



HAL
open science

Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est français

Jean Louis Pairis

► **To cite this version:**

Jean Louis Pairis. Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est français. 1987, pp.283-298. insu-00514780

HAL Id: insu-00514780

<https://insu.hal.science/insu-00514780>

Submitted on 3 Sep 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

DYNAMIQUE DES DEPOTS ET DOMAINES DE SEDIMENTATION PALEOGENES DANS LE SUD-EST FRANCAIS

Jean-Louis PAIRIS*

Résumé

Les grands types de séries nummulitiques sont passés en revue, de la Corse jusque dans le nord des Alpes françaises. Il s'avère que l'on peut schématiser le bassin du Paléogène marin par : 1. une zone de plate-forme pour sa partie la plus externe, sur laquelle se sédimentent des calcaires à nummulites et des marnes circalittorales; 2. une zone interne, très déprimée, qui reçoit des épandages détritiques de cônes sous-marins en eau profonde; 3. une zone de flexure et/ou de fracture qui fait le raccord entre les deux premières, et qui reçoit une sédimentation marneuse.

Au Priabonien terminal-Oligocène inférieur, cette plate-forme est installée, pour les chaînes subalpines méridionales, dans les secteurs de Barrême-Castellane et les massifs du Dévoluy et de Céüse.

La transgression, qui s'épanouira durant l'Eocène, se manifeste d'abord dans le sud de la Corse (et dès le Maastrichtien). C'est au Lutétien supérieur-Bartonien inférieur que l'avancée marine devient brusquement importante ("Crise biarritzienne") sur la zone externe. On relève à la même époque des indices de compression très développés dans les zones internes, où l'on reconnaît, dans le Flysch de Saint-Clément (Haut-Embrunais), un véritable prisme d'accrétion. Cette transgression nummulitique peut être attribuée à une subsidence provoquée par la mise en place des nappes internes sur la partie orientale de la plaque européenne.

Vers le milieu de l'Oligocène, la collision continentale referme totalement les derniers espaces marins subsistant, hérités de l'océan alpin ou qui avaient pu être réouverts un peu plus tôt durant le Tertiaire. Le secteur de la plate-forme continentale oligocène se transforme, en même temps que la mer se trouve chassée du domaine alpin, en un sillon périalpin, gouttière subsidente installée au front des Alpes en cours de surrection, qui va piéger, jusqu'au Chattien, une importante masse de sédiments continentaux.

Abstract

The different Nummulitic series known from South Corsica to the North of the French Alps are briefly evoked. The Nummulitic basin can be sketched with : 1. An external marine shelf, on which limestones with nummulites and circalittoral marls are laid down; 2. An inner zone in which detrital supply built deep seafan fans; 3. A flexure and/or fault zone which connected the preceding units and received a marly sedimentation. During the Uppermost Priabonian, in the Southern subalpine ranges, the shelf was located in the Dévoluy and Céüse massifs and in the Barrême-Castellane region.

The transgressive cycle which moved forward upon the external Alpine zone until Oligocene, began in the Southern Corsica during the Maastrichtian. But this is during the Late Lutetian-Early Bartonian that the marine transgression became very important ("Biarritzian crisis") in the external Alpine zone. In the same time, the internal Alpine zone shows compressive tectonics : the Flysch de Saint-Clément in the Eastern-Embrunais can be interpreted as a real accretionary prism.

The Nummulitic transgression is attributed to a subsidence produced by the emplacement of the very internal nappes upon the eastern part of the European plate. About the Middle Oligocene, the continental collision closed again the last previously

* Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble.
Unité Associée au C. N. R. S. (U.A. 69), Géologie Alpine.
Institut Dolomieu, 15 rue Maurice-Gignoux, 38031, Grenoble cedex.
Publication n° 699.

opened Alpine marine areas. In the same time the sea was driven away the Alpine realm, the Lower Oligocene shelf zone had changed in a peripheral furrow along the mountain front of the nascent Alpine range. In this sediment trap thick continental deposits accumulated as far as the Chattian.

1. INTRODUCTION

Les études conduites dans le Sud-Est français sur les sédiments paléogènes, les solutions qui ont pu être apportées à un certain nombre de problèmes que posaient parfois les attributions stratigraphiques et la répartition des niveaux, nous ont permis d'atteindre un stade où l'on peut commencer à esquisser assez valablement une image du véritable bassin nummulitique. Cette dernière, pour schématique qu'elle soit encore, permet de rendre compte de l'évolution du milieu de dépôt, et de retrouver un certain nombre des véritables limites paléogéographiques que présentait alors le domaine alpin.

Dans la région Alpes-Corse-Provence, le début du Tertiaire marque un tournant historique majeur, en fait une révolution qui, dans beaucoup de secteurs, clôt une histoire commencée avec la distension liasique. On sait que le Nummulitique s'inscrit dans le scénario d'une collision continentale entre les plaques européenne et apulo-africaine, amorcée déjà avant la fin du Mésozoïque. La séquence paléogène débute à un moment où cette collision est déjà bien engagée : les événements tectoniques du milieu du Crétacé ont vu le début de l'émergence du domaine provençal ainsi que le plissement et/ou les érosions du Peloux et de ses abords (Dévoluy, Céüse, Embrunais), ceux du Crétacé finissant, l'émergence définitive de la Provence au Maastrichtien et celle de la Corse. Elle s'affirme encore au Paléocène : toute la zone alpine externe émerge alors, et avec elle, une partie du domaine interne. Elle se terminera, à l'Oligocène, par un écrasement final qui refermera définitivement les espaces marins qui avaient pu être réouverts au Nummulitique.

Dès le début de l'émergence, les érosions et/ou les accumulations de dépôts détritiques plus ou moins grossiers sont la règle. Ces érosions ouvrent la voie aux phénomènes morphotectoniques qui auront cours durant les étapes ultérieures de déformation, en particulier en Provence où s'accumulent, au pied des reliefs, jusqu'au Vitrollien, des brèches calcaires qui empruntent leurs éléments au substratum local (Montagne Sainte-Victoire, par exemple). Dans le domaine alpin externe, les érosions sont dominantes. Des dépôts se mettent cependant en place, mais il s'agit de produits d'une altération poussée : sables réfractaires blancs ou rouges, bigarrés, avec des grès ferrugineux et faciès sidérolithique associés. Ils sont localisés dans de petites dépressions, ou le plus souvent, dans des cavités plus ou moins karstiques. Ces accumulations correspondent à la période Paléocène-Priabonien, mais en fait ne sont datées qu'aux Echelles en Savoie, avec *Lophiodon tapirotherium* (alias *larteti*) dans un gisement actuellement rapporté par les mammalogistes au Bartonien inférieur.

Dans le domaine interne alpin, la sédimentation qui avait cours au Mésozoïque persiste sans changement notable dans le Tertiaire basal pour un certain nombre de secteurs : les calcaires en plaquettes néocrétacés-paléocènes (alias Flysch calcaire) des domaines subbriançonnais et briançonnais l'attestent. Certaines régions reçoivent cependant durant ce temps, des sédiments détritiques, turbiditiques, de manière épisodique ou continue [Flysch du Bachelard de l'unité du Pelat, d'âge néocrétacé-paléocène (KERCKHOVE, 1969; BLANC et al., 1987 a)]. Les mouvements tectoniques de cette époque retentissent néanmoins dans ces secteurs à sédimentation pérenne, les faciès flysch enregistrant alors une recrudescence du détritisme et montrant une progradation des faciès grossiers au cours du Paléocène. Par ailleurs, le flysch nummulitique du Pelat (Eocène moyen à supérieur) est discordant sur celui du Bachelard : un simple basculement tectonique d'ensemble, une lacune de l'Eocène inférieur et/ou des érosions sous-marines peuvent rendre compte du phénomène (BLANC et al., 1987 a)].

Toute la région du Sud-Est a subi durant le Nummulitique, une invasion marine de grande ampleur, qui s'est étendue (fig. 1) sur une bonne partie du territoire émergé au Paléocène -ou déjà à l'air libre durant même le Crétacé supérieur. Cette transgression

s'est faite par étapes successives, en plusieurs pulsations, sous la dépendance directe d'une tectonique synsédimentaire active, initiée par des mouvements plus globaux, qui modifient parfois profondément les aires distributrices et réceptrices des sédiments détritiques.

Les domaines externe et interne des Alpes sont toujours bien individualisés. Ils sont séparés par des zones où se manifestent des structures plicatives "anténummulitiques" plus ou moins érodées sous la surface de transgression ("cordillères" des auteurs) et qui à l'heure actuelle sont en cours d'étude.

2. LE DOMAINE EXTERNE

2. 1. LA TRANSGRESSION PALEOGENE

En Corse, les premiers dépôts tertiaires du cycle transgressif qui s'épanouira à l'Eocène semblent bien se situer dans le Maastrichtien du sud de l'île, dans la région de Conca : ce sont des grès à ciment calcaire et des conglomérats à éléments de socle, qui ont livré *Orbitoides media* et *Siderolites calcitrapoides*; ces niveaux sont suivis, en continuité de sédimentation, par des calcaires paléocènes (AMAUDRIC DU CHAFFAUT, 1982). La transgression marine s'affirme ensuite, qui gagne peu à peu vers le NE. De ce Maastrichtien du SW du fossé de Favone, jusqu'aux abords de Solenzara, atteints au Paléocène, la transgression progresse de 13 km en 10 Ma environ (avec des couches qui restent partout sous le faciès de calcaire à organismes de plate-forme). La transgression atteint aussi la Corse centrale (P^{ca} di Zurmulu) au Paléocène. La grande importance du détritisme grossier dans ces affleurements près de Corte et de Venaco, indique la proximité des rivages. La progression yprésienne se lit, dans le sud de notre île aux abords de Solaro (la base de la série est "ilerdienne", le sommet des Calcaires nummulitiques d'âge "cuisien"), ou en Corse centrale dans l'unité de Caporalino-Sant'Angelo. C'est à cette époque aussi que la transgression marine commence à se manifester en Sardaigne : la mer apparaît dans la partie nord-orientale de l'île (CHARRIER, 1969).

C'est à l'Yprésien aussi que dans les Alpes occidentales se manifeste la première ébauche de la transgression marine : on trouve en effet, dans les massifs subalpins septentrionaux (Bauges) des calcaires et des grès glauconieux, à alvéolines et nummulites de la zone à *Planulatus* (MARTINI, 1968). Ce bras d'une mer qui reste ici épicontinentale, n'est que de courte durée : des mouvements synsédimentaires exondent la région, de sorte que ces dépôts vont subir rapidement une érosion partielle et une corrosion par des microcodiums.

En Corse cependant, la mer progresse toujours : ici, la subsidence de la plate-forme européenne, engagée un peu plus tôt, continue inéluctablement. L'approfondissement des secteurs déjà conquis se poursuit au fur et à mesure que les eaux gagnent sur de nouvelles terres. Il provoque, à l'arrière de la transgression, l'apparition d'un faciès flysch qui chemine dans le même sens, tout en conservant manifestement ses distances avec le front de mer. Ce flysch apparaît dès l'Yprésien supérieur dans le sud de l'île (Flysch de Solaro) : ce sont des grès arkosiques intercalés de pélites noires, admettant des microbrèches turbiditiques à microfaune remaniée de plate-forme littorale (caractérisant l'Yprésien, puis le Lutétien, inférieur d'abord puis supérieur, voire le Bartonien). Il n'est pas exclu, de plus, que tout ce Tertiaire du sud de la Corse que nous venons de décrire sommairement, passe latéralement, *pro parte*, par ses parties inférieures, au Flysch de Prunelli -débutant par des conglomérats et par ailleurs légèrement métamorphique- qui est sensé représenter, sous le Flysch de Solaro, la série tertiaire dans le SE de l'île.

C'est durant le Lutétien supérieur-Bartonien inférieur que l'on enregistre une brutale avancée de la mer, qui, n'ayant atteint jusqu'alors vers le nord que la Corse centrale, va brusquement déborder jusque sur la Balagne et atteindre dans le même temps l'Italie et la Provence. En Corse centrale cet épisode est marqué par des décharges détritiques : à l'W de Corte (Zurmulu), les calcschistes noirs à nummulites de

l'Ilerdien supérieur sont en effet surmontés d'un puissant conglomérat massif -auquel succède un flysch schisto-gréseux.

Cette crise est ressentie aussi dans les Alpes du Nord où s'effectue une nouvelle avancée d'une mer épicontinentale -ou d'un bras de mer-, dont on retrouve les traces depuis le sud des Bauges jusqu'en Suisse. La mer nummulitique lance ainsi un golfe en Savoie, dans lequel les sédiments de l'Eocène moyen reposent sur le substratum mésozoïque ou sur des flaques d'Yprésien laissées pour compte par les érosions antébiarritziennes, tous deux cariés de microcodiums. Se déposent alors des niveaux de faciès essentiellement infralittoraux, avec des calcaires à alvéolines, à nummulites, souvent gréseux, glauconieux, parfois oolitiques. Mais ici, comme précédemment à l'Yprésien dans ce secteur septentrional, des mouvements synsédimentaires vont une nouvelle fois exonder la région, rejetant la mer à l'est (1) : localement, dans les zones dépressionnaires (créées -ou entretenues- par le jeu des fractures, en particulier de direction N 50) succède aux dépôts marins une sédimentation lacustre, cependant que les points hauts sont toujours soumis à l'érosion. Ce n'est que plus tardivement, dans le Bartonien, que la transgression marine va définitivement s'amorcer sur ce secteur externe des Alpes du Nord qui va dès lors subir une destinée parallèle à celle des Alpes du Sud.

En Provence et en Ligurie, c'est l'époque où se déposent, comme en Corse, des calcaires de plate-forme, parfois épais, à grandes nummulites, début d'une série franchement marine dont la profondeur de dépôt ne fera que s'accroître au cours de l'Eocène.

D'une façon très générale, l'avancée marine se fait sur un substratum le plus souvent carbonaté -bien sûr érodé en partie- souvent carié de microcodiums. Elle est précédée, en Italie et Provence, par des couches dites infranummulitiques, paléogènes certes, mais lacustres ou saumâtres, qui marquent les prémices de la transgression : à la période d'érosion instaurée dès le début de l'émersion généralisée du domaine externe succède, avec le rapprochement des rivages et le relèvement du niveau de base des réseaux drainants, une période de dépôt, de sorte que l'on voit courir, en avant du front marin, un front laguno-lacustre. La répartition de ces sédiments indique

(1) Cette dernière pourrait alors se trouver dans l'E du massif de Platé, au débouché du chenal des Platières (PAIRIS & PAIRIS, 1975), s'il s'avère que les couches à *Nummulites ptukhiani* (alias *N. praefabianii*) et/ou à *N. aff. fabianii* de ce secteur sont synchrones des couches à grandes nummulites et/ou des couches lacustres du Lutétien terminal-Bartonien du graben d'Arâches.

Fig. 1 - Les domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est de la France.

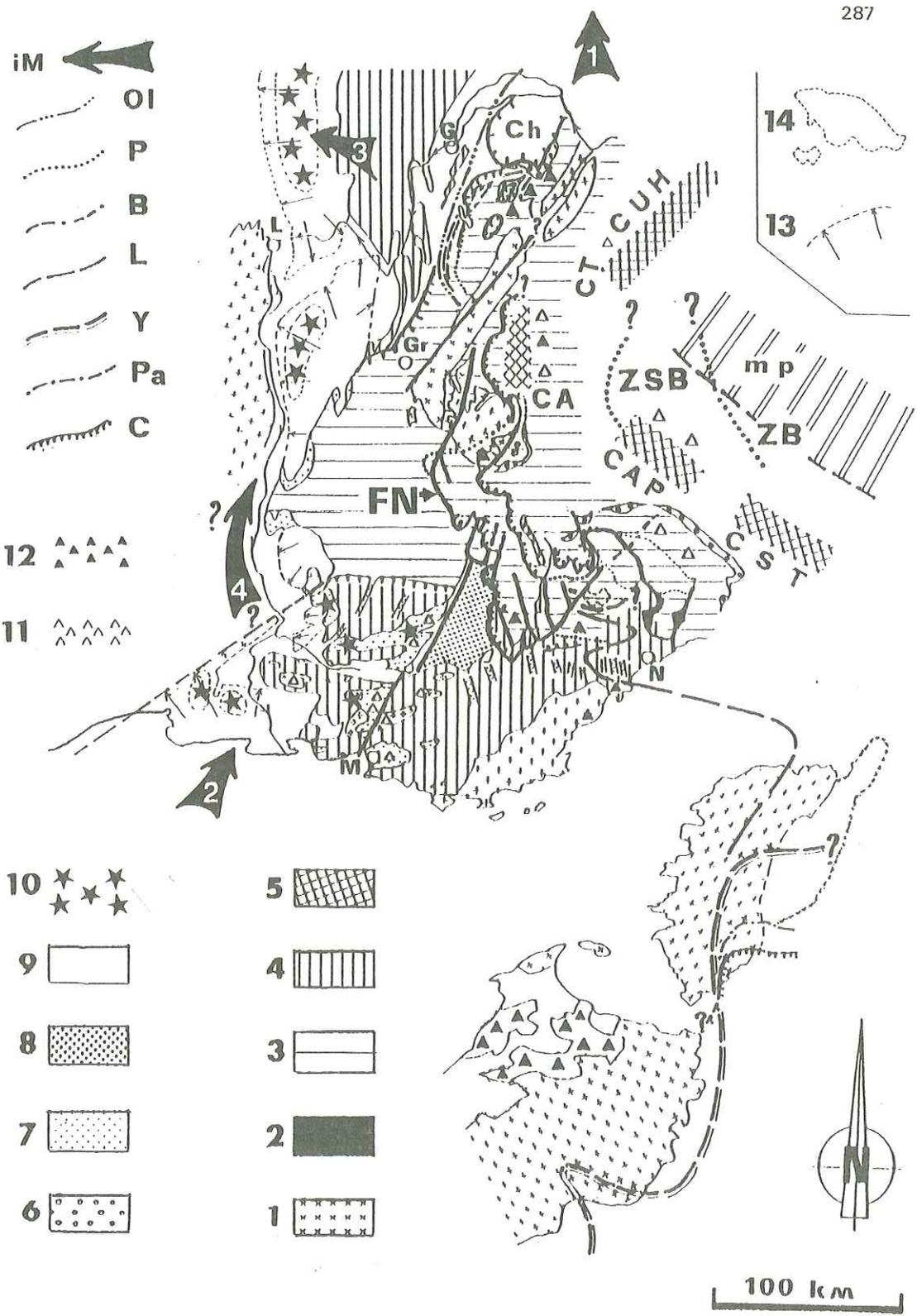
1 : Socle antétriasique des Alpes et de la Provence; socle avec lambeaux de couverture mésozoïque en Corse et en Sardaigne; 2 : Trias de Breil-Sospel et de Roquebillières-Vésubie (sud de l'Argentera); 3 : Couverture delphino-helvétique; 4 : Couverture provengale; 5 : "Cordillères"; 6 : Olistostrome; 7 : Oligocène continental; 8 : Bassin mio-pliocène de Valensole; 9 : Quaternaire; 10 : Evaporites (sel gemme, anhydrite et/ou gypse) priaboniennes et/ou oligocènes; 11 : Conglomérats grossiers; 12 : Produits volcaniques; 13 : Limite de bassin paléogène, sous les recouvrements néogènes et quaternaires; 14 : Emplacement de l'Argentera et du Dôme de Barrot.

Limites de la transgression : C : Maastrichtien; Pa : Paléocène; Y : Yprésien inférieur; L : Lutétien; B : Bartonien; P : Priabonien; OI : Oligocène; Fn : Front nummulitique.

Influences marines : iM -1 : vers le fossé alsacien; 2 : en Languedoc et Provence; 3 : en Bresse; 4 : (?) vers le Valentinois et le Bas Dauphiné.

mp : mer pérenne crétacée-éocène.

"Cordillères" : CST : C. tendasque et de la Stura; CAP : C. d'Allos-Pelat; CAA : C. arvinche; CT : C. tarine; CUH : C. ultrahelvétique.



- iM ←
- OI
- P
- B
- L
- Y
- Pa
- C

- 12 ▲▲▲▲
- 11 ▲▲▲▲

- 10 ★★
- 9
- 8
- 7
- 6
- 5
- 4
- 3
- 2
- 1

100 km

clairement la position des zones dépressionnaires. Ces dépôts, peu profonds, sont très souvent lardés de bancs de grès ainsi que de passées conglomératiques et hébergent parfois des cônes de déjection torrentiels. Les premiers niveaux franchement marins, eux aussi, sont sous l'emprise d'un détritisme important ; il est assez rare de voir des calcaires francs (des biohermes d'ailleurs, la plupart du temps), s'installer directement sur le substratum : un tel dispositif caractérise en fait seulement les régions de hauts-fonds. La plupart du temps, les calcaires sont gréseux, voire très gréseux [Formation grise des Alpes du Nord par exemple (PAIRIS & PAIRIS, 1975)]; ou argilo-gréseux; ils peuvent aussi admettre des passées de poudingues à galets plus ou moins perforés.

2. 2. L'EVOLUTION DES DOMAINES DE SEDIMENTATION

2. 2. 1. Le domaine externe oriental

Dans les secteurs orientaux de cette zone externe, la transgression qui s'affirme peu à peu, trahit un enfoncement continu du fond marin. Ce dernier semble assez régulier -même si en réalité il procède de valeurs discrètes. D'un pôle calcaire, la sédimentation, passe à un pôle argileux, puis à un pôle gréseux. Ce sont ces trois pôles qui représentent de fait la Trilogie nummulitique : à la suite des Calcaires nummulitiques se déposent des Calcaires intermédiaires, puis des Marnes nummulitiques. La microfaune de ces dernières -quand on peut la dégager- indique bien d'abord un

.....
Fig. 2 - La paléofalaise de Saint-Benoît (E du synclinal d'Annot).

Cs : Calcaires du Crétacé supérieur; A : Couches infranummulitiques; Cm : Calcaires nummulitiques; Ci : Calcaires intermédiaires; Mb : Marnes nummulitiques; GA : Grès d'Annot; Bd : Brèches; Cp : Calcaires argileux nummulitiques.

1, 2, 3, 4, 5 : Isochrones, avec le marqueur correspondant.

P/B : Rapport du nombre de foraminifères planctoniques à celui des foraminifères benthiques.

Noter la zone du diagramme (fluctuations) dans laquelle ce rapport oscille autour de 1 après avoir dépassé pour la première fois cette valeur : elle marque le début des influences de mer ouverte dans le milieu de dépôt.

Noter, dans le secteur oriental :

- la puissance des dépôts;
- les influences de mer ouverte plus précoces (avant l'apparition de *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis*) qui se manifestent en même temps que la tendance au confinement s'efface temporairement (D 1);
- la présence de *Globigerinatheka seminivoluta* (au côté de *Cribohantkenina inflata*) immédiatement sous les Grès d'Annot : la disparition du marqueur dans cette coupe ne coïncide pas obligatoirement avec son extinction (qui peut être plus tardive);
- l'existence d'un deuxième déconfinement dans cette base de biozone P 16.

Noter, dans le secteur occidental :

- la présence d'isochrones plus récentes que celles relevées dans la coupe du Fa, et que l'on retrouve sur le sommet de la paléofalaise;
- le passage du milieu à tendance confinée au milieu à salure normale (D 2) dans la base de la biozone P 16 -phénomène très probablement contemporain du deuxième déconfinement enregistré dans la coupe du Fa.

Noter, sur la paléofalaise de Saint-Benoît (coupe de Braux) :

- la condensation des sédiments, en particulier dans l'intervalle séparant la base de P16 de l'apparition de *Globorotalia cerroazulensis cunialensis*;
- l'importance de phénomènes de remaniement.

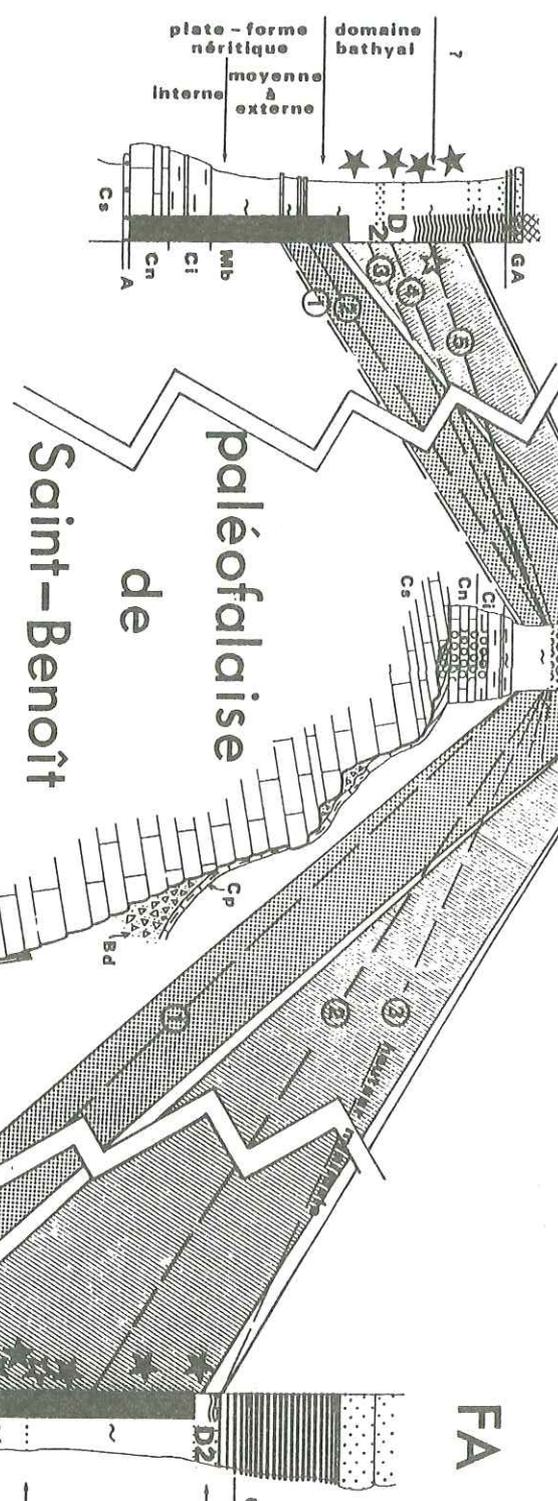
Noter, contre la paléofalaise, la présence de brèches (anténummulitiques et synnummulitiques) et de calcaires argileux à nummulites, qui scellent son front.

W
RUCH

BRAUX

E

FA

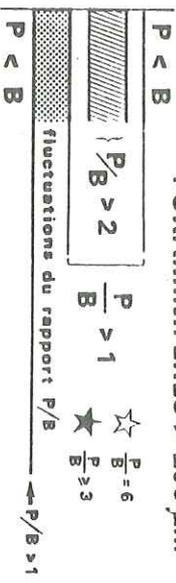


paléofalaise
de
Saint-Benoît

FAUILLE
DU
GROS-VALLON

- ⑤ — apparition de *G. c. cuniatensis*
- ④ — extinction de *C. inflata*
- ③ — extinction de *G. seminivoluta*
- ② — apparition de *C. inflata*
- ① — apparition de *G. c. coccoensis*

FORAMINIFERES > 200 μm



MILIEU MARIN

- ▨ dessalé
- ▨ normal
- ▨ sursalé

REMANIEMENTS

100
50
0m



milieu de plate-forme -qui devient de plus en plus externe pour entrer finalement dans le domaine bathyal. L'étape suivante de la sédimentation, représentée par les couches détritiques terminales, voit d'abord l'installation dans ce secteur, de cônes sous-marins en eau profonde. Ces derniers, dans lesquels s'intercalent des pélites, sont, suivant les points, plus ou moins chargés en matériel détritique grossier, avec des passées conglomératiques, souvent microbréchiqes, renfermant des foraminifères de plate-forme remaniés (nummulites, discocyclines...). Au sommet de ces niveaux se développe parfois un olistostrome qui provient du démantèlement de lèvres de fractures alors actives dans le bassin et/ou de celui des nappes internes en cours de cheminement dans les parties les plus internes de ce dernier. Ces unités charriées finiront d'ailleurs, en prenant leur place définitive, par chevaucher cet olistostrome, interrompant alors la sédimentation dans cette région qui émerge alors.

Le diachronisme des divers faciès du Nummulitique marin n'est plus à démontrer depuis longtemps (BOUSSAC, 1912). De nombreux auteurs d'ailleurs ont tracé les limites successives des divers secteurs de dépôt, et en particulier celles représentant les stades de la reconquête marine du Paléogène. Ces dernières ont d'ailleurs régulièrement fluctué cartographiquement, au gré de l'évolution des connaissances biostratigraphiques. Avec l'Eocène moyen (couches à grandes nummulites et/ou à *N. aff. fabianii*) avait commencé l'invasion généralisée, galopante, du secteur qui va être conquis par la mer paléogène. Les faciès profonds, installés en Corse dès l'Yprésien ou le Biarritzien s.s. (Flysch de Solaro) gagnent eux aussi vers le NE : ils s'installent au cours de P 14 à Vilatella, de P 15 en Ligurie et dans les Alpes Maritimes, à Olivetta, Menton, Sospel et localement près de Contes (CAMPREDON, 1972). La base des Grès d'Annot est datée de la biozone P 16 inférieure dans l'E du synclinal d'Annot (MOUGIN-GROSSO & PAIRIS, 1973; MOUGIN, 1978), de la biozone P 17 dans l'ouest de cette structure (BESSON, 1973) et sur le haut-fond de Saint-Benoît (MOUGIN-GROSSO & PAIRIS, 1973) (fig. 2).

L'ordonnance et la succession des couches peut cependant être troublée parfois : en effet, dans les secteurs tectoniquement actifs peuvent se mettre en place, dès la base de la série, d'importantes passées bréchiqes, voire de puissantes décharges olistolitiques. Les mouvements du fond marin peuvent aussi amener des récurrences de faciès dans ces couches nummulitiques, l'agitation tectonique persistant en fait durant tout le temps des dépôts paléogènes. Il faut rapporter, entre autres, à de tels mécanismes, la mise en place des olistolites de l'Aiguille de Cédéra (FABRE et al., 1985; LAMI et al., 1987), de ceux du Champsaur (GIDON & PAIRIS, 1980-1981; FABRE et al., 1985) par exemple, pour citer quelques points où ce détritisme est parfaitement spectaculaire dans ce domaine externe oriental. De fait, dans l'ensemble du bassin nummulitique se manifestent à l'évidence, de nombreux indices de remaniements et de mouvements synsédimentaires, surtout le long d'accidents N 170 et N 45-50.

Ces fractures correspondent le plus souvent à des accidents anténummulitiques (PAIRIS, 1971 b; PAIRIS et PAIRIS, 1975; PAIRIS et al. 1984) qui auront pu être repris durant même la sédimentation. Ainsi, dans le synclinal d'Annot apparaît la paléofalaise de Saint-Benoît (PAIRIS, 1971 b), haut-fond qui sépare deux zones de sédimentation (fig. 2) : à l'E la zone du Fa, dans laquelle la transgression est précoce et les diverses formations plus jeunes que dans la région occidentale (secteur du Ruch, BESSON et al., 1970; BESSON, 1973) et que sur le haut-fond. Une subsidence du secteur oriental rend compte de la dilatation des niveaux qu'on y rencontre, qu'il faut porter au compte du jeu d'un accident subméridien, très probablement N 170. Des brèches anténummulitiques, comme la précocité de la transgression, marquent ici l'antériorité de la structure - de même que des brèches synnummulitiques qui tapissent le haut du front de la paléofalaise attestent de la reprise des mouvements tectoniques le long de l'accident ancien.

Notons que ces manifestations de la reprise de dépôts antérieurs peuvent être plus insidieuses, et se réduire simplement à des mécanismes de remaniements intraformationnels : elles peuvent aller du simple slump, encore détectable -même dans des niveaux entièrement marneux- jusqu'à la coulée boueuse sous-marine parfaitement discrète, qui ne se manifeste éventuellement, comme c'est le cas à mi-hauteur dans la coupe des Marnes nummulitiques des Scaffarels, que par la réapparition brutale d'un cortège de foraminifères de plate-forme plus interne (avec des *Rotalia*, *Pararotalia*,

Asterigerina...), accompagnés de *Globo truncana* (couronné tout de même ici par un mince banc calcaire à nummulites, discocyclines et galets mous) qui fait irruption dans un milieu où le plancton était déjà bien développé (PAIRIS, in BESSON et al., 1970).

2. 2. 2. Le domaine externe occidental

Sa limite ouest marque le point d'avancée maximale des faciès franchement marins du Paléogène, ou Front nummulitique (PAIRIS et al., 1986). Ce domaine montre lui aussi une évolution sédimentaire qui passe par les différents pôles de la Trilogie nummulitique. Cependant, si le passage des calcaires aux marnes marque bien un approfondissement du milieu de dépôt, cette tendance ne persiste guère : les Marnes à foraminifères, premier membre des Marnes nummulitiques dans cette zone, ne montrent dans leur partie haute que peu de plancton. Quant aux Marnes à Meletta qui leur succèdent dans cette formation, elles témoignent d'une tendance au confinement du milieu d'abord, avec des foraminifères planctoniques adultes le plus souvent de petite taille, peu abondants d'ailleurs, et des foraminifères benthiques de plate-forme.

Dans les Alpes du Nord, l'évolution du secteur périphérique est tel que les Marnes à Meletta sont suivies d'une importante masse de marnes souvent micacées, admettant parfois des bancs gréseux minces (jusqu'à décimétriques), mais qui peuvent héberger des corps gréseux aux bancs plus épais, grossiers, granoclassés (Grès du Val d'Illicz). Cette formation marno-grés-micacée reçoit, dans le synclinal de Thônes, sous la klippe des Annes, des olistolites, et se trouve recouverte d'un olistostrome sur lequel s'installera enfin la klippe préalpine. Dans la partie tout à fait extérieure externe, elle est couronnée par les Grès de Bonneville (alias Grès des Carrières) qui représentent des dépôts marins paralittoraux, avec des faciès de dessalure. De même, dans le synclinal des Déserts, dans le sud des Bauges, les Marnes à Meletta sont suivies des Grès des Déserts, formation dans laquelle on relève des *Nucula*, *Corbulomya*, *Lucina* indiquant des faciès peu profonds, avant que la Molasse rouge à laquelle passe cette formation vers le haut ne s'installe.

L'interruption de la subsidence sur la plate-forme continentale, et la remontée de cette dernière en domaine marin se traduit très nettement aussi dans les chaînes subalpines méridionales par l'apparition de faciès de dessalure dans le sommet des Marnes nummulitiques, et le développement d'une microfaune benthique de plate-forme - parfois relativement interne déjà : ainsi les Marnes nummulitiques se terminent-elles dans le synclinal de Taulanne, par des Couches bistres, à miliolidés et à ostracodes de milieu à dessalure nette, qui sont couronnés de calcaires à milioles et *Ampulinopsis crassatina* avant que ne s'installent les calcaires franchement lacustres de Taulanne, puis la Molasse rouge (BODELLE, 1971). Des marnes lacustres peuvent, dans d'autres secteurs (comme dans le synclinal des Baumettes par exemple) couronner directement les Calcaires nummulitiques (alors constitués surtout par un bioherme), avant que la sédimentation ne passe à la Molasse rouge (FUJIWARA & PAIRIS, 1968; FUJIWARA, 1968).

Des indices de mouvements tectoniques se manifestent à l'évidence alors, avec la ployure en anticlinal des Marnes nummulitiques du flanc est du synclinal de Barrême contre les fractures alors actives du Faisceau de Gévaudan : des poudingues polygéniques ravinent cette structure naissante; sur eux s'installe un bioherme à polypiers et *Ampulinopsis crassatina* auquel succèdent des couches argilo-sableuses et calcaires laguno-marines puis, en continuité, la Molasse rouge continentale oligocène (BODELLE, 1971). Dans la région de Turriers-Faucon ou d'Esparron, les Marnes

nummulitiques passent vers le haut à des marnes rubéfiées, ou sont recouvertes de grès glauconieux et/ou de poudingues polygéniques [qui près d'Esparron ont livré des restes de *Ronzootherium velaunum* (GIGOT et al., 1975)]. Dans le Dévoluy enfin, les couches détritiques terminales sont constituées de grès verts, glauconieux, qui passent aussi bien latéralement que vers le haut à la Molasse rouge continentale [qui a livré à La Cluse *Sphaerochara hirmeri* et *Rhabdochara kraeuseli*, indiquant l'Oligocène supérieur (FONTES, 1961)].

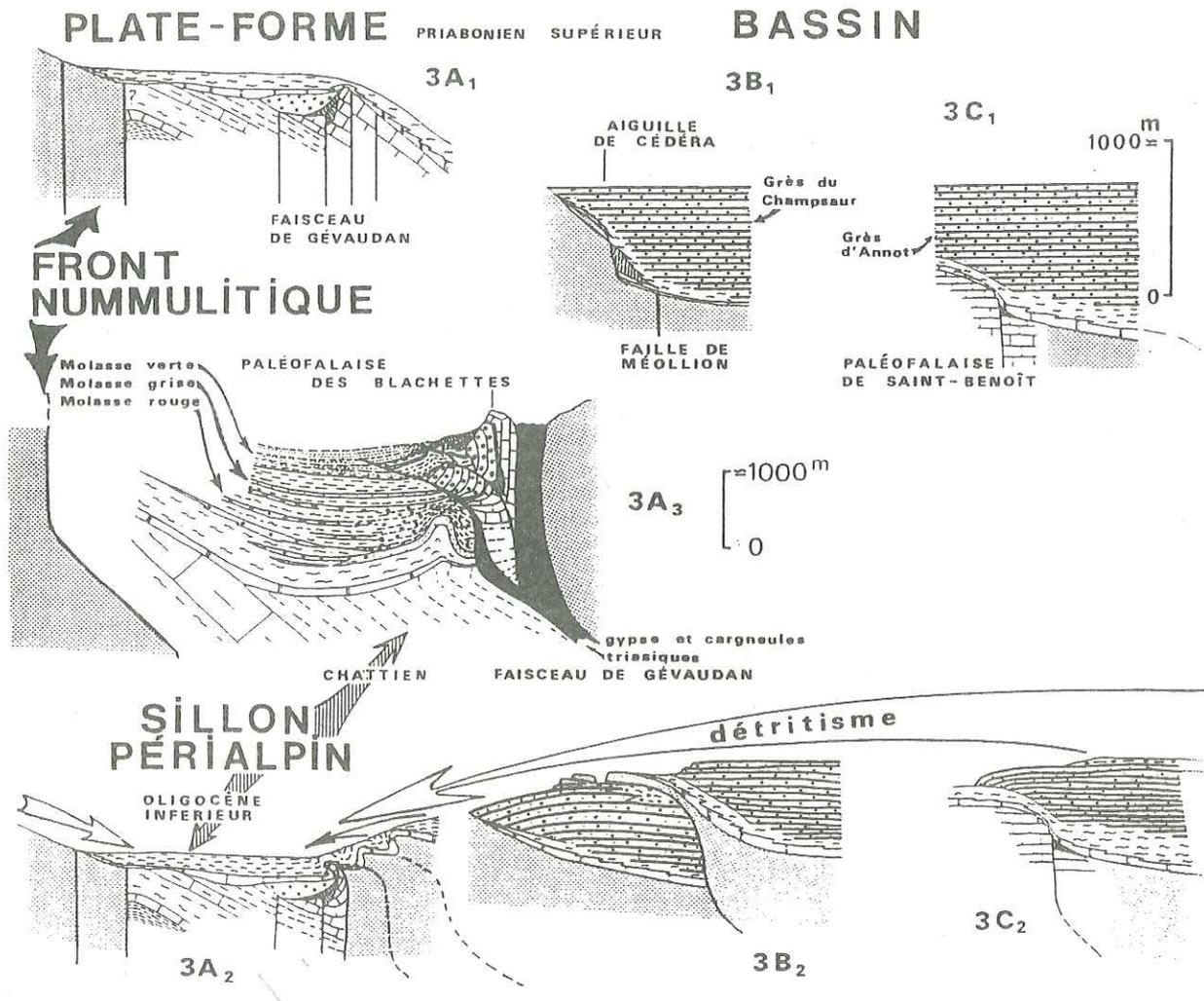
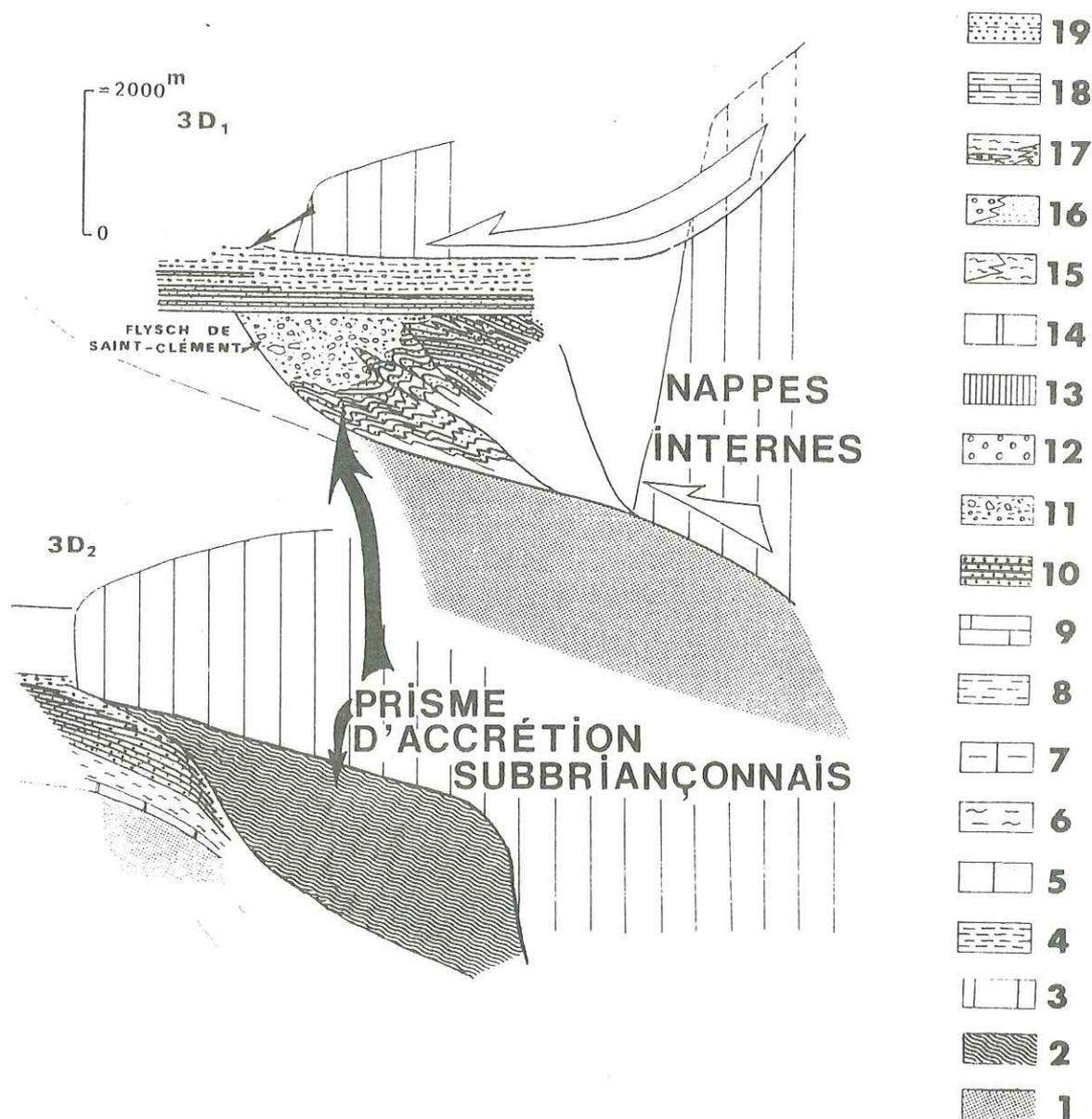


Fig. 3 - Evolution du bassin paléogène : le modèle des Alpes méridionales.

1 : Substratum antécénozoïque indifférencié; 2 : Prisme d'accrétion subbriangonnais (Flysch de Saint-Clément); 3 : Nappes alpines internes; 4 : Terres noires; 5 : Tithonique; 6 : Marnes néocomiennes; 7 : Hauterivien-Barrémien; 8 : "Marnes bleues" crétacées; 9 : Calcaires néocrétacés; 10 : Grès (dépôts de cônes sous-marins en eau profonde); 11 : Olistostrome terminal; 12 : Couches infranummulitiques; 13 : Brèches; 14 : Calcaires nummulitiques; 15 : Marnes nummulitiques (a : sableuses); 16 : Grès verts et poudingues polygéniques; 17 : Molasse rouge (marnes violines, blanches, rouges; marnes rouges et conglomérats); 18 : Molasse grise (marnes grises, grès verdâtres, calcaires lacustres, conglomérats); 19 : Molasse verte (grès verdâtres et marnes sableuses).

Noter, au Priabonien supérieur, la position de la plate-forme continentale. Dans la bassin se déposent alors des sédiments de cônes sous-marins en eau profonde; ses parties plus internes montrent un prisme d'accrétion, développé, durant l'Eocène moyen au front des nappes internes en cours de mise en place.



Noter, à l'Oligocène inférieur, le renversement des tendances et l'inversion topographique entre bassin et plate-forme antérieurs; cette dernière, limitée par le Front nummulitique et le Faisceau de Gévaudan (ancienne zone de flexure), va constituer un sillon périalpin subsident, piège à sédiments oligocènes -surtout continentaux.

Remarquer la déformation du Faisceau de Gévaudan et l'apparition d'un miniprisme d'accrétion sur son front (marqué, en particulier, par la paléofalaise des Blachettes), constitué presque exclusivement de dépôts continentaux. Il marque, à l'Oligocène, la limite occidentale du domaine compressif proprement alpin.

3. LE DOMAINE INTERNE

Les secteurs émergés de la zone briangonnaise ont commencé à plonger sous la mer à partir de l'Albien. L'avancée marine gagne sur ce domaine jusqu'au Paléocène : des calcaires planctoniques s'installent directement sur une croûte siliceuse tronquant le Jurassique, ou sur le Trias (avec, localement, une brèche lenticulaire grossière au niveau du contact). Elle se poursuit -ou reprend- à l'Eocène moyen : les calcschistes paléocènes du Briangonnais externe (Marguareis) sont ravinés par des faciès gréseux; dans le sud, le Briangonnais correspond à une vaste plate-forme à cette époque, comme le Subbriangonnais et l'Autochtone que l'on trouve à l'heure actuelle sur le même parallèle. Cependant, dans le sud, alors que la plate-forme algaire continue de subsister sur le Briangonnais, le Subbriangonnais va commencer à s'enfoncer : aux calcaires à algues succèdent là des marnes nummulitiques, puis, vers la fin de l'Eocène moyen, se manifeste le faciès flysch, comme dans l'Autochtone, cependant que les érosions de hauts-fonds locaux, ou plus simplement des mouvements de fractures synsédimentaires dans ce domaine, provoquent la formation de brèches qui se mêlent aux sédiments gréseux qui empâtent la morphologie sous-marine (CAMPREDON, 1972). Dans le Briangonnais les faciès à algues restent prépondérants; cependant, des mouvements locaux conduisent déjà certains de ses secteurs à recevoir un début de sédimentation marneuse (le matériel terrigène fin étant vraisemblablement emprunté à la zone piémontaise), alors que d'autres au contraire voient un arrêt des dépôts (CAMPREDON, 1972).

Au cours de l'Eocène supérieur, le Subbriangonnais reçoit du flysch, alors que dans le Briangonnais la sédimentation s'arrête : la nappe du Flysch à Helminthoïdes se met en place sur ce domaine, puis va se déplacer, plus ou moins précédée d'un olistostrome, dans le Subbriangonnais, avant d'atteindre l'Autochtone -dont elle a déjà alimenté en partie les couches détritiques terminales (IVALDI, 1980).

Plus au nord (nappes de l'Embrunais-Ubaye), la vocation de zone profonde du domaine briangonnais s'est affirmée dès le Crétacé et dure jusque dans l'Eocène supérieur. On voit néanmoins des passées bréchiques qui s'interstratifient dans les calcaires planctoniques avant qu'à cette sédimentation à dominante calcaire ne se surimposent des arrivées massives de grès et de pélites. Les passées bréchiques représentent l'arrivée de turbidites dans le bassin, qui y étalent des débris -et en particulier des organismes benthiques, originaires de la plate-forme littorale (située alors probablement sur une partie du Subbriangonnais) : ainsi les nummulites ne sont pas rares dans ces horizons détritiques, qui peuvent indiquer localement jusqu'au Priabonien. La zone subbriangonnaise y montre quant à elle un secteur à mer pérennel dans lequel la sédimentation peut présenter des lacunes, comme dans l'unité du Pelat par exemple (BLANC et al., 1987 b)]. Ce dernier sera rejoint, à la fin de l'Eocène moyen et au Priabonien, par les secteurs de plate-forme installés plus tôt à la limite du Briangonnais, pour recevoir une sédimentation de type flysch.

La dilacération en de nombreuses unités de ces zones internes (et donc leur complexité) jointe à la monotonie apparente de certains de leurs faciès, avait fait longtemps différer les études de détail dans ces secteurs. Or dernièrement, nous avons pu mettre en évidence, dans ce domaine, avec le Flysch de Saint-Clément, une tectonique compressive synsédimentaire, qui nous a permis de caractériser, au Lutétien supérieur-Bartonien inférieur, un véritable prisme d'accrétion. Celui-ci a dû se développer au front des nappes alpines plus internes en cours de mise en place sur la partie orientale de la plate-forme européenne (KERCKHOVE et PAIRIS, 1986; PAIRIS et KERCKHOVE, 1987).

4. CONCLUSION

On voit se différencier, dans la zone alpine externe, deux zones tout à fait distinctes (fig. 3 et 4) :

-l'une est périphérique, où se manifeste un détritisme le plus souvent à dominante locale, éventuellement contaminé (mais tardivement) par des produits de démantèlement en provenance des zones internes alpines. Aux faciès marins succèdent, dans ce secteur, les faciès continentaux de l'Oligocène, en particulier la Molasse rouge;

-l'autre est cantonnée dans la partie la plus interne du bassin -dont elle occupe en fait la majeure partie : l'affaissement sous la mer de ce domaine est tel que peuvent s'y installer des cônes sous-marins en eau profonde. Ces derniers s'étendent peu à peu, par progradation vers le NW, non seulement grâce à l'accumulation des dépôts, mais surtout à cause des mouvements de subsidence du fond marin qui continuent d'affecter les aires récemment conquises par la transgression.

Le passage d'une zone à l'autre se fait par une flexure et/ou une région de fractures. On peut placer cette dernière, dans les Alpes méridionales, entre Dévoluy et Champsaur, et entre le synclinal de Barrême et celui d'Allons au début de l'Oligocène, c'est à dire selon un alignement grossièrement NNW-SSE, parallèle au Front nummulitique (FAIRIS et al., 1986) dans cette région.

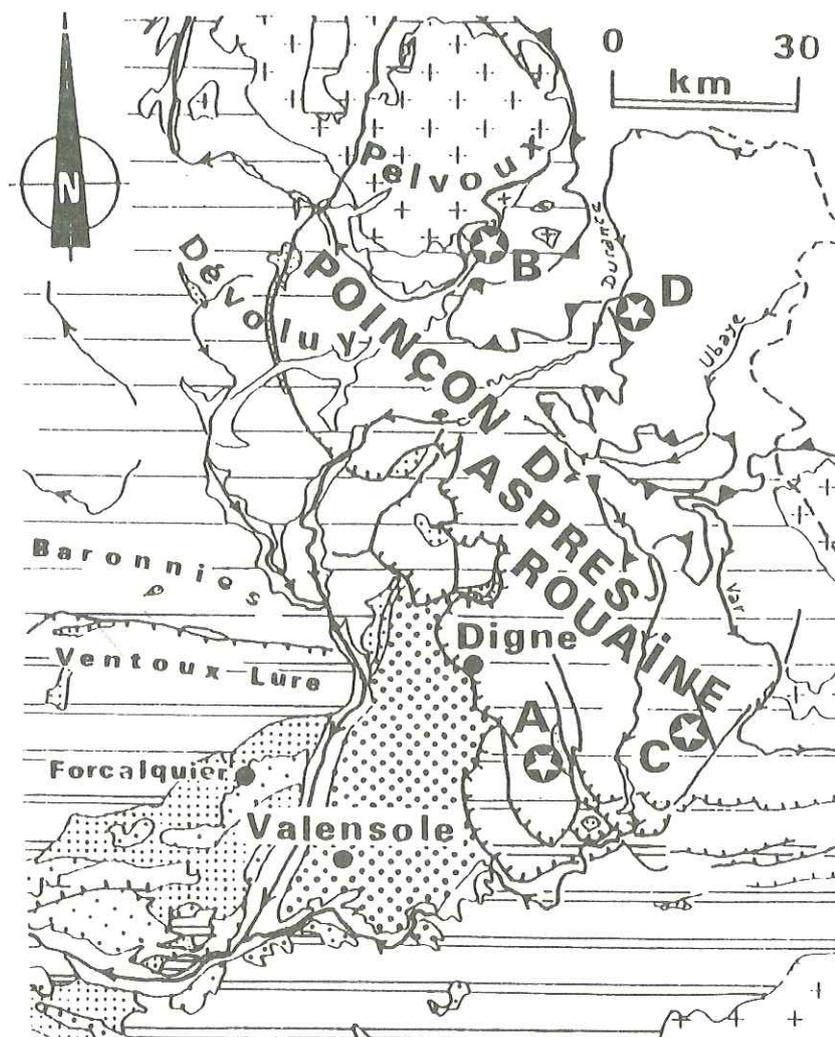


Fig. 4 - La place des domaines de sédimentation du Nummulitique dans les Alpes méridionales : localisation des secteurs illustrant la figure 3.

1 : Socle antétriasique; 2 : Couverture provençale; 3 : Couverture dauphinoise; 4 : Oligocène continental; 5 : Miocène marin; 6 : Bassin de Valensole; 7 : Quaternaire; 8 : Limite des zones internes.

Il est clair que cette zone de flexure s'est déplacée au cours du temps, pendant que se déplaçait le front de mer. Si l'Eocène moyen est marqué dans tout le secteur externe par une avancée galopante de la transgression, qui envahit tout le territoire, depuis Soveria et la Balagne en Corse septentrionale, jusqu'en Italie, en Provence et en Savoie, en particulier depuis la "Crise biarritzienne", il se marque, dans le même temps par l'apparition d'un puissant prisme d'accrétion dans le domaine subbriangonnais (où l'épaisseur des dépôts correspondants dépasse les 2000 m). Ce prisme d'accrétion s'est développé manifestement en avant des nappes alpines plus internes en cours de mise en place sur la partie orientale de la plate-forme européenne. Il est scellé par des dépôts de cônes détritiques en eau profonde, à faune bartono-priabonienne, sur lesquels s'installeront, par l'intermédiaire d'un olistostrome local, les unités plus internes, par simple mouvement gravitaire semble-t-il, car cette mise en place n'entraîne pas de déformation notable des niveaux qu'elles chevauchent. L'installation, généralisée, de cônes détritiques en eau profonde -dont on retrouve les couches somme toute peu déformées-, et la mise en place probablement gravitaire des nappes à cette époque, tend à indiquer une pause dans les déformations compressives (voire l'apparition d'une distension momentanée ?). Ces phénomènes pourraient aller de pair avec l'apparition de produits volcaniques dans le bassin (que l'on retrouve dans les Grès (de Taveyane, des Aiguilles d'Arves, du Champsaur), et les synclinaux de Barrême et de Saint-Antonin, comme dans la région de Villeneuve-Loubet) et avec le net ralentissement de l'avancée marine sur le domaine externe (qui est moins importante au Priabonien que durant l'Eocène moyen, et plus faible encore durant l'Oligocène inférieur).

Durant l'Oligocène s'opère une inversion des reliefs (fig. 3): la zone externe orientale, avec ses dépôts de bassin, ses couches détritiques terminales avec son olistostrome final, ainsi que ses nappes -qui occupent de fait une bonne partie de ce secteur- devient une zone haute. Elle alimente alors le sillon périphérique -ancien secteur de la plate-forme marine du Priabonien terminal-Oligocène basal- dans lequel vont s'accumuler de puissants dépôts continentaux oligocènes. Dans les Alpes méridionales, la limite orientale de cette zone, montre de nets phénomènes compressifs jusque dans le Chattien, où les fractures du Faisceau de Gévaudan, en train de se déformer, réalisent, à l'avant de la paléofalaise des Blachettes (PAIRIS, 1971), l'équivalent d'un microprisme d'accrétion local, cette fois-ci en domaine purement continental.

Les mécanismes de la transgression nummulitique, et l'évolution du domaine de sédimentation paléogène semblent donc, à l'heure actuelle, assez clairs. Il ne faut se cacher cependant que plusieurs points restent encore fort obscurs, notamment ceux concernant la signification exacte des "cordillères" ou celle des produits volcaniques que l'on trouve dans ce bassin. Leur étude, au cours des années à venir, devrait être susceptible de permettre d'intégrer le bassin paléogène des Alpes occidentales dans un schéma évolutif plus vaste.

REFERENCES

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1982) -Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. *Thèse Paris*, 1982, 133 p.

BESSON L. (1973) -Contributions à l'étude micropaléontologique et géochimique du Tertiaire du synclinal d'Annot (Alpes-de-Haute-Provence). *Thèse 3ème Cycle*, Grenoble, 119 p.

BESSON L., GROSSO F., PAIRIS J.L. et USELLE J.P. (1970) -Etudes préliminaires sur les microfaunes et les carbonates des "marnes bleues" du synclinal d'Annot (Basses Alpes). *Géol. Alpine*, t. 46, pp. 29-42.

BLANC C., PAIRIS J.L., KERCKHOVE C. et PERRIAUX J. (1987 a) -La Formation du Flysch du Bachelard (Néocrétacé-Paléocène) dans l'unité du Pelat (Zone subbriançonnaise des nappes de l'Ubaye, Alpes occidentales françaises). *Géol. Alpine*, t. 63.

BLANC C., PAIRIS J.L., KERCKHOVE C., PERRIAUX J. et JEAN S. (1987 b) -Les flyschs paléogènes des unités subbriançonnaises méridionales des nappes de l'Ubaye (Alpes occidentales françaises). *Géol. Alpine*, t. 63.

BODELLE J. (1971) -Les formations nummulitiques de l'Arc de Castellane. *Thèse Nice*, 582 p.

BOUSSAC J. (1912) -Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 662 p.

CAMPREDON R. (1972) -Les formations paléogènes des Alpes Maritimes franco-italiennes. *Thèse Nice*, 539 p.

CHABRIER G. (1969) -Sur la stratigraphie et la structure des Monts d'Oliena (Sardaigne orientale). *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 218.

FONTES J.C. (1961) -Etude géologique de la région de La Cluse en Dévoluy (Hautes Alpes). D. E. S., Paris, inédit.

FUJIWARA H. (1968) -Etude géologique de l'arc de Castellane dans la région de Saint-Auban. *Thèse Grenoble*, 88 p.

GIDON M. et PAIRIS J.L. (1976) -Le rôle des mouvements tectoniques éocènes dans la genèse des structures de l'extrémité NE du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Digne. *Géol. Alpine*, t. 52, pp. 73-83.

GIDON M. et PAIRIS J.L. (1980-1981) -Nouvelles données sur la structure des écaillés de Soleil Boeuf (Bordure sud du massif du Pelvoux). *Bull. B. R. G. M. Fr.*, (2), 1, 1, pp. 35-41.

GIGOT P., HACCARD D. et BEAUDDIN B. (1974) -Extension et origine d'une unité allochtone à Nummulitique et Mésozoïque, "unité de Turriers", mise en évidence sous le chevauchement de Digne (Alpes-de-Haute-Provence). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 279, pp. 1063-1066.

IVALDI J. P. (1980) -Analyse par thermoluminescence du Paléogène détritique marin du Champsaur et du Dévoluy (Alpes occidentales). Implications méthodologiques et paléogéographiques. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 22, fasc. 2, pp. 109-121.

KERCKHOVE C. (1969) -La "Zone du flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Thèse, Grenoble, Géol. Alpine*, t. 45, pp. 5-20.

KERCKHOVE C. et PAIRIS J.L. (1986) -Dynamique des dépôts du Nummulitique marin dans les zones alpines internes : l'exemple du flysch subbriançonnais de Saint-Clément (Nappes de l'Embrunais-Ubaye, Haut-Embrunais, Alpes occidentales françaises). *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 303, n° 13, pp. 1227-1232.

FABRE P., LAMI A., PAIRIS J.L. et GIDON M. (1985) -Influence de la paléomorphologie et de la tectonique synsédimentaire sur les dépôts nummulitiques dans les massifs du Dévoluy et du Pelvoux (Alpes externes méridionales). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 26, fasc. 4, pp. 193-199.

LAMI A., FABRE P., PAIRIS J.L. et GIDON M. (1987) -Les caractères du détritisme paléogène aux abords du massif du Pelvoux (Alpes externes méridionales). *Géol. Alpine*, t. 63.

MARTINI J. (1968) -Etude de l'Eocène inférieur et moyen des chaînes subalpines savoyardes. *Arch. Sciences Genève*, vol. 21, fasc. 1, pp. 35-70.

PAIRIS J.L. (1971 a) -Effets de la tectonique "en coins" sur la marge orientale du synclinal d'Annot (Alpes-de-Haute-provence). *Géol. Alpine*, t. 47, pp. 215-222.

PAIRIS J.L. (1971 b) -Tectonique et sédimentation tertiaire sur la marge orientale du bassin de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence). *Géol. Alpine*, t. 47, pp. 203-214.

PAIRIS J.L., CAMPREDON R., CHAROLLAIS J. et KERCKHOVE C. (1984) -Alpes. In C. CAVELIER et al., Chapitre Paléogène. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B. R. G. M. Fr.*, n° 125, pp. 410-415.

PAIRIS J.L., GIANNERINI G. et NURY D. (1984) -Tectonique et sédimentation dans les domaines alpin externe et périalpin. In C. CAVELIER, Chapitre Paléogène. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B. R. G. M. Fr.*, n° 125, pp. 453-456.

PAIRIS J.L., GIDON M., FABRE P. et LAMI A. (1986) -Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, n°1, pp. 87-92.

PAIRIS J.L. et KERCKHOVE C. (1987) -Le Flysch de Saint-Clément (Haut-Embrunais) : un paléoprisme d'accrétion nummulitique dans la zone subbriançonnaise. *Géol. Alpine*, t. 63.