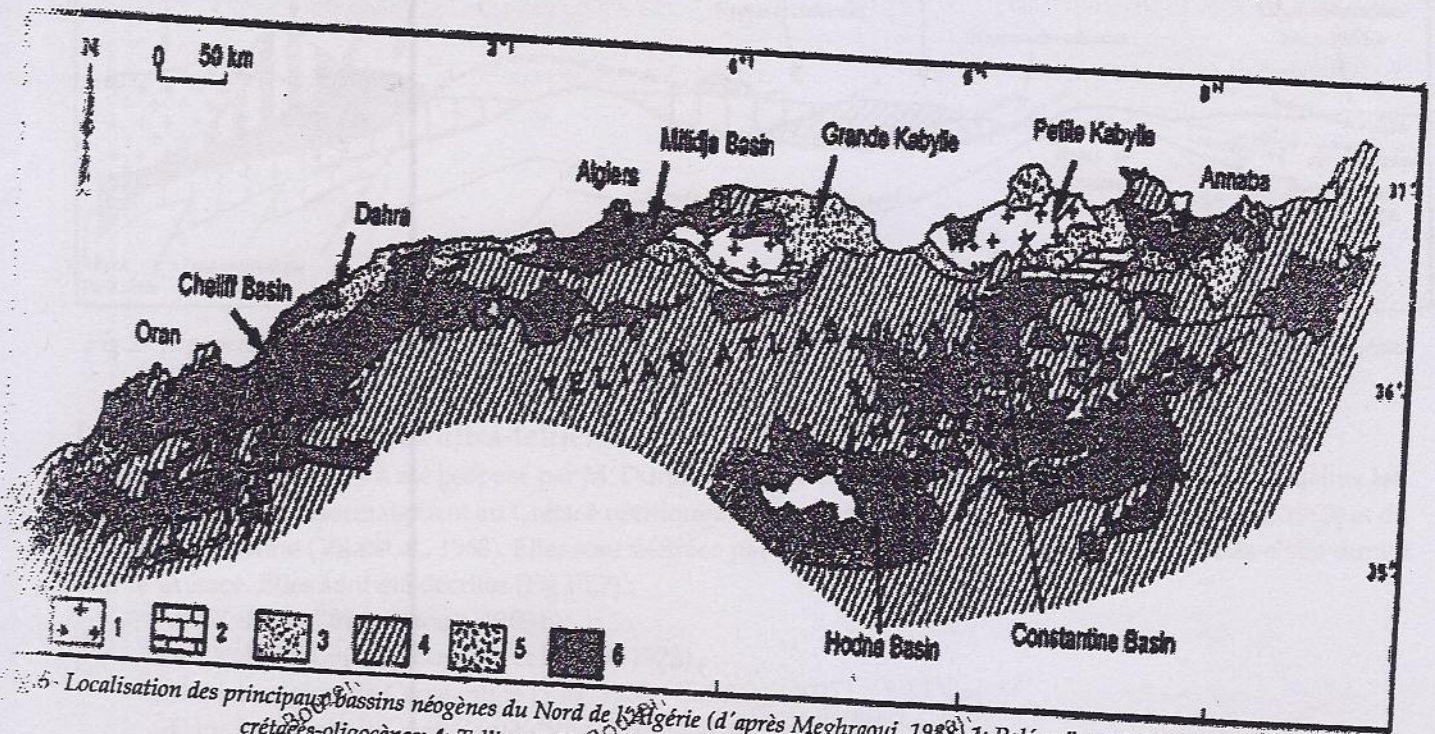


Fig.6- Localisation des principaux bassins néogènes du Nord de l'Algérie (d'après Meghraoui, 1988) 1: Paléozoïque; 2: Jurassique; 3: Flyschs crétacés-oligocènes; 4: Tellien; 5: Volcanisme néogène; 6: Bassins néogènes et quaternaires.