HAL
open science

Le détritisme dans le sud est de la France.

Agse - Association Des Géologues Du Sud-Est

To cite this version:

Agse - Association Des Géologues Du Sud-Est. Le détritisme dans le sud est de la France.. 1987, 469 p. insu-00684410

HAL Id: insu-00684410

https://insu.hal.science/insu-00684410v1

Submitted on 2 Apr 2012

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.

ISSN 0367-3685

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géologie Alpine associé au C.N.R.S.)

MEMOIRE H.S. N° 13

LE DETRITISME DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE

COLLOQUE ASSOCIATION DES GEOLOGUES DU SUD-EST
GRENOBLE, 11 et 12 DECEMBRE 1986

1987

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géologie Alpine associé au C.N.R.S.)

MEMOIRE h.s. n°13

LE DETRITISME DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE

COLLOQUE ASSOCIATION DES GEOLOGUES DU SUD-EST
GRENOBLE, 11 ET 12 DECEMBRE 1986

1987

GÉOLOGIE ALPINE

TABLE DES MATIERES

THEME 1 - DETRITISME TARDI ET POST-HERCYNIEN : BASSINS CARBONIFERES, PERMIENS ET TRIASIQUES

J.F. BECQ-GIRAUDIN, D. GIOT et G. GONZALES - Cycles sédimentaires du Carbonifère supérieur (Stéphanien B) du bassin de Neffies (Sud-Est de la Montagne Noire, Hérault) et comparaison avec le Houiller de Saint-Rome-du-Tarn, Bassin de Saint-Afrique (Aveyron) 5

A.M. BASSO - Les formations carbonifères de la Provence orientale..... 19

D. MERCIER et B. BEAUDOIN - Révision du Carbonifère briançonnais: stratigraphie et évolution du bassin 25

J. VERNET - Le détritisme continental du Paléozoïque supérieur dans le Nord des Alpes Maritimes 33

B. ODIN, G. CONRAD et K. STAPF - Les aspects de la sédimentation permienne, continentale et détritique à Lodève (Hérault, France): le rôle de la tectonique synsédimentaire et de la subsidence dans la dynamique du bassin 39

N. TOUTIN-MORIN et J. DELFAUD - Les facteurs régissant le détritisme permien dans le bassin du Bas-Argens (Provence orientale). Leur expression dans la pétrographie des sédiments 47

Ch. VINCHON et N. TOUTIN-MORIN - Convergence de faciès et paléo-environnements dans les bassins sédimentaires du Permien supérieur de l'Argentera-Barrot et de Provence orientale... 57

G. AVRIL, M. DURAND, J. PERRIAUX, H. TRAORE et J.P. USELLE - Sédimentologie du Permien et du Trias détritique du Dôme de Barrôt (Alpes-Maritimes)..... 69

J.C. PUPIN - Origine des grès de la "dépression permienne" (Var-France) par typologie des zircons. Conséquences paléogéographiques 81

M. LOPEZ - Caractérisation de la sédimentation du faciès Buntsandstein (formation inférieur du Trias de Lodève, Hérault..... 91

P. CULA et L. COUREL - Les grès inférieurs du Trias cévenol : systèmes sédimentaires fluviatiles et laguno-marins..... 103

THEME 2 - PLATE-FORME CARBONATEE ET RIFTING DU TRIAS MOYEN A LA BASE DES "TERRES NOIRES" JURASSIQUES

B. BEAUDOIN et A. COADOU - Olistolithes et conglomérats au Lias-Dogger en relation avec l'activité tectonique synsédimentaire..... 113

M. ARNAUD et C. MONLEAU - Origine et évolution du détritique quartzeux durant le Jurassique inférieur et moyen en Provence et Sardaigne : complément à la connaissance des paléo-milieux continentaux et littoraux 121

J. DEBELMAS - Le détritisme lié à l'émersion du domaine briançonnais au début du Mésozoïque 131

E. JAILLARD - Nature, répartition et signification du détritisme dans la zone briançonnaise de Vanoise 143

M. METTRAUX - Séquences de tempêtes dans les Préalpes médiane (Suisse Romande), du Rhétien au Toarcien 157

THEME 3 - L'EXPANSION OCEANIQUE TETHYSIENNE : DE LA BASE DES " TERRES NOIRES" JURASSIQUES A LA BASE DES "BLACK SHALES" MESOCRETACEES

F. BOREL, A. CURIAL, P. MONIER et S. FERRY - Mise en évidence de turbidites boueuses dans l'Oxfordien du Sud-Est, contrôle structural de leur répartition 167

N.P. TRIBOVILLARD - Cycles clair-sombre des Terres Noires oxfordiennes de la région de Buis-Les-Baronnies (Drôme, France S.E.), influence climatique sur la sédimentation de la matière organique 173

F. ATROPS et S. FERRY - Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin. Témoins possibles de variations eustatiques négatives..... 179

B. BEAUDOIN et P. JOSEPH et I. COJAN - Resédimentation au Jurassique terminal - Berriasien : mécanismes et paléomorphologies..... 187

S. FERRY - Le détritisme carbonaté profond dans le Crétacé inférieur du Sud-Est Français. Ses rapports avec l'eustatisme..... 197

J.F. DECONINCK - Les successions argileuses mésozoïques des domaines subalpin et ultra-helvétique..... 203

J. LEVERT et S. FERRY - Les apports argileux dans le bassin mésozoïque subalpin. Quantification et problème d'altération diagénétique de l'héritage 209

THEME 4 - DE LA BASE DES "BLACK-SHALES" AU SOMMET DU CRETACE

G. FRIES, B. BEAUDOIN - Les grès apto-albiens dans leur contexte paléomorphologique..... 215

P. JOSEPH, C. CABROL et FRIES G. - Le champ de Banon à l'Apto-Albien: contrôle de la sédimentation argilo-sableuse par la tectonique synsédimentaire..... 227

C. KERCKHOVE et C. LEREUS - Le détritisme des "Black shales" du domaine subbriançonnais durancien 235

G. GUIEU, J. PHILIP, J.P. DURAND, D. NURY, Cl. REDONDO - Le détritisme provençal du Crétacé moyen à l'Oligocène dans son cadre structural et paléogéographique..... 247

C. BLANC, J.L. PAIRIS, C. KERCKHOVE, J. PERRIAUX - La formation du flysch du Bachelard (Néocrétacé-Paléocène) dans l'unité du Pelat 273

THEME 5a - LE DOMAINE MARIN AU PALEOGENE

J.L.PAIRIS - Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est français 283

B. DOUDOUX, M. CHAPLET, M. TARDY - Les séries marines paléogènes post-lutétiennes du massif subalpin des Bornes (Alpes Occidentales)..... 299

P. GUARDIA et J.P. IVALDI - Contrôle tectonique de la sédimentation paléogène sur le bord méridional du massif de l'Argentera (Alpes Maritimes, France)..... 313

A. LAMI, P. FABRE, J.L. PAIRIS, M. GIDON - Les caractères du détritisme paléogène aux abord du massif du Pelvoux (Alpes externes méridionales) 319

L. DEHARVENG, J. PERRIAUX et C. RAVENNE - Sédimentologie du flysch des Aiguilles d'Arves (Alpes françaises)..... 329

J.P. IVALDI - Le Paléogène détritique marin du Pays des Arves (Savoie): analyse par thermoluminescence et paléogéographie..... 343

C. BLANC, S. JEAN, C. KERCKHOVE, J.L.PAIRIS et J. PERRIAUX - Les flyschs éocènes des unités subbriançonnaises méridionales des nappes de l'Ubaye (Alpes occidentales françaises)..... 357

J.L. PAIRIS et C. KERCKHOVE - Le flysch de Saint-Clément (Haut-Embrunais): un paléoprisme d'accrétion nummulitique dans la zone subbriançonnaise 371

W. WILDI - Les régions sources du matériel terrigène dans les flyschs alpins 379

M. EVANS - An example of the links between sedimentation and thrust tectonics : the Paleogene Barrême basin, SE France.... 389

THEME 5b - LE DOMAINE CONTINENTAL ET LES ALTERATIONS EN TANT QUE PHENOMENES GENERATEURS DE MATERIAUX DETRITIQUES AU PALEOGENE

A. CURIAL - Le détritisme durant la sédimentation salifère paléogène en Bresse méridionale 391

J.L. DUCREUX - Les grès oligocènes du Bassin de Manosque. Nature, origine et potentiel métallifère 397

D. DUMAS - Le détritisme dans la fosse salifère paléogène de Valence (SE de la France)..... 403

THEME 6 - DETRITISME TARDI ET POST-ALPIN - LES BASSINS NEOGENES

P. RICHE, P. TREMOLIERES - Tectonique synsédimentaire sur la bordure orientale du bassin tertiaire de Valréas 409

J.L. PAIRIS, M. GIDON - Le détritisme néogène et ses relations avec la tectonique à l'extrémité N-E du bassin de Valensole (Alpes externes méridionales)..... 417

G. **CLAUZON** - Le détritisme néogène du bassin du Roussillon (Pyrénées orientales, France) 427

J. **BONVALOT** - Le remplissage Plio-Pléistocène du fossé bressan dans la région de Bourg-en-Bresse 443

THEME 7 - LE QUATERNAIRE

M. **DUBAR** - Age et signification des hautes terrasses des grandes vallées alpines: le cas de la Durance 451

G. **NICOUD, G. MONJUVENT et G. MAILLET-GUY** - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre 457

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13, 1987

CYCLES SEDIMENTAIRES DU CARBONIFERE SUPERIEUR (STEPHANIEN B) DU BASSIN DE NEFFIES (SUD-EST DE LA MONTAGNE NOIRE, HERAULT) ET COMPARAISON AVEC LE HOUILLER DE SAINT-ROME-DE-TARN, BASSIN DE SAINT-AFFRIQUE (AVEYRON)

Jean-François BECQ-GIRAUDON *, Denis GIOT *, Gérard GONZALEZ *

RESUME. - Deux coupes de terrains sont décrites dans le Stéphanien des collines des Geissières et du Bousquet, immédiatement au nord de Neffiès, près de Pézenas (Hérault). Elles montrent deux cycles sédimentaires distincts :

- Le cycle inférieur, fluvio-lacustre ou fluvio-palustre avec couches de charbon, est du type de remplissage de bassins intra-montagneux classique au Stéphanien dans la chaîne hercynienne. Il dénote un milieu de dépôt à décharges détritiques irrégulières réalisé par un système fluviatile à réseaux en tresse où les dépôts phytogènes se déposent en position latérale et distale.

- Le cycle supérieur contraste fortement avec le précédent. Bien que le matériel détritique, indicateur d'un milieu de dépôt fluvio-lacustre en plaine d'inondation à réseau fluviatile chenalisant, domine, il présente des éléments originaux par rapport au cycle précédent :

- coloration ôcre ou verdâtre des argilites et de la matrice des grès.

- Carbonatation de la matrice des rudites.

- Présence, au sein des argilites, de concrétions soit ankéritiques, soit calcaires.

- Présence de deux horizons de calcaires :

  . un horizon palustre vers la base,
  . un banc de calcaire lacustre à ostracodes et gastéropodes dans la partie sommitale.

Ces éléments indiquent des conditions climatiques différentes de celles ayant prévalu lors du dépôt du cycle précédent : à un climat uniforme humide et chaud, succède une période semi-aride à aride à saisons humides et saisons sèches alternantes et fortement contrastées.

Une comparaison est faite avec la série stéphanienne de Saint-Rome-de-Tarn, dans l'ouest du bassin de Saint-Affrique (Aveyron) qui présente deux cycles sédimentaires analogues à ceux de Neffiès.

* - B.R.G.M. - Service Géologique National - B.P. 6009 - F- 45060 ORLEANS CEDEX 2

ABSTRACT. - Two lithologic successions of Stephanian age, are described in the northern flank of the hills north of Neffiès (Hérault, south east french Massif Central). Two sedimentary cycles are shown :

- A lower cycle, of fluvio-lacustrine type, with coal and coaly horizons, is typical of the deposits of the stephanian intramoutainous basins of the Massif central,

- An upper cycle, similar to the previous but differing by the presence of :

- a greenish to red coloration of the mudstones and sandstones.

- a carbonatation of sandstones matrix.

- the existence of two lacustrine limestone horizons.

Those features indicate a climatic change between the two cycles toward the end of stephanian times : to a wet uniform, tropical climate succeeds an arid to semi-arid climate with alternating wet seasons and dry seasons, sharply contrasted.

Similar conclusions are drawn from the study of the Stepahnian of Saint-Rome-de-Tarn (Aveyron) and show the regional character of that climatic change.

It is admitted that the Permo-Carboniferous limit has coïncided with a drastic climatic change from wet and uniform, tropical type climate to much more arid with contrasted seasons conditions. The present study demonstrates the diachronicity of that climatic crisis which, in the south of the Massif central, began as early as the Stéphanian.

I - PRESENTATION

Les terrains stéphaniens du sud-est de la Montagne Noire (fig. 1) s'étendent sur environ 16 km, depuis Neffiès à l'est jusqu'au sud-est de Laurens, à l'ouest. Ils sont connus dans la littérature sous le terme générique de "Bassin de Roujan/Neffiès". Le Stéphanien repose en discordance sur les terrains ordoviciens à viséens des écailles de Cabrières (Gèze, 1949). Ces affleurements représentent les témoins de deux bassins indépendants séparés par une ride (Becq-Giraudon & Gonzalez, 1985). Ce sont :

- les affleurements au sud-est du village de Laurens (fig. 2A) ;

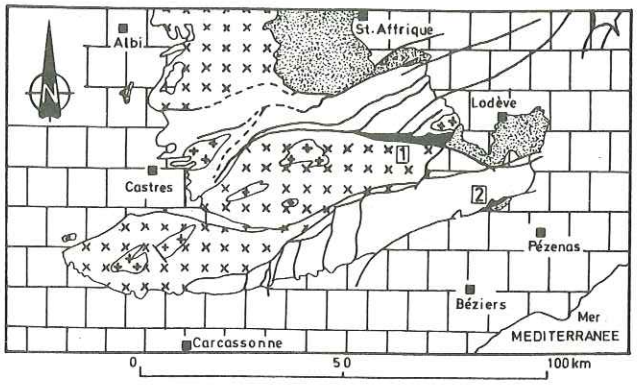
- les affleurements du Mougno (fig. 2B) et du Bousquet / Le Caylus (lieux dits au nord de Neffiès) (fig. 2C), situés au nord-est des précédents et représentant la plus grande partie de ce Stéphanien.

Malgré l'intérêt qu'ils présentent au point de vue structural (ils cèlent la mise en place des nappes de charriages du flanc sud de la Montagne Noire - Gèze, 1949), ils n'ont jamais donné lieu à un travail synthétique et restent, pour l'instant, peu connus.

Ces terrains, essentiellement fluvio-lacustres, recèlent quelques couches de charbon de qualité médiocre, qui furent exploitées localement jusqu'en 1841 ; de plus, la présence de calcaires lacustres y a été récemment signalée (Berget et al., 1981), en particulier au sommet de la série stéphanienne dans la colline du Bousquet, immédiatement au nord-est de Neffiès. Or, la présence de carbonates lacustres est un phénomène exceptionnel dans les séries houillères et a justifié un examen de ces séries dans le cadre d'une synthèse des bassins du Massif Central entreprise par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Ce sont les résultats préliminaires de cette étude, dans la région de Neffiès, qui sont exposés ici.

II - LE STEPHANIEN AU NORD-OUEST DE NEFFIES

Situé à l'extrémité occidentale du groupe d'affleurements du Bousquet/Le Caylus (fig. 2), il affleure largement sur le flanc nord des collines du Bousquet et des Geissières, au nord ouest du village de Neffiès (fig. 3).



Légende:

Post-Paléozoïque; Permien; Stéphanien;

Cambrien-Viséen; Gneiss et micaschistes; Granites.

1: Graissessac - 2: Roujan/Neffiez

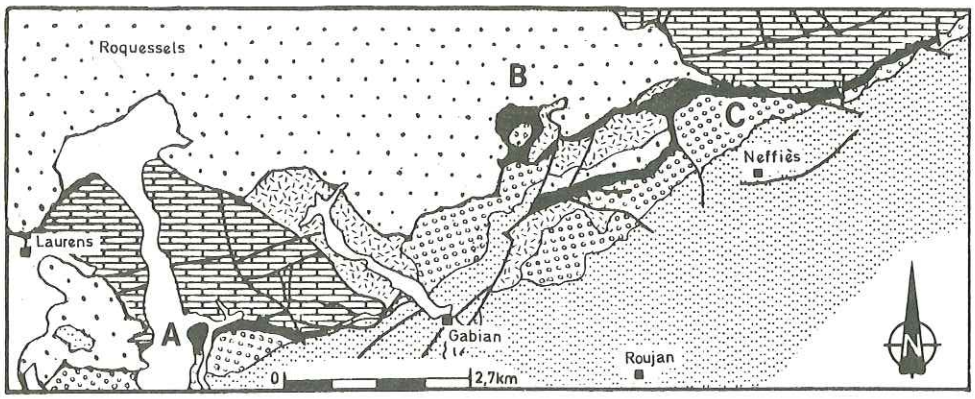
Fig. 1: CARTE DE SITUATION

Deux coupes ont été levées dans le Carbonifère l'une à l'extrémité orientale de la colline du Bousquet (fig. 3 A), l'autre dans la Colline des Geissières (fig. 3B).

II - 1 - Coupe de la vigne du Bousquet (fig. 4A)

(Coordonnées Lambert Zone III, carte I.G.N. pézenas n°1 à 1/25000 : x = 679 665 y = 3 138 535 z = 220 m). Elle a été levée dans une vigne à la retombée est du Bousquet ; elle présente de bas en haut (Les numéros se réfèrent à ceux de la coupe de la figure 4):

1 - 5 m + : ensemble commençant par une couche de charbon sale surmontée par 0,70 m de shales silteuses noires à plantes. Cette unité est érodée par un conglomérat



Légende:

Alluvions, Terrains post-paléozoïques; Permien; Stéphanien; Flyshs viséens et ordoviciens; Dévonien; Andésites ordoviciennes.

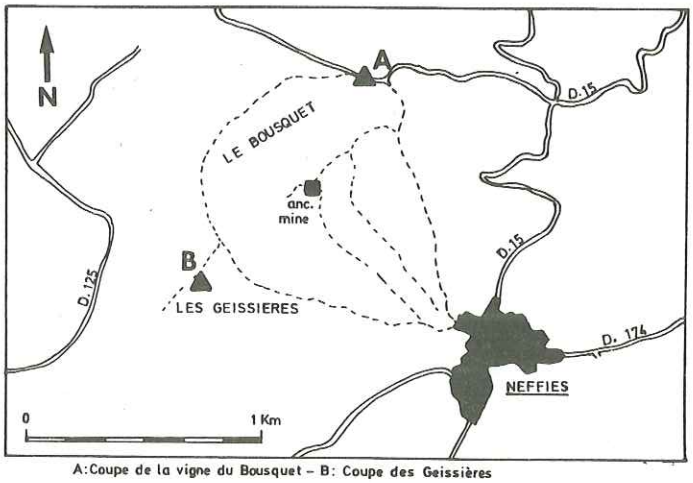
A: groupe de Laurens - B: groupe du Mougno - C: groupe du Bousquet/Le Caylus

Fig 2: SCHEMA GEOLOGIQUE DE LA REGION DE LAURENS-NEFFIES

(Ø max. 2 cm) noir, induré qui constitue la base d'une séquence fluviatile.
- Au-dessus de ce conglomérat, viennent des siltites noires, charbonneuses à débris de plantes alternant avec des grès, fin, gris sombre, micacés. Le passage à l'unité suivante est progressif et rapide ;

2 - 1,5 m : Séquence fluviatile commençant par un conglomérat polygénique (Ø > 2 cm), à galets de calcaires noirs et de volcanites, auquel succède des argilites, sableuses, rouge - brique . Cette unité présente de nombreux accidents carbonatés : "boulets" ankéritiques et nodules septarisées.

3 - 1,50 m : Séquence, analogue à la précédente débutant par un conglomérat (Ø > 1 cm) à matrice calcaire clair suivi par des argilites, beige - verdâtre, localement rousses à débit conchoïdal ;



A:Coupe de la vigne du Bousquet - B: Coupe des Geissières

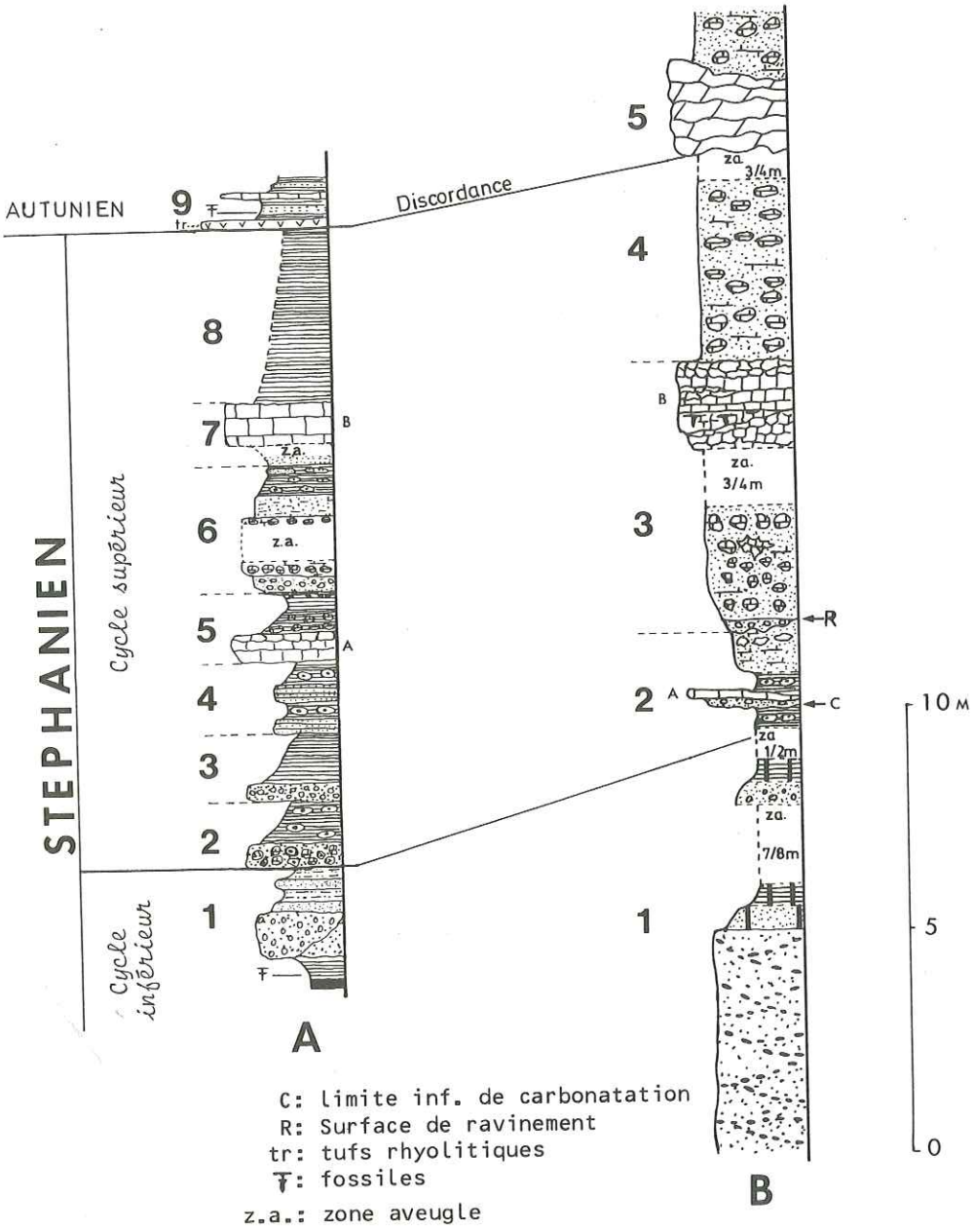
Fig.3: LOCALISATION DES COUPES DECRITES

4 - 1,70 m : Succession de deux séquences ; l'inférieur débute par des grès fins, micacés, à débit en plaquette et se termine par des argilites , conglomératiques, beiges à rares boulets ankéritiques. La supérieure débute par des grès ocres à placage verdâtres suivis par un niveau d'argiles , vertes, homogènes auquelles succède des argilites lie-de-vin à rognons ankéritiques altérés ;

5 - 0,62 m : Ensemble débutant par un horizon de calcaire palustre micritique beige - violet (niveau A - fig. 4A) passant à un horizon de nodules calcaires en concentration décroissante dans des argilites rouge - violacées (fig. 5A) litées et se chargeant en galets vers le sommet, annonçant la séquence suivante ;

6 - 2,90 m : Séquence fluvio-lacustre, débutant par un grès conglomératique grossier (0,40 m) auquel succède un conglomérat polygénique très grossier à galets de calcaire , à matrice carbonatée; sa puissance est estimée à 1,30 m. Vient un grès hétérométrique, argileux, ocre, très altéré puis des argilites versicolore ocre - vertes, à nombreux rognons carbonatés et imprégnation carbonatée diffuse; elles passent progressivement à des argilites lie-de-vin à lentilles gréseuses fines passant progressivement au terme suivant :

7 - 1,35 m : Séquence fluvio-lacustre, commençant par des grès, fin, micacés, bariolés à dominante rouge et tâches verdâtres. Ils sont surmontés par un banc de calcaire lacustre gris bleu à débris coquilliers et à base ankéritisé (horizon B, fig. 4A et fig. 5B). Le contact avec le grès n'a pas été observé ;



(les numéros se réfèrent au texte.)

Fig. 4: COUPES DANS LE STEPHANIEN DES COLLINES DU N.W. DE NEFFIES

8 - 4 m environ : ensemble affleurant mal, essentiellement constitué d'argilites rouges lie-de-vin ;

9 - 10 m + : Formation Autunienne, discordante sur les terrains précédant. Débute par un niveau de tufs rhyolithiques auquel succèdent des shales et grès fins à Taeniopteris et Walchia.

II - 2 - Coupe des Geissières (fig. 4 B)

(Coordonnées Lambert zone III - carte I.G.N. Pézenas n° 1 - 2 à 1/25.000 : x = 679 130 ; y = 3 137 725 ; z : 150 m - 210 m.

Cette coupe est située sur le flanc nord de la Colline des Geissières et présente de nombreuses lacunes d'observations. On y retrouve néanmoins les mêmes termes qu'au Bousquet :

1 - 20 m + : cycle fluvio torrentiel débutant par un banc de grès grossiers, feldspathique à passées conglomératiques très riches en galets de quartz (Ø 1 - 2 cm), à stratification entrecroisée . puis, sur une quinzaine de mètres, et très mal exposées, vient une série de séquences fluviatiles à grès grossiers feldspathiques, à galets de quartz, et d'argilites silteuses, charbonneuses. Le contact supérieur n'a pas été observé ;

2 - 0,70 m : Séquence fluvio-palustre (fig. 6A) commençant par des argilites lie-de-vin à gros rognons ankéritiques. Elles sont érodées par un niveau gréso conglomératique à matrice carbonatée (la surface de ravinement constitue la limite inférieure de carbonatation de la matrice des bancs détritiques de la

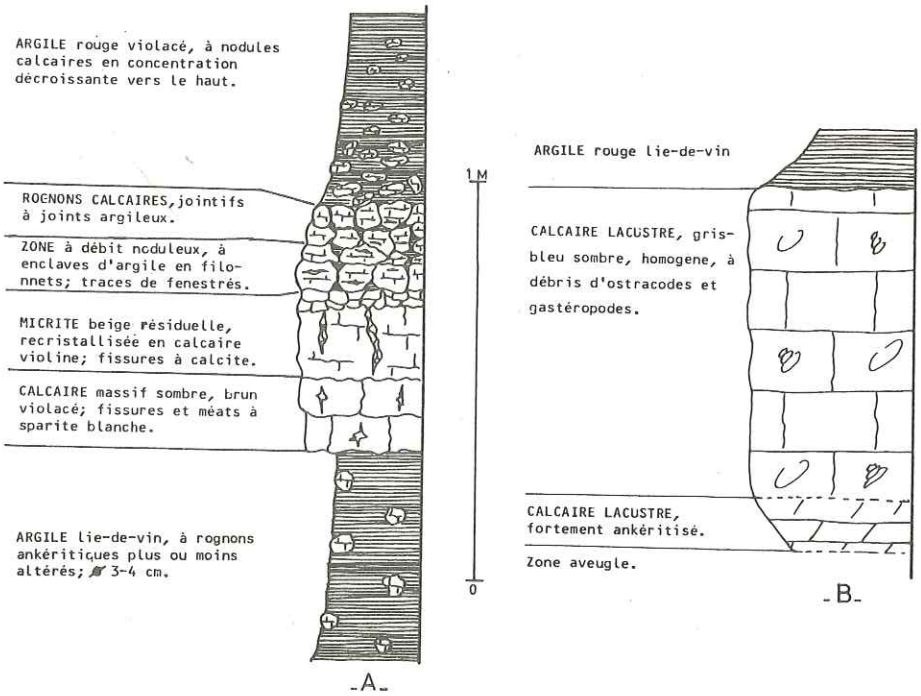


Fig. 5: HORIZONS CALCAIRES DE LA COUPE DU BOUSQUET

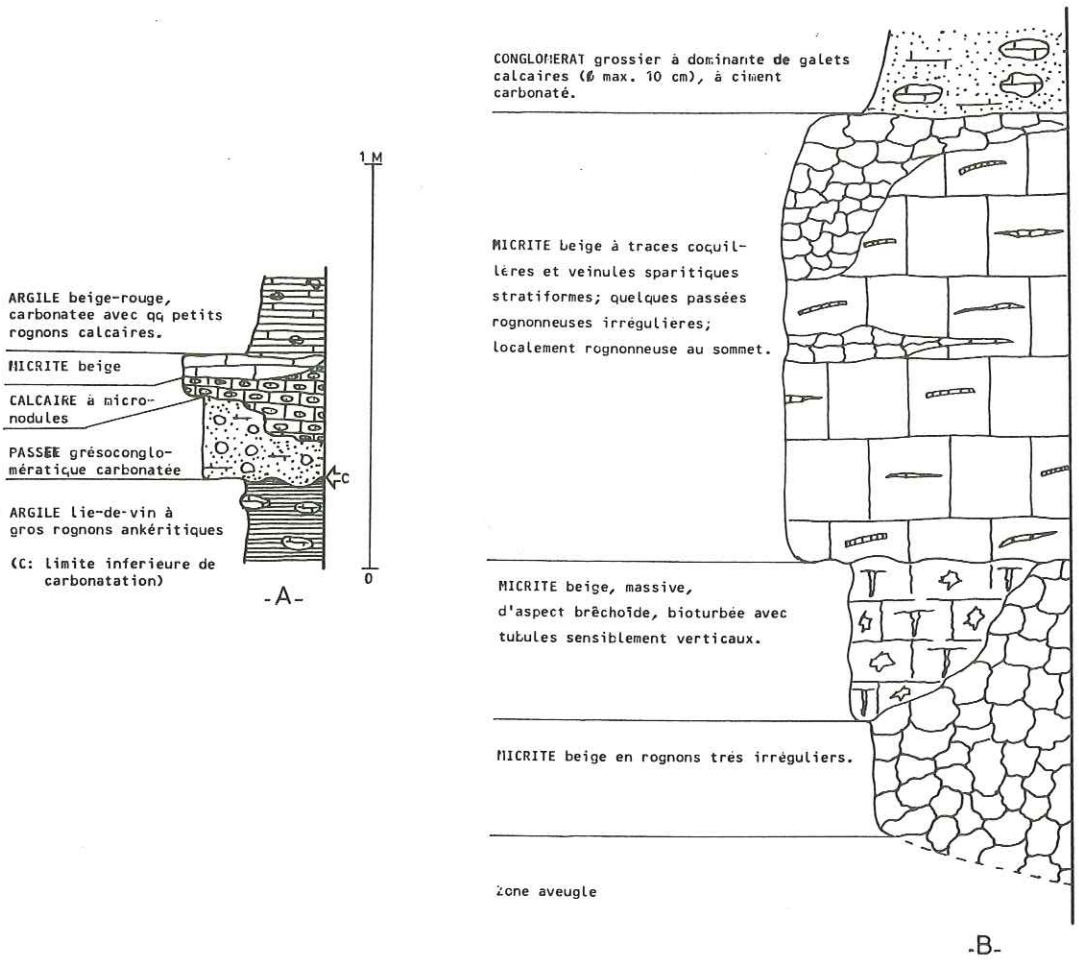


Fig. 6: HORIZONS CALCAIRES DE LA COUPE DES GEISSIERES

coupe des Geissières). Ce niveau est surmonté par un horizon de calcaire palustre (niveau A - fig. 4 B et fig. 6A) auquel succèdent des argilites carbonatées, beige - rouge, à rognons de calcaires. Ces argilites passent progressivement à des grès fins, calcareux, ocres devenant rognonneux au sommet avec des îlots irréguliers plus calcitiques ;

3 - 8,30 m : Séquence fluvio lacustre à base érosive. Elle débute par une lentille gréso-conglomératique de fond de chenal à laquelle succède un conglomérat très grossier, polygénique, à ciment gréso-carbonaté, à galets de calcaire dominant (Ø 10 à 20 cm) ; quelques fissures et méats à calcite blanche s'y développent. L'observation de la séquence est interrompue par une zone aveugle de 3 à 4 m. Au-dessus repose un puissant banc de calcaires, complexe dans le détail, constitué d'une alternance de calcaires lacustres et de faciès palustres, le plus souvent rognonneux (fig. 4 B - niveau B et fig. 6B) ; latéralement, ce banc calcaire passe à une dolomie brune ;

4 - 3 à 4 m : Conglomérat très grossier, à dominante de galets calcaires (Ø 10 cm) et à ciment gréso carbonaté, les colluvions rouges masquant la partie supérieure.

5- 1,50 m : barre dolomitique, brune, plus ou moins gréseuse, en bancs irréguliers onduleux passant, par l'intermédiaire d'une zone rognonneuse irrégulière, à un conglomérat, grossier, à galets calcaires et à ciment dolomitique jaunâtre. Par comparaison avec d'autres affleurements, ce niveau représenterait la base de l'Autunien.

II - 3 - Commentaires sur ces coupes

Ces deux coupes, distantes de 1 200 m, montrent deux cycles sédimentaires qui traduisent des milieux de dépôt très semblables : il s'agit, dans les deux cas, de milieux fluvio-lacustres ou fluvio-torrentiel. La substitution de calcaires aux charbons comme terme palustro-lacustre des séquences dans le cycle supérieur, associée à la ruféfaction et à la carbonatation des ciments des horizons détritiques (carbonatation diffuse ou concrétionnements) indiquent clairement des changements importants entre le cycle inférieur et le cycle supérieur. Or, la nature de la fraction détritique ne change pas fondamentalement d'un cycle à l'autre ce qui indique des conditions paléogéographiques et géodynamiques similaires. Le changement est donc probablement lié à des variations climatiques ainsi que le montre l'étude des horizons calcaires du cycle supérieur.

III - LES CARBONATES DU CYCLE SUPERIEUR

Ils se présentent sous deux formes :

- soit sous forme de concrétions, "boulets ankéritiques" surtout développés dans les faciès fins, siltites et shales, mais également présent dans certains niveaux plus grossiers,

- soit en bancs continus à grande extension latérale, auxquels peuvent être associés des horizons noduleux, différents des concrétions ankéritiques. Ce sont les horizons A et B des coupes décrites.

III - 1 - Les nodules "ankéritiques"

Ils se présentent sous formes de boulets de 5 à 10 cm de diamètres disséminés dans la masse de shales qui les englobent. En lame mince, sur un fond sparitique mozaïque fin se détachent des critaux zonés d'un carbonate magnésien-ferrifère ; on y observe de nombreuses fissures et stylolithes comblés par une sparite grossière (? dolomie baroque). Le tout est recoupé par des fissures tardives à calcite.

Ils ne sont pas sans rappeler les clayats (concrétions dolomitiques et sidéritiques) associés aux shales des séquences palustres à charbon dont l'origine, probablement partiellement pédogénétique, reste encore mal connue.

III - 2 - Le niveau A (fig. 4)

Plus développé dans la coupe de la vigne qu'aux Geissières, ce niveau résulte d'un même phénomène : à la vigne du Bousquet, il se présente comme une dolomicrite fine ayant subi une microkarstification intense ("zone nodulaire", fig. 5 A) suivi d'une dolomitisation. On y observe d'abondantes traces de fouissage, probablement dues à des radicelles ; aucune trace de faune n'y a été observée : ce niveau dénote un calcaire déposé dans un contrexte pédogénétique palustre et affecté de fouissages radicellaires et de microkarstifications. Aux Geissières, où l'horizon est plus mince (fig. 6A), il débute par un niveau de calcaire micronoduleux, suivi par un calcaire fin, micritique à structure travertineuse dans lequel se manifeste une forte participation organique sous formes de traces de pénétrations radicellaires et de concrétionnements sur des supports mal identifiés. La très forte empreinte organo-pédologique subit par cet horizon laisse supposer que nous sommes en présence d'un calcrête.

III - 2 - Le niveau B

A l'instar du niveau A, il est continu et présente d'importantes variations de faciès entre la colline du Bousquet et celle des Geissières (figs. 4, 5 B et 6 B). Dans la colline du Bousquet, il s'agit d'un banc de calcaire gris bleu sombre, micritique dont la base est dolomitisée. En lame mince, il se présente comme une micrite microsparitisée, riche en débris de lamellibranches, de gastéropodes et d'ostracodes ; on y observe des traces d'afouillements, probablement dus à des radicelles ; le sommet du banc est caractérisé par une microbréchification intense, avec développement de microkarst, forte activité organique et présence d'algues encrôutantes. Ce niveau, vers l'ouest, peut occuper près de la moitié supérieur du banc. Enfin,, quelques rares fantômes losangiques évoquant des trémies d'évaporites ont été observés.

Ce calcaire, essentiellement lacustre à palustre, traduit un milieu aquatique ouvert, probablement sous une faible tranche d'eau et subissant des exondaisons temporaires.

Une histoire similaire, mais plus complexe, peut être reconstituée aux Geissières : l'horizon commence par un calcrète, sous forme d'une micrite beige très rognonneuse, intensément perturbée par des radicelles et karstifiée. Ce calcrète passe progressivement à un calcaire franchement lacustre à débris abondants de gastéropodes et ostracodes ; comme précédement, on note une intense perturbation organique faisant suite à des exondations qui se manifestent également par des figures de retrait et une microkarstification.

Que ce soit au Bousquet, ou aux Geissières, ce niveau de calcaires subit une dolomitisation secondaire qui se présente sous forme d'une dolomie brune, rhomboèdrique, effaçant toute structure antérieure. Cette dolomitisation intervient à proximité d'une faille de décrochement senestre qui décale la bande d'affleurements du Bousquet par rapport à celle des Geissières (fig. 2).

IV - DISCUSSION : SIGNIFICATION DES CALCAIRES

Le deuxième cycle sédimentaire décrit précédement se caractérise essentiellement par :

- une coloration ôcre, verdâtre ou rouge brique des argilites et de la matrice des grès,
- une carbonatation de la matrice des rudites et de certains niveaux d'argiles,
- la présence, au sein des argilites, de concrétions carbonatées.
- L'existence de deux horizons calcaires continus qui, séquentiellement, occupent la même position que le charbon.

Or, les termes détritiques observés dans les deux coupes montrent que le milieu de dépot n'a pas fondamentalement changé d'un cycle à l'autre :

Nous sommes probablement en présence d'un milieu type plaine d'inondation où charbons et calcaires occupent une situation marginale par rapport aux cônes d'épandage et chenaux concentrant les décharges détritiques grossières.

La nature carbonée ou carbonatée n'étant pas contrôlée par des mécanismes physiques, cette différenciation trouve probablement son origine dans une évolution climatique débordant largement le cadre restreint de ce petit bassin .

Le type de carbonates rencontré, palustres à lacustres déposés sous faible tranche d'eau, périodiquement exondés, et la formation de véritables calcrètres sont symptomatiques d'un climat aride ou semi-aride à saisons humides et saisons séches alternantes et fortement contrastées. Ainsi, on passe très rapidement d'un climat tropical humide, favorable au dépôt du charbon à une aridification générale du milieu;ce changement, intervient avant le dépôt des premiers sédiments du Permien, époque marquée par un climat nettement plus aride quau Carbonifère. Or, des observations, conduisant à des conclusions identiques,ont été faites dans certains bassins stéphaniens situés en bordure nord du bassin permo-carbonifère de Saint-Affrique (Aveyron). Ainsi démontre-t-on le caractère étendu, sinon général, dans le sud-est du Massif central, de ce changement climatique.

V - LA SERIE STEPHANIENNE DE SAINT-ROME-DE-TARN

V - 1 - Présentation

Le Stéphanien affleure en bordure nord du bassin permien de Saint-Affrique et se localise dans deux bassins contemporains et autonomes : à l'ouest, le Stéphanien de Brousse-Broquiés et, à l'est, le Stéphanien de Saint-Rome-de-Tarn (Yerle, 1978 ; Goloubinoff, 1979).

La série de St-Rome-de-Tarn présente quelques traits en commun avec ce qui a été décrit précédement à Neffiès.

V - 2 - Le Stéphanien de Saint-Rome-de-Tarn

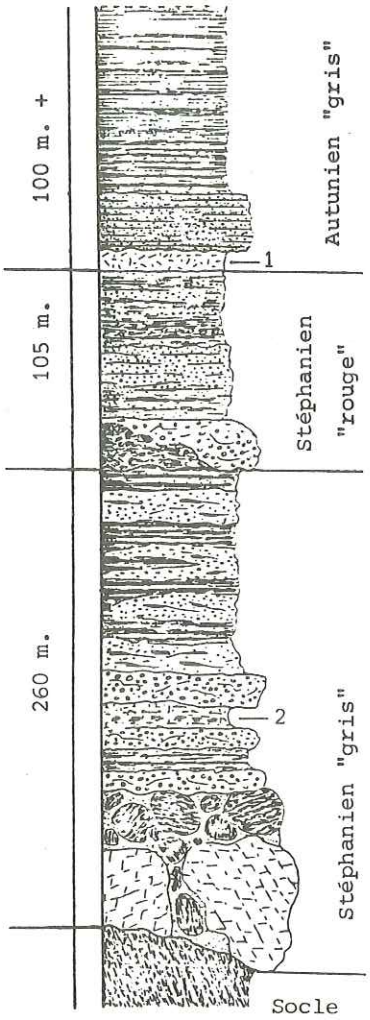
Il se situe au Nord de Saint-Rome-de-Tarn, près de Millau,et montre, succintement, la succession suivante (Goloubinoff, 1979) (fig. 7) :

- Reposant sur un socle constitué de gneiss et micaschistes, un premier cycle sédimentaire se développe sur 260 m dans sa plus grande puissance. Essentiellement fluvio-torrentiel, il débute par un conglomérat mégalithique à éléments de dolomie dont le volume atteind parfois plusieurs m3 (conglomérat du Pont de la Rode) et se poursuit par une succession monotone de séquences fluviatiles à torrentielles dans lesquelles le matériel détritique grossier domine ; quelques niveaux plus fins ont permis de dater ce cycle du Stéphanien B par palynologie. Quelques occurences de niveaux rouges sont signalées, en particulier, un paléosol rouge - brique à concrétions calcaires, alors que l'ensemble de la série est plutôt de teinte sombre.

- Un deuxième cycle sédimentaire (105 m dans sa plus grande puissance) succède après une discordance légère, au cycle précédent. C'est également un cycle fluvio-torrentiel où prédominent les sédiments détritiques grossiers, mais dans ce cas, la matrice présente une coloration rouge qui tranche, d'une part, avec le cycle inférieur et, d'autre part, avec l'Autunien "gris" qui repose en discordance sur cet ensemble par l'intermédiaire d'un horizon de tufs rhyolithiques tout à fait comparable à celui de Neffies.

Ce deuxième cycle sédimentaire n'est pas daté paléontologiquement mais, en raison du milieu de dépôt qu'il traduit, en tout point semblable au cycle précédent , il est rattaché au Stéphanien (Goloubinoff, 1979).

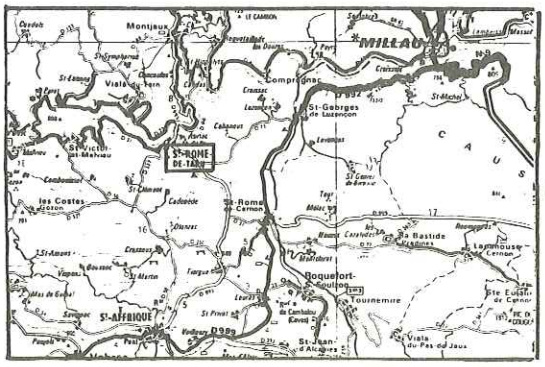
L'apparition progressive puis la dominance de la couleur rouge dans la matrice du cycle supérieur sont le reflet de l'instauration, au cours du Stéphanien, d'un climat tropical sec avec saisons humides et saisons sèches alternées (Yerle, 1978 ; Goloubinoff, 1979), l'absence de sédiments de basse énergie (charbon ou carbonates)est considérée comme étant liée à la prédominance de milieu de dépôt de très haute énergie, défavorable à leur conservation.



1: Tufs rhyolitiques de la base de l'Autunien.
2: Paléosol rouge à "poupées" calcaires (calcrète?).

Fig. 7: Log synthétique du Permo-houiller de Saint-Rome-du-Tarn

(d'aprés C. GOLOUBINOFF, 1979)



Localisation

V - 3 - Comparaison avec Neffiès

La coupe de Saint-Rome-de-Tarn montre que les sédiments stéphaniens se sont déposés en milieu proximal, proche des bordures de bassin, alors qu'à Neffiès, les influences bordières sont beaucoup moins sensibles, ce qui a favorisé le dépôt de sédiments de faible énergie, charbon puis calcaires, au contraire des séries de Saint-Rome. Mais les deux séries ont en commun leur deux cycles sédimentaires et l'enregistrement, dans les sédiments, d'un changement climatique important sans que le milieu de dépôt varie. Apparement, ainsi qu'en témoigne le paléosol rouge à poupées calcaires du cycle inférieur de Saint-Rome-de-Tarn, ce changement peut avoir commencé plus tôt dans l'Aveyron ; néanmoins l'existence de niveaux d'argilites rouges à concrétions ankéritiques situés à la base du Carbonifère, à l'ouest de Neffiès, pourrait également être symptomatique d'une amorce précoce du changement de climat évoqué ici.

VI - CONCLUSIONS

Le passage du Carbonifère au Permien a été marqué par un bouleversement climatique fondamental : tropical humide jusqu'au Stéphanien, c'est un climat aride à semi-aride à saisons alternées qui s'installe dès l'Autunien et qui persistera tout au long du Permien jusqu'au Trias. Or, les coupes décrites dans le Paléozoïque supérieur de Neffiès et de Saint-Rome-de-Tarn permettent d'affirmer le caractère diachronique de ce changement: la grande crise climatique fini-paléozoïque s'ouvre au Stéphanien dans le Sud du Massif central : Rodez (Even et Fuchs, 1973), Saint-Affrique (Yerle, 1978 ; Goloubinoff, 1979), Sud-Est de la Montagne noire (cet article) et n'atteint le Nord du Massif qu'à partir de l'Autunien et, dans certains cas, comme l'Aumance (Paquette, 1980), plus tardivement. L'explication de ce phénomène reste encore à trouver : il ne peut, en tout état de cause, être lié directement au changement de régime tectonique enregistré entre le Stéphanien (régime compressif) et l'Autunien (régime distensif), les termes détritiques des coupes présentées ici montrant clairement l'indépendance du changement climatique par rapport aux conditions géodynamiques ayant présidé aux dépôts de ces séries.

BIBLIOGRAPHIE

BECQ-GIRAUDON J.-F. & GONZALEZ G. (1985) : "Les bassins houillers de Roujan/Neffiès : nouvelles données sédimentologiques et paléogéographiques concernant le Stéphanien et l'Autunien du Sud-Est de la Montagne Noire (Hérault, France)" Etude B.R.G.M. n° 85 GEO SED. 162 .

BERGER G., FEIST R. & FREYTET P. (1981) : "Notice explicative de la carte géologique à 1/50.000 n° 1015 - PEZENAS" - B.R.G.M. édit. Orléans.

BROUTIN J., DOUBINGER J., LANGIAUX J. & PRIMEY D. (1986) : "Conséquences de la coexistence de flores à caractères stéphaniens et autuniens dans les bassins limniques d'Europe occidentale" - Mém. Soc. Géol. France, N.S., n° 149, pp. 15 - 25, 5 fig., 2 pl. photos.

EVEN G. & FUCHS Y. (1973) : "Sur l'intérêt de l'étude des paléo-altérations pour la caractérisation climatique du Permo-houiller. Exemples du détroit de Rodez" - C.R. 7° congr. Internati. Strati. & Géol. Carbonifère, Krefeld, 1971, Bd II - pp. 485 - 488, 8 fig.

GREZE B. (1949) : "Etude régionale de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales" Mém. Soc. Géol. France, T. XXIX, Nelle série, n° 62, 1 vol. in-4° de 225p., 2 tabl., 7 pl., 1 carte Géol. à 1/200.000° avec notice.

GOLOUBINOFF C. (1979) : "Le Permo-Houiller du Nord du bassin de St-Affrique (Aveyron)" - Thèse III° cycle, Orsay - Doc. B.R.G.M. n° 16 - 1 vol. de 143 p., 35 fig., 3 tabl., 2 annexes + 1 atlas de 40 photos h.t.

PAQUETTE Y. (1980) : "Le bassin autunien de l'Aumance (Allier) Sédimentologie (Charbon cinérites, etc...) - Tectonique synsédimentaire" - Thèse III° cycle, Dijon - 227 p., 99 fig., 2 cartes h.t.

YERLE J.J. (1978) : "Albitisation et minéralisations uranifères dans le socle et les sédiments permo-houillers du bassin de Brousse - Broquiès (Aveyron, France)" Thèse, Paris - 142 + VIII p., 51 fig., 3 tabl., 4 pl. h.t.

LES FORMATIONS CARBONIFERES DE LA PROVENCE ORIENTALE (SUD-EST DE LA FRANCE)

par Anne-Marie BASSO *

RESUME. - En Provence orientale, les bassins carbonifères limniques (Westphalien supérieur - Stéphanien supérieur) jalonnent des accidents NNE-SSW à EW. De superficie très modeste, ils présentent une grande capacité d'accumulation en détritique grossier - conglomérats, arkoses, grès - et sont le siège d'une activité volcanique. Dans le bassin du Reyran, le modèle de dépôt correspond à un système fluvio-lacustre à palustre, donnant lieu à des accumulations de charbon *in situ*. La dissymétrie des bassins et de leur remplissage, les rapports géométriques entre les différentes formations montrent le contrôle tectonique de la sédimentation.

CARBONIFEROUS FORMATIONS FROM THE PROVENCE ORIENTALE

ABSTRACT. - In South-Eastern France, limnic intra-mountainous basins with scare coal seams (Upper Westphalian - Upper Stephanian) appear along NNE-SSW and EW strike-slip faults. Their area is restricted but they show a large capacity of accumulating clastic sediments - conglomerates, sandstones - and a volcanic activity. In the Reyran basin, the depositional model is a fluvio-lacustrine system where paludal areas are the scene of *in situ* coal accumulation. The relationships between basins patterns, sedimentation and geometrical conditions are governed by structural control.

En Provence orientale, les dépôts limniques du Carbonifère, non métamorphiques et postérieurs au paroxysme hercynien, sont localisés dans des bassins intramontagneux d'importance variable, isolés au sein du socle cristallophyllien.

C'est à BORDET (1944, 1951), reprenant les données de COQUAND (1877), que revient la description des séries houillères.

I - REPARTITION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

La distribution spatiale des différents bassins n'est pas aléatoire : elle se réalise à la faveur :

- d'accidents N 20°E mylonitisés ayant contrôlé l'installation de bassins subméridiens, d'âge Westphalien supérieur à Stéphanien inférieur,
- d'accidents NE-SW à EW ayant permis la conservation d'affleurements carbonifères et permiens.

D'Est en Ouest, entre Fréjus et Toulon, la succession est la suivante :

- Le bassin du Reyran dans le massif du Tanneron, jalonnant l'accident de la Moure,

---

* Laboratoire de Géologie Appliquée, Case 28, Université de Provence, 3 Place Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 3.

- le bassin du Plan de la Tour dans le massif des Maures, appuyé contre l'accident de Moulin de Paillas - Grimaud - Pennafort,
- les affleurements de la région de Hyères et de Collobrières,
- les lambeaux de la région toulonnaise (Les Playes).

En dehors de ces dépressions, d'autres témoins de Carbonifère sédimentaire apparaissent, à la faveur du prolongement septentrional de l'accident de Grimaud, dans le secteur des Preyres et de Pennafort.

Le sondage des Bertrands 1, au Sud-Est de la ville du Luc, a recoupé le Permien puis 89m de Carbonifère avant d'atteindre le socle micaschisteux à 866m de profondeur.

II - LES DIFFERENTS BASSINS ET LEURS CARACTFRES LITHOLOGIQUES

1°) Bassin du Reyran

Le bassin du Reyran, très subsident, est le plus représentatif de la série houillère provençale : il a été le siège de travaux miniers, aujourd'hui abandonnés.

Des données paléontologiques (BORDET, 1944 ; 1951) et diverses considérations palynologiques, sédimentologiques et structurales (BASSO, 1985) ont permis de distinguer :

- la série de Boson (200m), d'âge Westphalien supérieur, renfermant le faisceau productif de Boson, couronné d'un niveau de boghead à *Pila* (JUNG, 1937),
- la série d'Auriasque (800m) gréso-pélitique et conglomératique à horizons charbonneux et niveaux de cinérites (Stéphanien inférieur).

Les formations détritiques contiennent en abondance du grenat, de la tourmaline brune, de la biotite plus ou moins chloritisée, de la monazite. Zircon, hornblende verte, xénotime, anatase, apatite et staurotide sont moins bien représentés. La phase argileuse est composée, par ordre d'importance décroissante, de kaolinite, d'illite, d'interstratifié irrégulier illite-montmorillonite, de chlorite et smectites. La nature des phyllites, les formes peu évoluées des minéraux, leur état d'usure modérée en relation avec la conservation assez générale des formes cristallines attestent d'un transport peu important et de la proximité de l'aire pourvoyeuse, en l'occurence le socle du Tanneron.

Dans le bassin du Reyran, l'agencement des termes lithologiques, l'assocation des figures sédimentaires, les critères granulométriques et la forme des corps détritiques témoignent de la concurrence permanente entre le système fluviatile et le domaine palo-lacustre. Cette évolution aboutit à l'étroite association du charbon et des détritiques et à la formation de couches discontinues et d'épaisseur réduite.

L'organisation séquentielle d'une coupe levée dans le secteur de Boson montre (Fig. 1) :

- des séquences granodécroissantes d'ordre métrique à feuillets obliques,
- un épisode à charbon entrecoupé de détritiques fins. La présence d'un niveau de boghead et de sols à radicelles (ARMANET & PRUVOST, 1942 ; BORDET, 1943) argumente en faveur de l'autochtonie du charbon,
- une brusque interruption de la sédimentation phytogène par la migration rapide des axes de transit des détritiques grossiers sur les aires de dépôt du matériel végétal.

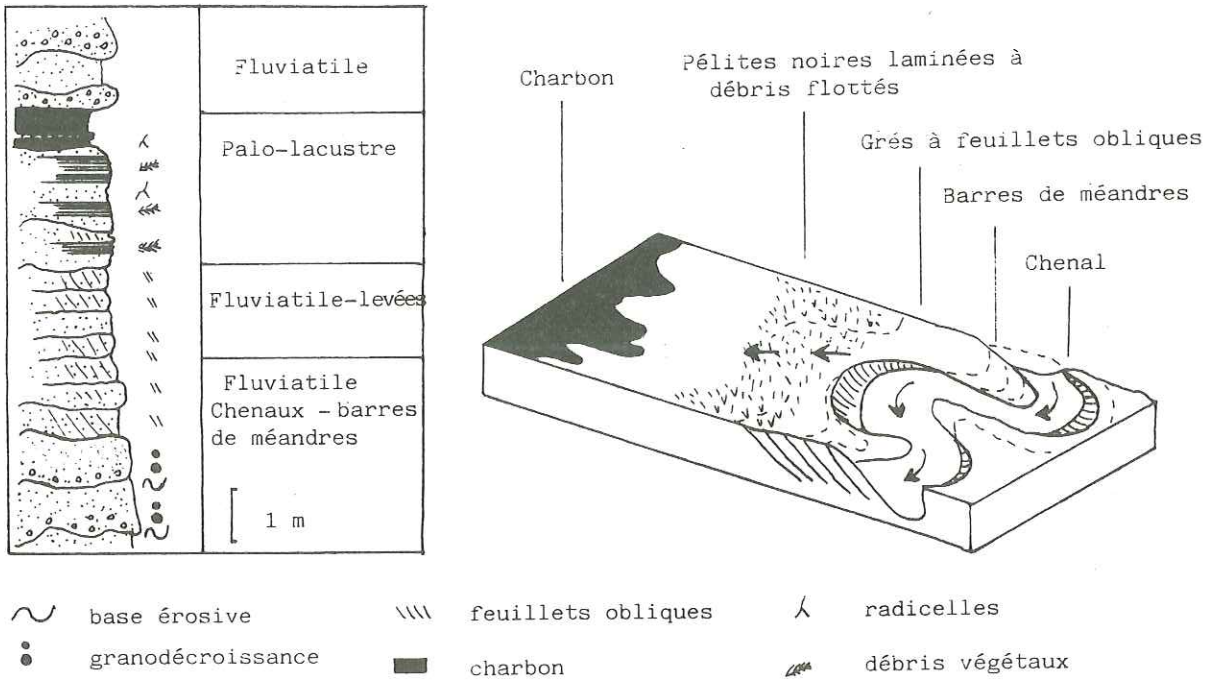


Fig. 1. - Séquence à charbon dans le bassin du Reyran. Répartition schématique des faciès.

2°) Bassin du Plan de la Tour

Situé dans l'axe de symétrie du massif des Maures, le bassin du Plan de la Tour s'inscrit dans une structure étroite et allongée dont le grand axe nord-sud dépasse 16 km.

La série d'âge stéphanien inférieur (400m) est essentiellement arkosique et grossièrement détritique, à niveaux lenticulaires de pélites gréso-charbonneuses. Une coulée de rhyolite et des tufs, d'orientation NS comparable à celle du granite du Plan de la Tour, y sont interstratifiés.

Les minéraux phylliteux des sédiments clastiques sont représentés par l'illite et la chlorite. Les minéraux lourds sont pauvres en espèces : tourmaline, zircon, muscovite, staurotide.

Les conglomérats massifs, à stratification mal définie, polymodaux, montrent un fort pourcentage de matrice (20 à 50 %), le fond commun étant constitué de galets hérités de matériel du socle cristallophyllien.

L'organisation en séquences granodécroissantes, les caractères granulométriques et les figures sédimentaires suggèrent un remplissage rapide à pouvoir érosif élevé, dans des zones de transit important où les chenaux sont actifs en permanence.

3°) Autres gisements

Dans la partie occidentale du massif des Maures, les gisements isolés de la région de Collobrières et Hyères, conservés à la faveur d'accidents NE-SW à EW, sont affectés par un contact anormal, faisant chevaucher le socle sur les

sédiments rapportés au Stéphanien. PARENT (1932) constate la concordance de stratification entre ces dépôts gréso-pélitiques et le Permien qui ceinture largement le massif au Nord et au Nord-Ouest.

Dans le bassin de Collobrières, les travaux miniers et les sondages ont reconnu la base du Carbonifère qui n'affleure pas. En discordance sur le socle, la série débute par un niveau de conglomérat, surmonté par une trentaire de mètres de grès micacés et de pélites contenant une couche irrégulière de charbon, à rognons de carbonates de fer. Le passage au Permien se réalise par la multiplication des horizons pélitiques bariolés.

Les niveaux basaux semblent correspondre au Stéphanien inférieur, en accord avec les données palynologiques (BASSO, 1985). Le cortège palynologique à *Densosporites-Cristatisporites-Torispora* témoigne d'une accumulation phytogène *in situ* dans le lac houiller, dans des conditions de relative stabilité tectonique du milieu.

A l'Ouest de Toulon, dans le secteur des Plages, la série, datée du Stéphanien inférieur voire supérieur (GOUVERNET, 1963), débute par un conglomérat de base à galets de quartz et phyllades, surmonté d'une alternance de pélites grises à bancs de minerai de fer (25 m environ).

III - EVOLUTION DYNAMIQUE

L'absence d'éléments de corrélation entre les différents gisements suggère l'existence de plusieurs bassins indépendants, dont le remplissage s'est réalisé pendant le Westphalo-Stéphanien. Toutefois, un certain nombre de caractères communs liés à la nature du matériel, aux conditions de sédimentation et aux principaux traits de la tectonique peuvent être mis en évidence (Fig. 2) :

- le Carbonifère repose sur le socle cristallophyllien par l'intermédiaire d'une discordance angulaire bien marquée, d'importance régionale. Dans le bassin du Reyran existe une discordance de ravinement entre la série de Boson et celle d'Auriasque. La série stéphanienne déposée dans le Nord du bassin serait pénécontemporaine de celle d'Auriasque.

Les faciès du Permien scellent le Carbonifère par une discordance angulaire, sauf dans la région de Collobrières-Hyères où le passage se réalise progressivement. Ces discontinuités témoignent de l'instabilité des bassins en cours de remplissage ;

- la phase compressive, responsable des accidents mylonitises subméridiens, s'accompagne de mouvements de cisaillement, autorisant l'installation des bassins limniques, comblés à mesure qu'ils fonctionnent.

L'activité magmatique, initiée dès le Stéphanien inférieur, se manifeste par la montée du batholite du Plan de la Tour, la mise en place de la rhyolite dans les sédiments détritiques et la présence de niveaux de cinérites dans le bassin du Reyran. La nature du volcanisme, abordée à partir de l'étude typologique des populations de zircons, selon la méthode préconisée par PUPIN (1976), souligne le caractère contemporain de ces deux manifestations.

Après une phase de structuration des séries carbonifères, le passage du Stéphanien au Permien est marqué par un changement important dans la nature et la répartition des contraintes, créant les fossés NE-SW à EW du secteur de Hyères-Collobrières. L'extension se généralise au Permien, parallèlement à une intense activité volcanique et à une sédimentation détritique puissante (BOUCARUT, 1971).

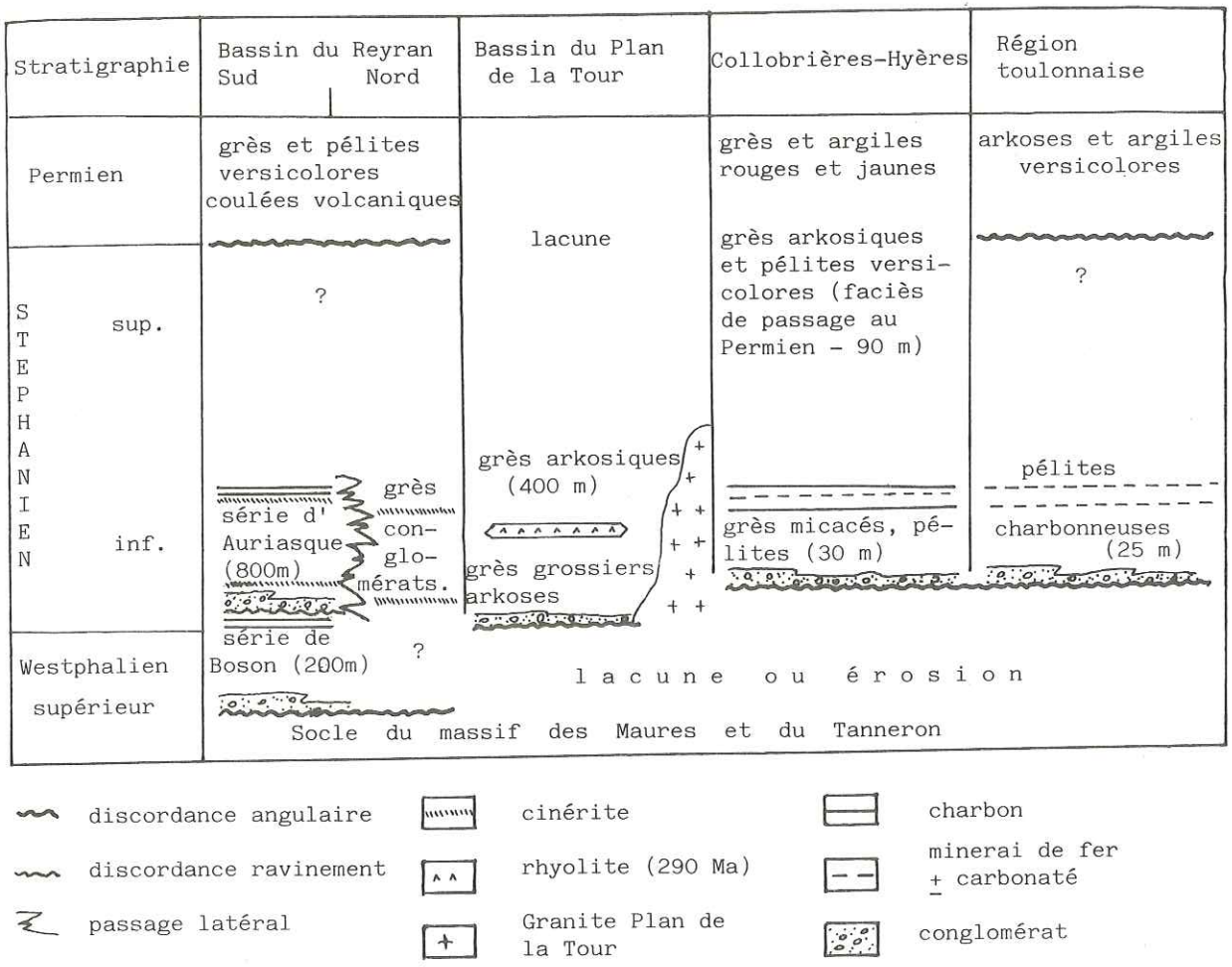


Fig. 2. - Schéma des formations carbonifères de la Provence orientale (sans échelle). Relations avec le magmatisme et les discordances.

CONCLUSIONS

Les formations carbonifères de la Provence orientale représentent les témoins plus ou moins bien préservés de bassins isolés dont l'âge s'échelonne entre le Westphalien supérieur et le Stéphanien passant localement au Permien. Ces bassins intramontagneux de type fossé d'effondrement sont greffés sur de grandes fractures anté-hercyniennes. L'épaisseur des séries diminue vers l'Ouest. Le remplissage détritique grossier supporte d'importantes variations de faciès, des discordances internes, des remaniements successifs suggérant le contrôle tectonique de la sédimentation, dans un cadre morphostructural actif.

La situation fugace du charbon est liée à la compétition permanente entre sédimentation clastique et phytogène, en fonction de la variabilité de la subsidence. Le phénomène charbon va disparaître devant la progression des faciès détritiques du Permien.

Références

ARMANET J. & PRUVOST P. (1942). - Rapport sur les Mines de Boson (Visite du 30 Mai 1942). Rapport inédit de 6 p., 2 ann. et 2 coupes (21 Juin 1942).

BASSO A.M. (1985). - Le Carbonifère de Basse-Provence (Sud-Est de la France). Evolution sédimentaire et structurale. Thèse 3e cycle, Marseille I, 319 p., 56 fig., 24 tabl., 2 pl. h.t.

BORDET P. (1943). - Rapport complémentaire sur les Mines de Boson (Mission d'Août 1943). Rapport inédit de 15 p., 3 fig. (25 Octobre 1943).

BORDET P. (1944). - Le Carbonifère et le Permien dans la dépression du Reyran (Estérel). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 218, pp. 415-417

BORDET P. (1951). - Etude géologique et pétrographique de l'Estérel. *Mém. Serv. Carte géol. France*, Paris, 207 p., 8 fig., 2 pl., 3 cartes h.t. Imprimerie Nationale Paris.

BOUCARUT M. (1971). - Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var France). Thèse doctorat Etat Nice, 2 t, 487 p., 62 ph., 108 fig., 9 pl. h.t.

COQUAND H. (1877). - Compte-rendu de la course de l'Estérel. Réunion extraordinaire à Fréjus (Var) et à Nice (Alpes-Maritimes). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (3), 5, pp. 751-752.

GOUVERNET C. (1963). - Structure de la région toulonnaise. *Mém. Carte géol. France*, Paris, 244 p., 74 fig., 6 pl., 8 ph. h.t. Imprimerie Nationale, Paris.

JUNG J. (1937). - Sur la présence de bogheads à *Pila* dans le bassin houiller du Reyran (Var). *C.R. somm. Soc. géol. France*, Paris, 12 , pp. 173-174.

PARENT H. (1932). - Le terrain houiller à Collobrières et aux environs d'Hyères. *C.R. somm. Soc. géol. France*, Paris, 11, pp. 159-161.

PUPIN J.P. (1976). - Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse doctorat Etat, Nice, 394 p., 220 fig., 19 tabl., 36 pl., 7 ann., N° C.N.R.S. A.O. 12320.

REVISION DU CARBONIFERE BRIANCONNAIS : STRATIGRAPHIE ET EVOLUTION DU BASSIN.

Daniel MERCIER * et Bernard BEAUDOIN *

Résumé - De nouvelles datations liées à la découverte de nombreux gisements fossilifères permettent de préciser l'échelle stratigraphique du Carbonifère briançonnais et, de ce fait, de reconsidérer l'extension des différentes assises houillères. Le schéma paléogéographique retenu, en accord avec les données sédimentologiques, est celui d'un bassin subsident d'architecture méridienne drainé par un réseau fluviatile sensiblement S→N.

Abstract - New datations connected with discovery of numerous floras allow to precise the stratigraphy and therefore the extension of the different formations. The paleogeographic sketch is supported by sedimentological data and appears as a N-S subsident basin filled by a S→N fluviatil network.

Le bassin houiller briançonnais, partie frontale et basale de la zone briançonnaise, affleure sur plus de 1000 km^2 (fig. 1B) depuis Briançon au Sud jusqu'au Valais suisse au Nord. La série d'âge namurien à stéphanien moyen est épaisse de plusieurs milliers de mètres (J. Fabre *et al.*, 1958).

Ce bassin renferme des réserves considérables d'anthracite mais, soumis à l'orogenèse alpine, se prête mal à une exploitation industrielle si bien qu'il est le plus vaste mais le moins connu des bassins houillers français.

La reprise des études, liée à l'inventaire des ressources en charbon et à la cartographie détaillée des zones intra-alpines, conduit à modifier la définition et l'extension des différentes assises et ainsi à proposer une esquisse paléogéographique du bassin appuyée sur des données sédimentologiques.

A. LA SERIE CARBONIFERE BRIANCONNAISE

Cette révision du Carbonifère est basée sur un ensemble de datations nouvelles résultant de la découverte récente de nombreux gisements fossilifères (déterminations C. Greber) (fig. 1A).

La série houillère peut être divisée en deux mégaséquences d'importance inégale (fig. 2) séparées par une discontinuité majeure reconnue sur l'ensemble du bassin briançonnais (J. Fabre *et al.*, 1953 ; D. Mercier et B. Beaudoin, 1984b) :

- La mégaséquence inférieure, productive, d'âge namurien à stéphanien inférieur inclus, constitue l'essentiel des terrains houillers, et sa puissance, variable selon les points, peut dépasser 2500 mètres.
- La mégaséquence supérieure, stérile, mal datée, repose en **discordance** sur chacun des termes de la mégaséquence précédente : son épaisseur conservée reste inférieure à 600 m.

L'une et l'autre sont recouvertes à leur tour en discordance par des formations détritiques continentales attribuées par encadrement et analogies de faciès soit à "l'Eopermien" ou au "Néopermien", soit au Permo-Trias avec le faciès dit "Verrucano" (R. Feys et C. Greber, 1950 ; F. Ellenberger, 1966 ; J. Fabre et R. Feys, 1966 ; J. Schade, 1983).

Ecole des Mines de Paris, C.G.G.M.- Laboratoire de Sédimentologie,
35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cédex

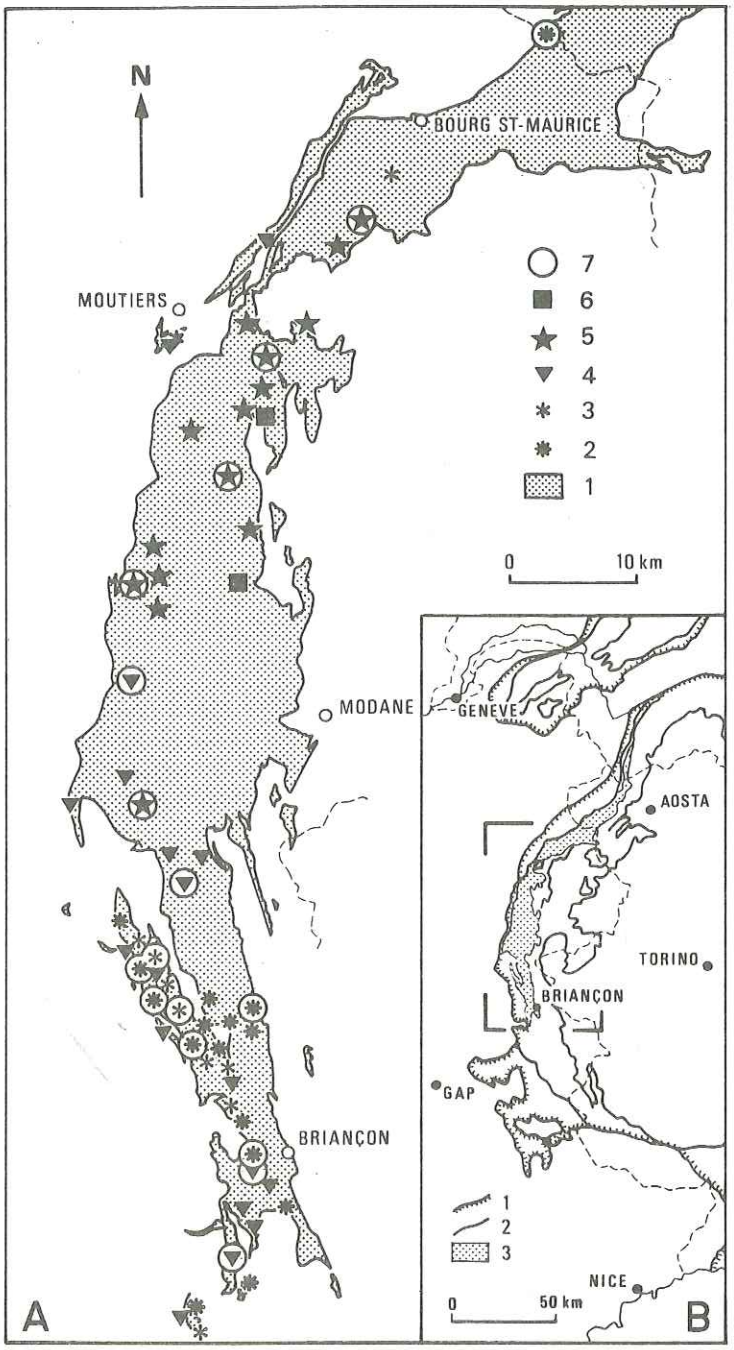


Fig. 1 - Le bassin houiller briançonnais :

A. Localisation et âge des principaux gisements fossilifères. - B. Schéma structural.

(A) : 1. Extension des terrains carbonifères ; Gisements d'âge : 2. namurien, 3. westphalien A, 4. westphalien C, 5. westphalien D et stéphanien inférieur, 6. stéphanien moyen ; 7. Groupe de gisements.
(B) : 1. Chevauchement pennique ; 2. Extension de la zone briançonnaise ; 3. Carbonifère supérieur.

A.1. LA MEGASEQUENCE INFERIEURE

La série gréseuse de Cristol (≥ 400 m) apparaît sous un Namurien daté à *Rhodea sp.* (D. Mercier et B. Beaudoin, 1984a) : elle constitue au Nord de Briançon le cœur d'une structure anticlinale majeure et affleure très largement vers le Nord (Névache et au-delà) et peut être comparée aux **grès de la Praz** définis en Maurienne (J. Fabre, 1961) où ils occupent une position structurale analogue.

Dans les deux cas, ces terrains s'organisent en séquences positives déca- ou pluridécamétriques où prédominent les termes conglomératiques et gréseux grossiers, mal triés, à chenaux imbriqués ; les troncs arrachés y sont abondants. Les faciès fins sont peu représentés et les minces couches de charbon reposent le plus souvent, par l'intermédiaire d'un mur à radicelles, directement sur les grès. Le caractère lenticulaire des corps gréseux apparaît ici à l'échelle de l'affleurement (ordre hectométrique). Ces séquences caractérisent un **environnement fluviatile très amont, à chenaux anastomosés.**

L'assise de Pasquier (R. Feys, 1952 ; C. Greber et R. Feys, 1952) montre, par rapport à la série gréseuse de Cristol sous-jacente, un développement relatif des grès à stratifications obliques ou en auge et des grès fins micacés à laminations horizontales et rides ; les nombreux niveaux charbonneux se présentent maintenant en veines souvent exploitables (ex. : mines des Eduits et du Freyssinet au NW de Briançon). Les grès prennent une teinte sombre violacée caractéristique.

Le milieu de dépôt peut être imaginé sous la forme d'**un réseau de chenaux anastomosés plus lâche** permettant l'accumulation par place de la matière végétale.

L'âge **namurien** de cette assise (400 m environ) est attesté par une flore relativement riche : *Alloiopteris angustissima* Sternb., *A. Essinghi* Andrae, *Discopteris Stockmansi* Greber, *Karinopteris (Mariopteris) acuta* Brgt., *K. cf. beneckei* Huth, *K. grandepinnata* Huth, *K. laciniata* Pot., *Neuralethopteris Schlehani* Stur. et *Neuropteris gardeolensis* Greber très souvent associés, *Pecopteris cf. aspera* Stur., *P. pennaeformis* Brgt., *P. plumosa dentata* Artis, nombreuses *Rhodea* dont *R. moravica* Ettingsh. et *R. sparsa* Kidst., *Sphenopteris delicatula* Sternb., *S. Dubuissoni* Brgt., *S. fragilis* Schloth. et *Zeilleria Frenzli* Stur. auxquelles s'ajoutent des Lycopodiales et Equisétales (dont *Asterocalamites)* toujours abondantes.

Cette assise, initialement identifiée aux environs de Briançon, est maintenant reconnue sur la presque totalité de la partie méridionale du bassin (D. Mercier et B. Beaudoin, 1984a) depuis l'Argentière au Sud jusqu'au lac des Cerces au Nord (massifs de Peyre-Eyraute et du Prorel, col de Buffère, etc.). Ce même Namurien vient d'être reconnu paléontologiquement à l'extrêmité septentrionale du bassin (publication en cours) dans la série du **Petit-Saint-Bernard** où il montre des faciès limniques riches en *Leaia* de petite taille.

L'assise de la Benoîte (R. Feys, 1963) atteint une puissance de 500 à 600 mètres et montre deux types principaux d'organisation :

- les séquences de "chenaux gréseux" analogues à celles de l'assise de Pasquier,
- les séquences de "plaine d'inondation", moins épaisses, avec grès fins et siltites à laminations horizontales, rides grimpantes, laminations convolutées et sols de végétation à *Stigmaria* et troncs debout. Localement on observe des argilites sombres à *Leaia* de grande taille (crête du Grand Vallon).

Ces deux faciès s'organisent en séquences positives pluridécamétriques marquées par l'importance croissante vers le haut des **séquences de "plaine d'inondation"** et l'apparition de couches de charbon plus épaisses.

L'assise de la Benoîte est datée du **Westphalien A** :

Dans leur ensemble les éléments de la flore de l'assise de Pasquier se maintiennent ; néanmoins, *Rhodea, Pecopteris cf. aspera* et *Karinopteris laciniata* disparaissent ainsi que les *Sphenopteris* namuriens qui sont remplacés par de nouvelles formes : *S. gracilis* Brgt., *S. Hoeninghausi* Stur. et *S. neuropteroides* Boulay. *Karinopteris* du groupe *acuta* et *Neuralepthopteris Schlehani* sont plus fréquents tandis qu'apparaît *Neuropteris obliqua* Brgt.

Les deux assises de Pasquier et de la Benoîte correspondent à des lithologies voisines et parfois seules des associations paléontologiques précises permettent leur distinction : ainsi entre Aime et Bourg-Saint-Maurice on ne peut qu'indiquer un âge namuro-westphalien A pour une série à faciès plus fin qu'en Briançonnais.

L'assise de la Madeleine, individualisée dans la haute vallée de la Clarée (R. Feys, 1954a et 1963), également productive, est réputée atteindre un millier de mètres d'épaisseur. Cette assise constitue par ailleurs l'essentiel des terrains (≥ 300 m) situés de part et d'autre de la Durance, à l'aval de Briançon.

Partout les caractères lithologiques sont ceux des assises précédentes et traduisent là aussi l'existence d'**un environnement fluviatile relativement aval** à dominante du type "plaine d'inondation".

L'âge de la formation est **westphalien C** :

La flore est dominée par l'abondance de *Paripteris linguaefolia* P.B. à laquelle il faut ajouter la présence, outre celle des Lycopodiales et des Equisétales, de *Alloiopteris angustissima* Sternb. et *A. Essinghi* Andrae, de *Karinopteris rotundata* Huth, de *Linopteris neuropteroides* Gutb., de *Neuropteris attenuata* Lindl. et Hutt. et *N. obliqua* Brgt., de *Pecopteris pennaeformis* Brgt. et *P. plumosa dentata* Artis, de *Renaultia schatzlarensis* Stur., des *Sphenopteris Brongniarti* Stur., *S. chaerophylloides* Brgt. et *S. quadridactylites* Gutb.

En Maurienne et Tarentaise, le Westphalien C a été cité notamment au fond de la vallée de la Neuvache où il renferme plusieurs niveaux à *Leaia, Estheria* et écailles de poisson (C. Pussenot, 1930 ; R. Feys, 1954b) et dans les environs de Saint-Michel-de-Maurienne où il aurait été trouvé (J. Fabre, 1961, p. 168) une plaque de Cœlacanthe, ainsi que dans le faisceau de Salins (environs de Moûtiers) et le secteur du Petit-Saint-Bernard.

Ainsi en Savoie, il semble que la sédimentation, au cours du Westphalien C, se soit produite dans un environnement **fluviatile** encore plus calme que dans les régions méridionales et marqué, au moins localement, par l'installation d'**épisodes lacustres** francs.

L'assise de Tarentaise (J. Fabre, 1961), productive, n'est connue avec certitude, exception faite de la vallée de la Neuvache, en amont de Valmeinier, qu'au Nord de l'Arc où elle est très largement représentée ; inconnue en Briançonnais, cette assise voit sa puissance augmenter vers le Nord pour atteindre 1200 m en Tarentaise (fig. 2). Parallèlement, les faciès gréseux arkosiques micacés s'organisent en séquences déca- à pluridécamétriques, s'affinant du Sud vers le Nord et passant à des faciès fins parfois bitumineux.

Cette évolution traduit l'existence d'un **environnement de plaine d'inondation (aval)**, favorable à la formation de veines nombreuses et continues de charbon. Malheureusement, l'intensité des déformations alpines rend pour l'instant difficile toute reconstitution précise.

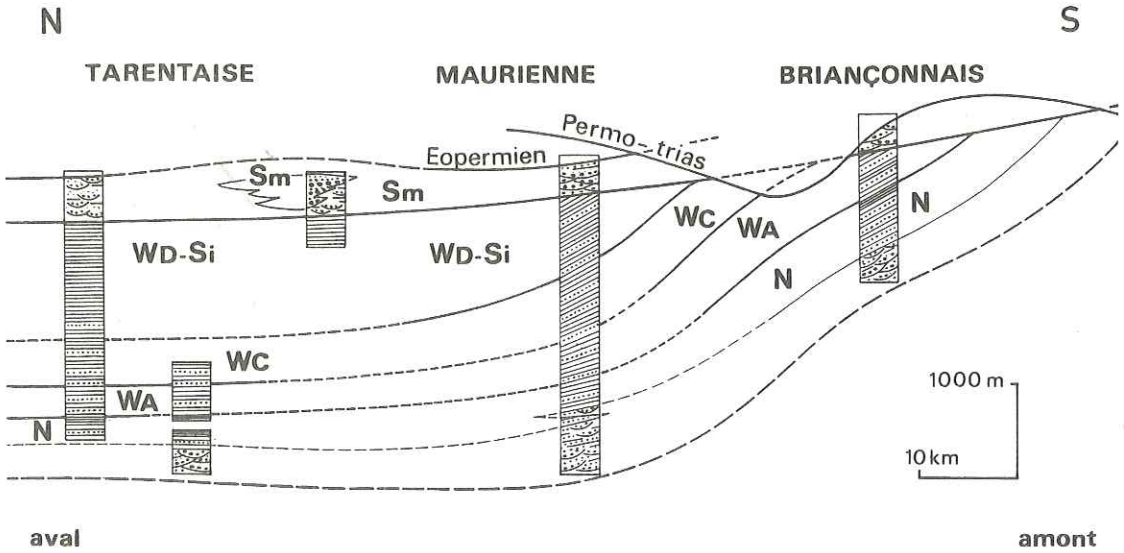


Fig. 2 - La série stratigraphique briançonnaise : profil longitudinal schématique et corrélations.

N. Namurien ; WA, WC, WD. respectivement Westphalien A, C et D ;
Si-Sm. respectivement Stéphanien inférieur et moyen.
Figuré pointillé : faciès gréso-conglomératiques ; Figuré "traits fins" : faciès silto-argileux.

Cette dernière assise est datée du **Westphalien D - Stéphanien inférieur** par une flore à : *Asterophyllites equisetiformis* Schloth., *Dicksonites Plückeneti* Schloth. et *D. Sterzeli* Zeil., *Linopteris neuropteroides* var. *minor* Pot., *Mixoneura flexuosa* Gd'Eu. et *M. aff. ovata* Hoffm., *Neuropteris acutifolia* P.B. et *N. triangularis* P.B. ainsi qu'à nombreux *Pecopteris* en particulier *P. arborescens* Brgt., *P. Bredovi* Germar, *P. Candollei* Brgt., *P. cf. cyathea* Schloth., *P. Lamurensis* Heer, *P. Miltoni* Artis, *P. cf. oreopteridia* Schloth., *P. pectinita* P.B., *P. polymorpha* Brgt., *P. saraepontana* Stur., *P. unita* Brgt., etc. Les genres comme *Annularia, Calamites, Cordaites* et *Sphenophyllum* sont également bien représentés.

L'absence du Westphalien B dans le domaine alpin est semble-t-il liée, comme le suggère C. Greber (1965), à l'impossibilité de caractériser paléontologiquement cet étage ; mais dans l'état actuel de nos connaissances on ne peut encore exclure l'hypothèse de l'existence d'une discontinuité au cours du Westphalien moyen comme cela a pu être observé dans de nombreux bassins européens.

A.2. LA MEGASEQUENCE SUPERIEURE

Discordante sur la précédente, on la voit reposer, dans les environs de Briançon, jusque sur le Namurien daté et, en direction du Nord, successivement sur les Westphaliens A, C et D (fig. 2).

En Briançonnais, elle est représentée par une formation non directement datée, stérile et détritique grossière, puissante d'environ 400 m que nous appelons **série conglomératique du Rocher du Loup.** Elle est lithologiquement caractérisée par l'empilement de bancs métriques à décamétriques de conglomérats à gros galets de quartz filonien et de grès arkosiques grossiers, de teinte claire, à grandes stratifications en auge ; dans sa partie supérieure, elle s'enrichit en grès fins micacés lie de vin et en pélites grises.

Le milieu de dépôt correspondant est celui d'une **zone d'épandage traversée de chenaux anastomosés.**

Cette série a été reconnue depuis le col des Ayes au Sud jusqu'à Roche Château et Valloire au Nord. Au-delà, sur la bordure occidentale du bassin, elle paraît laisser la place aux **couches de Moriaz** (J. Schade, 1983), schisto-gréseuses, de teinte claire, riches en **matériel pyroclastique ou ignimbritique** ; leur âge n'est pas connu et elles reposent, semble-t-il, en concordance sur l'assise de Tarentaise.

Sur la bordure orientale, du Nord de Modane jusqu'à la frontière italienne, la mégaséquence supérieure reprend son caractère conglomératique avec l'**assise de Courchevel** (J. Fabre, 1952 et 1961). En maints endroits elle montre des analogies frappantes avec la série du Rocher du Loup ; la nature gneissique des galets est toutefois prédominante.

A Courchevel même, l'organisation séquentielle suit une évolution **négative** avec des bancs de grès et de conglomérats à éléments de grande taille (jusqu'à 50 cm) grano- et strato-croissants. Une telle disposition évoque une sédimentation de type **cône alluvial** ; les rares observations de sens de courant (S.SE→N.NW) et la nature du matériel détritique militent en faveur de la présence, sur la bordure orientale du bassin, de reliefs cristallins.

L'âge de l'assise de Courchevel a pu être déterminé au sommet de la formation comme étant du **Stéphanien moyen** par une flore en mauvais état dans laquelle C. Greber a pu reconnaître :

Alethopteris Grandini Zeil. *non* Brgt., *Annularia stellata* Schloth., *Calamites sp., Callipteridium pteridium* Schloth., *Dicksonites Plückeneti* Schloth., *D. Sterzeli* Zeil., *Linopteris Brongniarti* Gutb., *Odontopteris Brardi* Brgt., *O. Reichi* Gutb., *Pecopteris cf. arborescens* Brgt., *P. gr. cyathea* Schloth., *P. hemitelioides* Brgt., *P. plumosa dentata* Artis et *P. unita* Brgt.

B - ESQUISSES PALEOGEOGRAPHIQUES ET EVOLUTION DU BASSIN

Entre le Namurien et le Stéphanien inférieur, du Sud vers le Nord, on enregistre le passage de séquences fluviatiles de type "chenaux anastomosés" vers des séquences caractérisant un environnement plus aval de type "plaine d'inondation" avec apparition éphémère d'épisodes lacustres ; corrélativement le charbon est plus abondant. Ceci traduit l'existence d'un réseau hydrographique de direction sensiblement méridienne s'écoulant vers le Nord comme le confirment les mesures de sens de courant (S.SW→N.NE) effectuées en différents points du Briançonnais. A cette évolution longitudinale est associée une évolution verticale de même polarité qui enregistre la migration des faciès.

Celle-ci s'amorce dès le Namurien-Westphalien A (fig. 3A) : aux faciès détritiques grossiers qui occupent primitivement la majeure partie du bassin succèdent progressivement des faciès plus fins témoins de la pénétration vers le Sud des milieux de plaine alluviale. La migration des faciès lacustres suit ce mouvement si bien que, reconnus en divers points de la Savoie au Namurien, ils pénètrent en Briançonnais au cours du Westphalien A.

Ces conditions vont s'affirmer au Westphalien C (fig. 3B) et jusqu'au Stéphanien inférieur, mais une subsidence différentielle va être à l'origine du déplacement progressif vers le Nord des aires de sédimentation, où l'assise de Tarentaise atteint son maximum de puissance. Ce basculement, sans doute amorcé vers la fin du Westphalien, est responsable des érosions (antérieures au Stéphanien moyen) ayant affecté la partie méridionale du bassin (fig. 2).

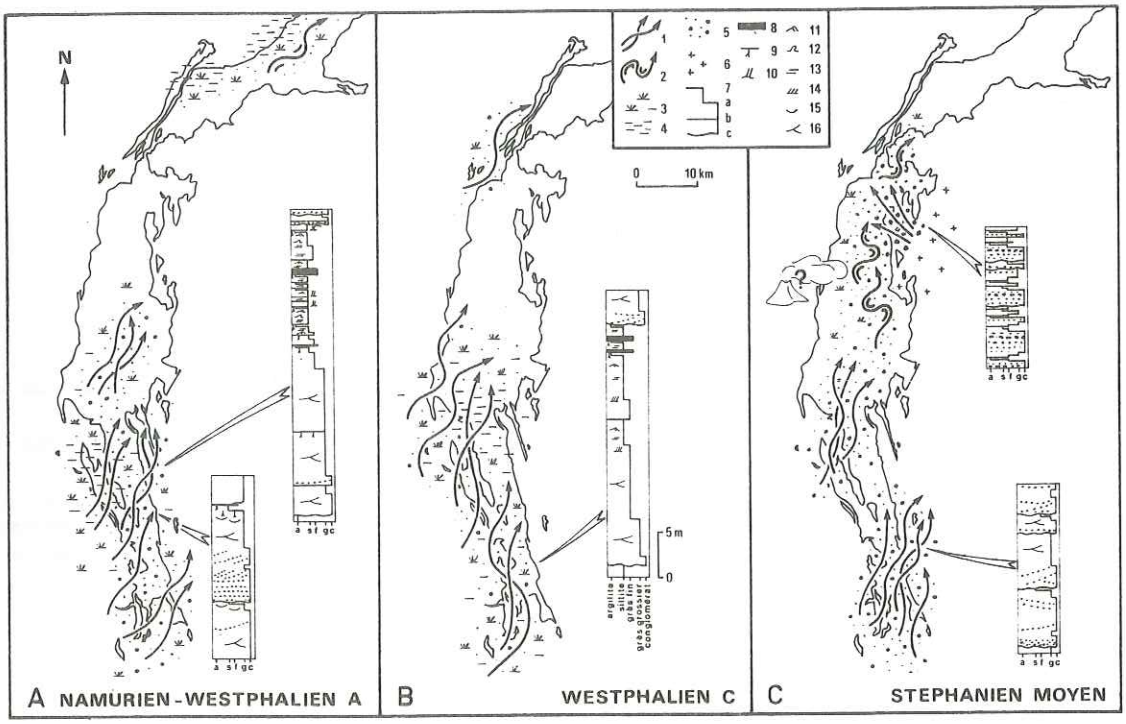


Fig. 3 - Esquisses paléogéographiques du bassin briançonnais au cours du Carbonifère supérieur et exemples de séquences-type.

1. Rivières anastomosées ; 2. Rivières méandriformes ; 3. Dépôts palustres et de zones inondables ; 4. Dépôts lacustres ; 5. Dépôts fluviatiles grossiers ; 6. Substratum cristallin ; Séquences - 7. Contact : a. progressif, b. tranché, c. surface d'érosion ; 8. Charbon ; 9. Mur à radicelles ; 10. Arbres debout ; 11. Rides ; 12. Laminations convolutées ; 13. Laminations parallèles horizontales ; 14. Stratifications obliques progradantes ; 15 et 16. Petites et grandes stratifications en auge.

Avec la reprise de la subsidence, les dépôts fluviatiles grossiers envahissent à nouveau la quasi-totalité du bassin et viennent reposer en discordance sur les dépôts précédents. De vastes épandages de cailloutis et de sables dans les zones de transit traversées par des rivières anastomosées à l'amont, méandriformes plus en aval, et de petits cônes alluviaux installés sur la bordure orientale du bassin (fig. 3C) remplacent désormais les zones marécageuses et lacustres favorables à la formation de dépôts phytogènes. Les horizons versicolores, de plus en plus fréquents et les traces d'un volcanisme acide (sans doute contemporain de celui du massif des Grandes Rousses, à l'Ouest) sont autant de caractères particuliers qui annoncent déjà les conditions morphologiques et climatiques nouvelles qui règneront au cours du Permien.

Les migrations de faciès, les variations importantes d'épaisseurs et les ablations associées à la discontinuité entre les deux mégaséquences traduisent l'influence de déformations qui modulent la subsidence du bassin au cours du Carbonifère supérieur tout en assurant la **pérennité de son architecture méridienne** (D. Mercier et B. Beaudoin, 1983).

BIBLIOGRAPHIE

ELLENBERGER F. (1966). - Le Permien du pays de Vanoise. - Atti del symposium sul Verrucano, Pisa 1965. - *Soc. Tosc. Sci. Nat.*, p. 170-211.

FABRE J. (1952). - Note préliminaire sur quelques résultats stratigraphiques obtenus dans le Houiller de Tarentaise et de Maurienne (zone briançonnaise). - *C. R. somm. Soc. géol. France,* 3, p. 34-35.

FABRE J. (1961). - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). - *Mém. B.R.G.M.,* 2, Paris, 315 p.

FABRE J. et FEYS R. (1966). - Les séries bariolées du massif de Rochachille. Leurs rapports avec le "Verrucano" de Briançon et les "Permiens" de Maurienne et de Tarentaise. - Atti del symposium sul Verrucano, Pisa 1965, *Soc. Tosc. Sci. Nat.,* p. 143-169.

FABRE J., FEYS R. et GREBER C. (1953). - Note préliminaire. Relation du Westphalien et du Stéphanien dans la zone houillère briançonnaise. - *C. R. somm. Soc. géol. France,* 13, p. 270-272.

FABRE J., FEYS R. et GREBER C. (1958). - Stratigraphie du bassin houiller briançonnais. Zone interne des Alpes françaises. - Vè Congr. Int. Stratigr. Géol. Carbonifère, Heerlen 1958, p. 169-173. - Maestricht, 1962.

FEYS R. (1952). - Le Carbonifère sur la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes). - *Bull. Soc. géol. France,* (6), 2, p. 197-206.

FEYS R. (1954a). - Le Carbonifère sur la rive droite de la Clarée (Hautes-Alpes). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.,* LII, 241, p. 265-272.

FEYS R. (1954b). - Présence de *Leaia tricarinata* Meek et Worthen associée à *Esteria Simoni* Pruvost dans le terrain houiller briançonnais. - *Ann. Soc. géol. Nord,* LXX, p. 153-160.

FEYS R. (1963). - Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). - *Mém. B.R.G.M.,* 6, Paris, 387 p.

FEYS R. et GREBER C. (1950). - Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (Hautes-Alpes) et leurs rapports avec le Carbonifère. *Bull. Soc. géol. France,* (5), XX, p. 231-237.

GREBER C. (1965). - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes Françaises. - *Mém. B.R.G.M.,* 21, Paris, 380 p.

GREBER C. et FEYS R. (1952). - Note préliminaire. Présence probable du Namurien dans le Houiller briançonnais. - *C. R. somm. Soc. géol. France,* 3, p. 36.

MERCIER D. et BEAUDOIN B. (1983). - Dynamics of the carboniferous "Briançonnais basin" (France). - Xè Congr. Int. Stratigr. Géol. Carbonifère, Madrid, 1, p. 175-182.

MERCIER D. et BEAUDOIN B. (1984a). - Le Briançonnais au Carbonifère : modalités de la subsidence d'une gouttière méridienne. - *C. R. Acad. Sci. Paris,* 298, p. 125-128.

MERCIER D. et BEAUDOIN B. (1984b). - Sédimentation continentale et évolution structurale du bassin houiller briançonnais (Hautes-Alpes). - Vè Congr. Eur. Sédimentologie, Marseille, Résumés, p. 278-279.

PUSSENOT C. (1930). - La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. - Imp. Allier, Grenoble, 160 p.

SCHADE J. (1983). - Le synclinal de Saint-Martin de Belleville et son Permien uranifère (zone houillère briançonnaise-Alpes de Savoie). - *Thèse* 3è cycle, Grenoble I, 250 p.

LE DETRITISME CONTINENTAL DU PALEOZOIQUE SUPERIEUR DANS LE NORD DES ALPES MARITIMES

par Jean VERNET *

RESUME - Les formations détritiques continentales du Carbonifère supérieur et du Permien affleurant dans le massif cristallin de l'Argentera et du Dôme de Barrot, leurs rapports stratigraphiques et structuraux, marqués par une suite de discordances, sont succintement passés en revue. Le Permien "coloré" (Saxonien non daté-Thuringien) constitue seul un ensemble puissant et étendu. Il contient des produits volcaniques. Ses formations superposées montrent, en dépit d'une intercalation très fine associée au principal épanchement volcanique (basaltes alcalins), une diminution du module granulométrique en s'élevant dans la série, sauf à l'extrême sommet où se fait un brusque retour d'apports grossiers.

ABSTRACT - The continental detritical formation of the Upper Carboniferous and the Permian outcrop at the cristalline Argentera Massif and at the "Dôme de Barrot". Their stratigraphical and structural relations are characterized by several angular unconformities. The "colored" Permian (undated Saxonian-Thuringian) forms à thick large unity. It contains volcanic detritical products. In spite of a very fine intercalation which is linked to the main lava flow (acaline basalt), the stratigraphical levels show a granodecrease from the basis to the top of the serie, except at the highest top which is characterized whith the reappearance of coarse sediments.

INTRODUCTION

Cette note présente brièvement, compte-tenu des observations récentes, les divers terrains du Paléozoïque supérieur qui affleurent à la faveur de la surrection du massif de l'Argentera et du Dôme de Barrot (Fig.1). Ils appartiennent au Westphalien D-Stéphanien inférieur-moyen, à l'Autunien et au Saxono-Thuringien, celui-ci comprenant une série de formations superposées à savoir - "Enfer" à la base, - "Merveilles", - "Bego", - "Capeirotto", - "St. Sauveur-Cians", - "Roudoule", - "Léouvé" au sommet, et des prolongements latéraux.

I- La succession stratigraphique

a) Le Carbonifère supérieur

Il comprend la "Molliérésite" connue depuis S. FRANCHI (1894), étudiée par A. FAURE MURET (1955), datée du Westphalien D (J. HAUDOUR et al., 1958), et du Stéphanien inférieur moyen connue depuis L. BERTRAND (1897-1898), etudiée par A. FAURE MURET (1955), datée par P. CORSIN et A. FAURE-MURET (1946) et reposant sur le Westphalien par un conglomérat de base: on retrouve une série très analogue à celle du Sud de Belledonne, en Dauphiné (J. HAUDOUR et al., 1958).

---

* 12, Avenue Elisabeth - 06100 NICE et INSTITUT DOLOMIEU, 15 rue Maurice Gignoux - 38031 GRENOBLE CEDEX

Le Westphalien (conglomérats, grès, schistes à dragées, quartzites, schistes gris ou noirâtres) ne couvre qu'une très faible surface d'affleurements dispersés sur le socle cristallin du massif de l'Argentera, non loin de sa bordure sud, dans une bande très étroite reconnue cependant sur 28 kms de long (J. HAUDOUR et al., 1958; J. VERNET, N. RADULESCU, obs. inédit), et comprenant selon nous le "poudingue des Bresses" de A. FAURE-MURET (1955). Le Stéphanien (grès gris et noirs, schistes noirs, conglomérats) lui est associé sur quelques kilomètres seulement (plus réduit qu'indiqué sur la feuille St-Martin-Vésubie au 50.000e J. VERNET , obs. inéd.). Cependant, ce Carbonifère vient s'enfoncer sous le Saxono-Thuringien en Gordolasque (où la galerie E.D.F. la recoupe en profondeur).

b) L'Autunien

Ressemblant à s'y méprendre au Stéphanien, mais défini par une flore (P. CORSIN et A. AREVIAN, 1956), il correspond à une partie de la "série d'Auron" (rh : F. de St-Etienne-de-Tinée). Reposant sur le socle cristallin à l'extrême bordure ouest du massif de l'Argentera, il n'affleure que sur quelques hectares, mais est recouvert en discordance par le Saxono-Thuringien et par le Trias (J. VERNET, 1963 et obs. inéd.).

c) Le Saxono-Thuringien

C'est le "Permien coloré" connu depuis S. FRANCHI (1894). L. BERTRAND (1897-1898) y a distingué à l'Ouest deux formations superposées. Etudié au Dôme de Barrot (C. BORDET, 1950; C. VINCHON, 1984) et sur l'ensemble de son territoire d'affleurements (A. FAURE-MURET, 1955; J. VERNET, 1963), il comprend du Permien supérieur (insecte: F. LAURENTIAUX-VEIRA et D. LAURENTIAUX, 1963) précisé Thuringien (H. VISSHER et al., 1974).

Contrairement aux terrains précédents, il occupe un vaste espace sous une épaisseur en général notable (maximum apparent: 3000 m sur la transversale de la Gordolasque). Il forme une bande de largeur très inégale mais quasi continue entre Trias et socle cristallin dans l'Argentera, à ses bordures Sud-Est, Sud et Ouest, couvrant environ 145 km2 (des lambeaux isolés sur ce socle, parfois très petits, étendant quelque peu son domaine vers l'intérieur du massif: voir surtout J. VERNET, obs. en partie inéd.) et la totalité des affleurements antétriasique du Dôme du Barrot sur environ 57 km2.

Il est recouvert en discordance par le Trias.

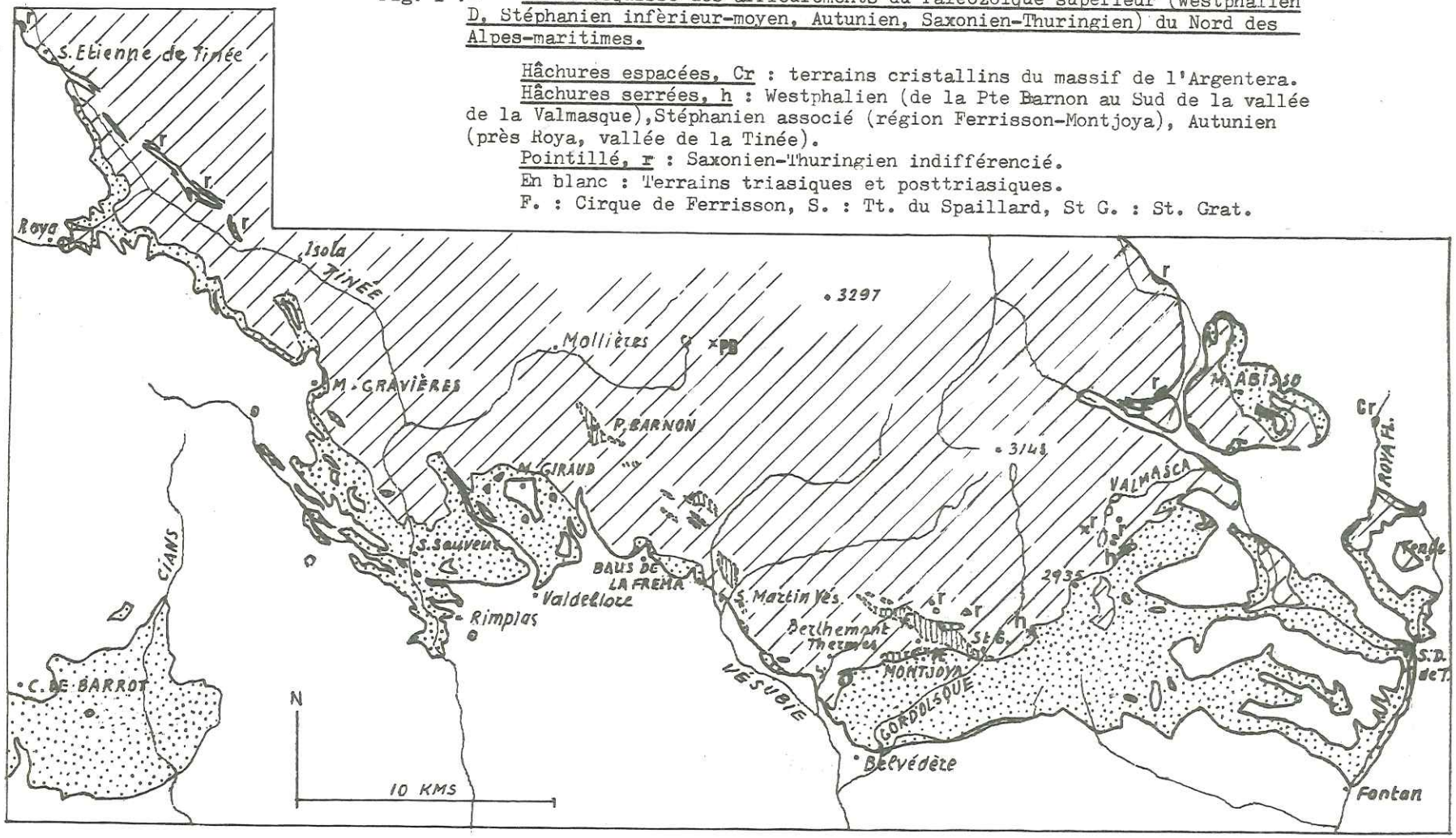
II - Les roches. Les structures sédimentaires

L'ensemble essentiellement détritique renferme un volume apparemment restreint de produits volcaniques en place.

Les apports (P. BORDET, 1950; A. FAURE-MURET, 1955; C. VINCHON, 1984) sont presqu'entièrement siliceux (ou silicatés: éléments de socle cristallin et de roches volcaniques). Des niveaux à apports organiques carbonisés (avec éléments de flores plus ou moins bien conservées) tiennent une place très modeste au Carbonifère supérieur et à l'Autunien. Du calcaire est présent d'une façon plus réduite encore (pratiquement infime, mais qui est à signaler) au Saxono-Thuringien. Ces traces très disséminées n'en apparaissent pas moins à tous les niveaux de la série, depuis un niveau basal (cailloutis à ciment calcaire et localement une couche purement calcaire à la base de la formation de l'Enfer) jusqu'à une structure locale de quelques bancs métriques avec sphérolithes calcaires vers le sommet de la formation de St-Sauveur-Cians, mais généralement représentée par de petits nodules.

Fig. 1 :- Carte-esquisse des affleurements du Paléozoïque supèrieur (Westphalien D, Stéphanien infèrieur-moyen, Autunien, Saxonien-Thuringien) du Nord des Alpes-maritimes.

Hâchures espacées, Cr : terrains cristallins du massif de l'Argentera.
Hâchures serrées, h : Westphalien (de la Pte Barnon au Sud de la vallée de la Valmasque), Stéphanien associé (région Ferrisson-Montjoya), Autunien (près Roya, vallée de la Tinée).
Pointillé, r : Saxonien-Thuringien indifférencié.
En blanc : Terrains triasiques et posttriasiques.
F. : Cirque de Ferrisson, S. : Tt. du Spaillard, St G. : St. Grat.



Le détritisme montre une granulométrie très variée, depuis des conglomérats à éléments métriques jusqu'à ses termes les plus fins (pélites, quartzites).

Tout cet ensemble est de faciès continental: lagunaire, d'épandage torrentiel ou de gravité au versant.

Au Saxono-Thuringien, des structures sédimentaires révèlent des conditions climatiques (désertiques ou proches) dans la formation du Bégo (bancs de cailloutis à facettes, J. VERNET, 1963) et un régime de lagunes temporaires avec périodes d'assèchement dans la formation de St-Sauveur-Barrot (très belles surfaces à ripple-marks et à mud-cracks). Dans les conglomérats, les éléments anguleux sont en très grande majorité, notamment parmi les plus volumineux. Au Saxono-Thuringien, ils trahissent de très petits parcours ou la distinction entre trajectoires torrentielles et de glissement au gré de la pente, aidé ou non par un écoulement d'eau, n'est pas nette.

Au Saxono-Thuringien, le volcanisme n'apparaît pas seulement par la présence de ses éléments dans les stocks détritiques. Il y constitue:

- de minces niveaux isolés de tufs et cinérites (à la base de la formation de l'Enfer: A. FAURE-MURET, 1955); dans la formation de St-Sauveur-Cians au Dôme de Barrot: P. BORDET, 1956 et surtout C. VINCHON, 1984);

- et principalement une venue de basaltes alcalins relativement importante associée à la formation des Merveilles (J. ROMAIN, 1978; J. VERNET, N. RADULESCU et J. VERNET, obs. inéd. pour l'extension des affleurements : 8 kms actuellement connus, dans une bande étroite).

A l'Est, de grandes variations de son épaisseur sur de courtes distances et de fortes discordances angulaires sont dues à la tectonique qui a affecté cet esemble avant son arasement.

La série de ses formations superposées, déjà citées, sera sommairement décrite comme suit, de bas en haut:

- F. de l'Enfer, conglomératique grossière, violacée, développée à l'Est, peu épaisse et lacuneuse dans l'ensemble.

- F. des Merveilles, même localisation géographique, pélitique, verte (secondairement rouge-violacée), pour nous subordonnée au volcanisme basaltique. Très mince à l'Ouest, elle s'épaissit notablement à l'Est.

- F. du Bégo (mal nommée), principalement conglomératique grossière, la moins colorée de l'ensemble, jusqu'à un faciès gris clair. Epaisse jusqu'à environ 1.500 m) elle déborde sur le socle cristallin au NE (Abisso) et à l'Ouest (Baus de la Frema, cime de Giraud).

- F. de Capeirotto, irrégulièrement fine, essentiellement gréseuse, violacée à rouge-violacée. Elle s'étend, à une lacune près au Baus de la Frema, de la Roya au Mt Gravières, et atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Dans la région de St-Sauveur elle repose sur le socle cristallin par l'intermédiaire d'un niveau clair plus ou moins conglomératique mince, localement épaissi ("Arkoses de N.D. de Laghé"). Au-dessus des grès homogènes, la roche devient très fine et plus franchement rouge et alterne avec des pélites rouges, ceci sur plusieurs centaines de mètres à l'Est, mais peut se réduire à quelques dizaines de mètres et peut-être disparaître à l'Ouest, près de Saint-Sauveur.

- F. de St-Sauveur-Cians ("St-Sauveur-Barrot", modifiée d'après C. VINCHON, 1984), pélitique rouge, très homogène. Elle atteint au moins 800 m d'épaisseur au Dôme de Barrôt.

Son faciès s'étend d'ailleurs à la totalité du dôme antétriasique, mais à partir de son sommet il s'y insère des intercalations plus ou moins régulières et lenticulaires de corps rocheux de faciès différent. Il s'agit de la Formation de la Roudoule, mince et assez étroitement localisée et de celle de

Léouvé, caractérisée par ses gros bancs de conglomérats grossiers, atteignant 150 m d'épaisseur sous le Trias discordant.

En marge de cette série, au Nord, le "Permien coloré" de la bordure de l'Argentera est représenté par une formation de la Haute Tinée, prolongeant géographiquement celle de Capeirotto, de granulométrie variable aux teintes rouge-violacées ou, au Nord surtout, verdâtre clair et d'épaisseur très variable aussi mais dépassant 250 à 300 m (sous le Trias discordant).

Enfin au Baus de la Frema, une formation quartzitique verdâtre clair ou rosée s'intercale entre le Permien type Bégo et le Trias. Son faciès nous conduit à la rattacher au Saxono-Thuringien. Par ailleurs, les petits lambeaux isolés de "Permien coloré" trouvés (J. VERNET, 1967 et obs. inéd.) sur le socle cristallin de l'Argentera les plus distants des formations principales (l'un deux, le plus au Nord est hors des limites de la fig.1) montrent tous un faciès détritique fin.

CONCLUSIONS SOMMAIRES

1/ **Du Carbonifère supérieur au Permien supérieur**, la région étudiée ici montre une histoire fini-hercynienne assez agitée tout en restant continentale et l'érosion du socle cristallin de plus en plus profondément arasé.

2/ **Le Carbonifère supérieur** est de type sud-dauphinois, mais l'Autunien a pu y être distingué paléontologiquement malgrè l'exigüité de ses affleurements.

3/ **Le volcanisme permien**, bien connu ailleurs, est présent ici au Saxono-Thuringien, mais sa manifestation basaltique (la principale au moins aux affleurements) y constitue une particularité.

4/ **Au Saxono-Thuringien**, la série des formations superposées révèle avec netteté, par l'évolution de sa granulométrie, les deux faits suivants:

a) Le démantellement progressif de reliefs très proches au NE (orientation actuelle), à l'origine vigoureux et poursuivant un certain temps leur surrection. Le bassin de sédimentation devient ensuite une plaine recouverte de lagunes (temporaires). Ce bassin est aussi le siège d'une subsidence importante qu'accompagne une "transgression" (au moins jusqu'à l'apparition du terme Capeirotto), dont les petits lambeaux de "Permien coloré" isolés sur le socle cristallin du massif de l'Argentera jalonneraient la limite extrême.

b) Tandis que se poursuit l'épandage de sédiments fins dans la plaine lacustre subsidente, l'apparition brusque de nouveaux reliefs relativement proches, cette fois au SW, alimentent les décharges de conglomérats qui viennent s'intercaler dans les sédiments fins.

BIBLIOGRAPHIE

BERTRAND L. (1897-1898).- Etude géologique du Nord des Alpes maritimes . Bull. Carte Geol. Fr. , t.IX, n°56, 214 p.

BORDET P. (1950).- Le Dôme permien de Barrot (Alpes maritimes) et son auréole de terrains secondaires. Bull.Carte Geol.Fr., t. XLIII, n°228, p.1-39.

Carte Géologique de France au 50.000ème.- Feuilles Larches, St-Etienne-de-Tinée, Le Boréon, St-MArtin-Vésubie, Puget-Théniers, Tende, Entrevaux.

CORSIN P., AREVIAN A. (1956).- Sur la présence du Permien inférieur à plantes dans le vallon de Roya, près de St-Etienne-de-Tinée. C.R.Ac Sc. Paris, t.243, p.1176-1178.

CORSIN P., FAURE-MURET A. (1946).- Découverte d'une florule stéphanienne au Cirque de Ferrisson, près St-Martin-Vésubie (Alpes maritimes). C.R.Somm. Soc. Géol. Fr., p.250.

FAURE-MURET A. (1955).- Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mem. Carte Géol. Fr. 336 p.

FRANCHI S. (1894).- Relazioni sui principali risulti del rilevamente geologico nelle Alpi marittime esguito nelle campagne 1891-1892-1893. Boll. Carta Geol. It., v. XXV.

HAUDOUR J., SARROT-REYNAULD J., VERNET J. (1958).- Observations nouvelles sur le Houiller et la Molliérésite dans le Massif du Mercantour et comparaison avec le Houiller du Dôme de La Mure. C.R.Acad.Sc.Paris, t.247, p.716-719.

LAURENTIAUX-VIEIRA F., LAURENTIAUX D. (1963).- Découverte d'un insecte Protodonate dans le Permien des Alpes Maritimes. C.R.Acad.Sci.Paris, t.257, p. 3018-3020.

ROMAIN J. (1978).- Etude pétrographique et structurale de la bordure sud-occidentale du massif de l'Argentera, de St-MArtin-Vésubie à la Cime du Diable (Alpes maritimes, France). Thèse 3e cycle, Univ. de Nice, 300 p.

VERNET J. (1963).- Remarques sur le Permien du massif de l'Argentera et du Dôme de Barrot. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t.39, p. 199-212.

VERNET J. (1967).- Données récentes sur la tectonique du massif de l'Argentera. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t.43.

VINCHON C. (1984).- Sédimentogenèse et metallogenèse du Permien du Dome de Barrot. Doc. B.R.G.M., n°70, 444 p.

VOSSHER H., HUDDLESTON SLATER OFFERHAUS M.G., WONG T.E. (1974).- Palynological assemblage from "saxonian" deposits of the Saar-Nahe Basin (Germany) and the dôme de Barrot (France). An approach to chronostratigraphy. Review of Paleobotany and Palynoloy, 17, p. 39-56.

LES ASPECTS DE LA SEDIMENTATION PERMIENNE, CONTINENTALE ET DETRITIQUE A LODEVE (HÉRAULT, FRANCE): LE ROLE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE ET DE LA SUBSIDENCE DANS LA DYNAMIQUE DU BASSIN

Par Bernadette ODIN*, Georges CONRAD*, Karl STAPF**

RESUME. - Le Permien du Lodévois forme un ensemble continental, détritique ou bioclastique d'environ 3 000 m; il se présente à l'affleurement selon une série monoclinale érodée, à pendage sud, reposant en discordance, au Nord, sur la ride de Lodève, et au centre, sur les assises stéphaniennes, prolongement oriental du bassin carbonifère de Graissessac.

La série permienne peut être divisée selon plusieurs critères: critère de faciès, critères stratigraphiques, critères sédimentologiques et structuraux. Ces derniers montrent que le Permien est constitué par cinq formations qui sont depuis la base: la formation d'Usclas-St Privat, fluvio-deltaïque; la formation des Tuilières-Loiras, lacustre; la formation du Viala, de plaine d'inondation; la formation de Rabejac, deltaïque, reposant en discordance sur la formation du Viala par l'intermédiaire d'un conglomérat scellant une paléosurface intrathuringienne; la formation du Salagou, qui correspond pour l'essentiel à une sédimentation de type playa, dans un environnement tropical semi-aride.

ABSTRACT.- The Lodève Permian forms a continental, detritic or bioclastic whole of approxiamately 3000 m. When it outcrops, it appears as an eroded monoclinal series, sloping southwards and in unconformity in the North on the Lodève fold and in the center, on the stephanian beds, which are eastern continuation of the Graissessac carboniferous basin.

Subdivision of the Permian series can be made following several criteria: facies criterium, structural and sedimentological criteria. The past criterium show that Permian contains five formations which are, from the base upwards: the fluvio-deltaïc Usclas-StPrivat formation; the Tuilières-Loiras lacustrine formation; the flooded plain Viala formation; the deltaïc Rabejac formation whole resting in unconformity on the Viala formation through the means of a conglomerate, sealing an intrathuringian paleosurface; the Salagou formation which corresponds essentially to a "playa type sedimentation" in semi-arid tropical climats.

INTRODUCTION

L'analyse séquentielle de la série permienne de Lodève - qui aboutit à la division en cinq formations dont les caractères sédimentologiques et pétrographiques vont être développés - est basée sur des travaux de terrain et sur des données de surface (mines et sondages pour l'exploitation ou la recherche d'uranium) mises à notre disposition par la COGEMA. Les interprétations sont fondées sur des sondages carottés répartis selon une transversale et une méridienne de la dépression de Lodève. Une étude plus large (B. ODIN, 1986) montre la grande analogie entre le Permien de Lodève et celui de Gabian-Neffiès, ce qui implique l'existence d'un bassin unique au moins pendant le Permien inférieur, période au cours de laquelle les comparaisons entre les deux régions sont possibles. La lithostratigraphie de la série avec les niveaux riches en matière organique ("couches"), les cinérites, quelques autres niveaux-repères et les données sur la paléotopographie du substratum, sont l'oeuvre des géologues du CEA et de la

* Laboratoire de Sédimentologie, Faculté des Sciences et Techniques de St Jérôme, Université d'Aix-Marseille III, B.P. 421, 13397 MARSEILLE CEDEX 13.

** Université de Mayence, Institut für Geowissenschaften, Postfach 3980, D 6500.

COGEMA. Notre propos se limite à la région de Lodève (fig. 1) où la série permienne est complète; elle se développe selon un monoclinal à pendage sud qui fait affleurer successivement toutes les formations depuis le socle de la ride de Lodève au Nord, jusqu'au synclinal jurassique de Mourèze, en contact par la faille des Aires avec le Permien et le Trias du Lodévois (fig. 2).

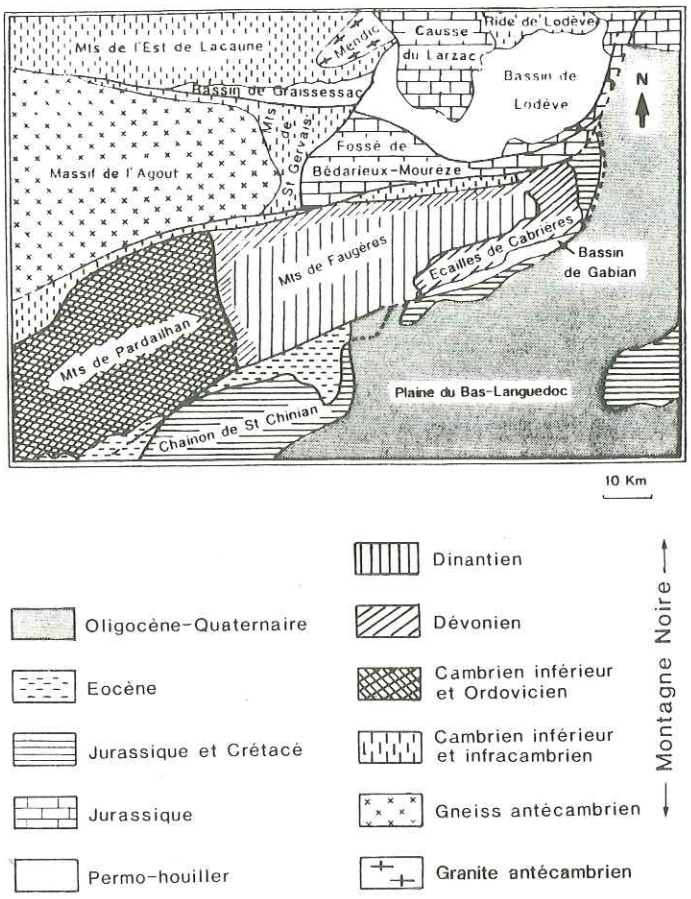


Fig. 1.- Situation du bassin de Lodève par rapport aux grandes unités géologiques que sont la Montagne Noire, les Causses, la plaine du Bas-Languedoc.

Fig. 1.- Situation of the Lodève basin in relation to important geologic units such as the Montagne Noire, Causses and Bas-Languedoc plain.

L'analyse stratigraphique de la série permienne vient d'être renouvelée (B. ODIN et *al.*, 1986; J. DOUBINGER et *al.*, 1986) et l'on peut définir les grandes coupures suivantes, à caractère cartographique, valables pour Lodève (tabl.):

. à la base, un Permien gris (250 m) daté de l'Autunien supérieur par l'association sporo-pollinique LO1, englobant les conglomérats, les séquences fluviatiles ou fluvio-deltaïques de la formation 1 et les deux premiers membres lacustres de la formation 2;

. un Permien alternant gris et rouge (150 m) daté du "Saxonien" par l'association LO2 et correspondant au troisième membre lacustre de la formation 2;

. un Permien rouge au sommet daté du Thuringien par l'association LO3 qui correspond aux formations 3, 4 et 5 et qui forme l'essentiel de la sédimentation (plus de 2 500 m);

L'analyse structurale de la série permienne (Lodève au 50 000e, 1982; COGEMA, inédit; SANTOUIL, 1980) confrontée à nos propres observations, montre:

. une discordance et un hiatus sédimentaire entre le Stéphanien et l'Autunien supérieur à mettre en relation avec une phase compressive stéphano-autunienne;
. une tectonique synsédimentaire, distensive (HORRENBERGER et RULHAND, 1981), au cours de l'Autunien supérieur, lors de la mise en place de la formation 1 dans le bassin en cours d'extension, et encore sensible lors du dépôt de la formation 2, lacustre, au voisinage des grandes failles telle la faille d'Olmet;
. une discordance intrathuringienne révélée par la mise en place de la formation 4 sur la formation 3 légèrement déformée puis érodée (phase saalienne ?);
. une structuration fini-permienne correspondant à la phase palatine qui précède la réalisation de la pédiplaine post-hercynienne.

La série permienne qui représente environ 3000 m de sédiments continentaux déposés entre l'Autunien supérieur et la fin du Thuringien, est constituée par cinq formations dont les relations temporelles et spatiales peuvent être analysées à travers le bassin grâce à de nombreux niveaux-repères comme les cinérites et les "couches".

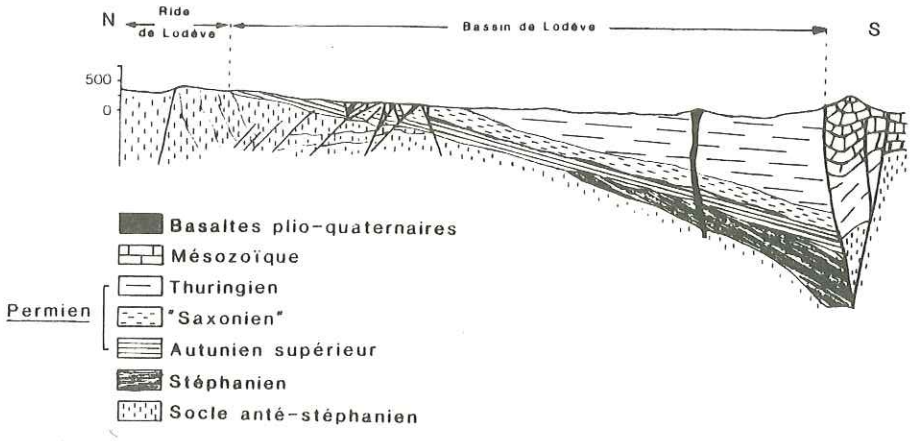


Fig. 2.- Coupe N-S à travers le bassin de Lodève montrant la série permienne monoclinale à pendage sud (Lodève au 50 000e, 1982).

Fig. 2.- N-S section of the Lodève basin showing the monoclinal series, sloping southwards (Lodève 50 000e).

ORGANISATION SEQUENTIELLE DE LA SERIE PERMIENNE

1.- La formation 1, fluvio-deltaïque, d'Usclas-St Privat

Au Nord du bassin, la sédimentation fluviatile se développe directement sur le socle cambrien (dolomies karstifiées) et s'achève avec les derniers dépôts grossiers du Permien gris. Son épaisseur varie de 20 à 100 m en fonction de la topographie du socle, marquée par le tracé des paléovallées creusées dans la ride de Lodève après la phase compressive. Au centre du bassin, le contact de la formation 1, sur les assises stéphaniennes du prolongement oriental du bassin de Graissessac, révèle une discordance nette analysée dans le sondage Lodève 2 (B. ODIN, 1986). Cela situe dans le temps la phase de structuration stéphano-autunienne et la réalisation de la paléosurface précédant la sédimentation permienne, datée de l'Autunien supérieur à Lodève. Cette sédimentation fluviatile est caractérisée, à la base, par une succession de séquences

élémentaires, détritiques, positives, qui forment des rythmes à polarité également positive puisqu'on observe que le terme gréseux tend à supplanter vers le haut le terme conglomératique. Les gros éléments détritiques sont immatures, peu ou pas triés, souvent anguleux et de nature essentiellement dolomitique. Les sédiments conglomératiques et gréseux superposés traduisent un approfondissement par saccades bien marquées du bassin, soumis au jeu d'un réseau de failles normales. Les bordures du bassin mises en relief sont érodées par un réseau torrentiel court.

Au-dessus des premiers rythmes fluviatiles, on observe également des séquences détritiques, négatives, assez grossières et l'apparition de "couches" qui traduisent l'amorce d'une sédimentation deltaïque ou lacustre. Lorsqu'on se dirige vers le centre du bassin, les conglomérats se raréfient au profit des termes plus fins et les premières "couches" apparaissent précocement.

L'analyse secteur par secteur du bassin montre que cette formation fluvio-deltaïque présente une certaine diversification avec le développement de rythmes deltaïques superposés aux séquences fluviatiles dans l'axe des paléovallées de la ride de Lodève, tandis que, vers le centre du bassin, les conglomérats s'amenuisent au profit de la sédimentation deltaïque qui s'amorce plus précocement. On observe alors des chenaux sableux emboités, riches en faisceaux de feuillets obliques et en groupements de faisceaux, qui alternent avec les premières "couches".

COUPURES TECTONO-SEDIMENTAIRES	LITHOSTRATIGRAPHIE	ENVIRONNEMENTS ET LITHOFACIES	STRATIGRAPHIE
			TRIAS
ψ_3	• FORMATION 5, DU SALAGOU - faciès de Mérifons - faciès d'Octon - faciès de la Lieude - faciès de la Tour	• Environnement de playa semi-aride - siltites, argilites - argilites, siltites - grès, argilites - conglomérats, grès	THURINGIEN LO3
PERMIEN ROUGE	• FORMATION 4, DE RABEJAC - faciès de Lafont - faciès de Rabejac - faciès de St Xist	• Deltaïque - argilites, grès - grès, argilites - conglomérats	
ψ_2	• FORMATION 3, DU VIALA	• Plaine d'inondation grès très fins, siltites argilites	
PERMIEN GRIS ET ROUGE	• FORMATION 2, DES TUILIERES-LOIRAS - membre L3 - membre L2 - membre L1	• Lacustre siltites, "couches", argilites	"SAXONIEN" LO2
PERMIEN GRIS	• FORMATION 1, D'USCLAS-ST PRIVAT	• Fluvio-deltaïque conglomérats, grès	AUTUNIEN SUPERIEUR LO1
ψ_1			STEPH./CAMB.

M.O.

Tabl.- La série permienne de Lodève: coupures tectono-sédimentaires, division en formations et stratigraphie.(Phases compressives: ψ_1 stéphano-autunienne; ψ_2 intrathuringienne (saalienne ?); ψ_3 palatine).

Tabl.- The permian series of Lodève: tectono-sedimentary cuts, division into formations and stratigraphy. (Compressive phases: ψ_1 stephano-autunian; ψ_2 intrathuringian (saalian ?); ψ_3 palatine).

2.- La formation 2, lacustre, des Tuilières-Loiras

La formation des Tuilières-Loiras débute dans le Permien gris et s'achève dans le Permien gris et rouge alternant. Cette formation est constituée par trois membres lacustres qui correspondent au développement progressif des "couches" puis à leur ré-

gression; ils sont séparés par deux épisodes plus détritiques bien marqués sur l'ensemble du bassin.

a) Le membre lacustre L1 (Autunien supérieur)

La couleur des sédiments à dominante silteuse à la base est uniformément grise à noire. On observe une prépondérence de séquences ("couche" - argilite) ou cycles élémentaires organiques (argilite - "couche " - argilite). Pour une puisance d'environ 80 m, le membre L1 est caractérisé par des "couches" moyennement abondantes (1 à 5 "couches" par 10 m) mais épaisses (0,40 à 5,50 m); il s'achève par des siltites d'environ 10 m d'épaisseur constituant le mur de la "couche" 30. Les dépôts très fins, silteux et argileux évoquent un environnement lacustre, légèrement saumâtre (sulfates, carbonates), calme, réducteur, favorable à la conservation de la matière organique.

b) Le membre lacustre L2 (Autunien supérieur passage au "Saxonien")

Ce membre lacustre est compris entre les murs silteux des "couches" 30 et 15. Les sédiments sont gris ou noirs avec des séquences organiques, binaires ("couche "-argilite) ou ternaires (siltite-"couche"-argilite) dominantes et quelques cycles élémentaires, organiques. Dans ce deuxième grand cycle lacustre on observe que les "couches" sont plus nombreuses (1 à 7 par 10 m) mais de moindre épaisseur (2 m au maximum). La sédimentation est du même type que pour L1 avec cependant un accroissement des apports détritiques, fins, qui perturbent la sédimentation organique. A partir de la "couche" 19 les cristallisations de sulfates disparaissent alors que celles de carbonates se maintiennent, ce que nous relions à l'extension du domaine lacustre qui devient plus uniforme.

c) Le membre lacustre L3 ("Saxonien")

Ce troisième grand cycle lacustre débute au mur silteux de la "couche" 15 et s'achève sur les derniers niveaux noirs riches en matière organique ("couches" O et OO de la lithologie établie par la COGEMA). L'organisation séquentielle montre à la base, une prédominance des séquences organiques (siltite -"couche"-argilite) mais les séquences détritiques (siltite-argilite) prennent de plus en plus d'importance vers le haut. Les "couches" deviennent moins nombreuses (1 à 3 par 10 m) et moins épaisses (métrique au maximum). On observe donc la régression de la sédimentation lacustre au profit d'une sédimentation terrigène caractérisée par l'abondance des siltites et des argilites. La subsidence commence à se manifester nettement puisque l'épaisseur du membre L3 (160 m) est forte et que l'on observe de très nombreuses figures sédimentaires d'émersion.

L'aridification du climat se traduit par la diminution de l'importance de la matière organique dans les sédiments, l'apparition de la couleur rouge (Permien gris et rouge alternant) et la modification de la flore entre les "couches" O et OO.

3.- La formation 3, de plaine d'inondation, du Viala

La formation 3 (Thuringien équivalent du Zechstein 1) constitue la base du Permien rouge. Son épaisseur diminue d'Est en Ouest sous le conglomérat de base de la formation 4, discordante. Cette formation contient encore quelques niveaux gris, contenant de la matière organique, et l'association sporo-pollinique LO3. La formation du Viala montre une polarité globalement positive avec une part croissante des argilites aux dépens des grès et des siltites. A la base, un membre silto-gréseux qui se développe sur environ 100 m est relayé par un membre argilo-gréseux de 130 m d'épaisseur (sondage JBL 38). Cette formation est constituée d'une succession de séquences élémentaires, binaires, détritique (siltite-argilite, grès très fin-argilite ou grès très fin-siltite), de polarité positive, s'organisant en rythmes. Ces dépôts correspondent à une sédimentation fine, de plaine d'inondation, marquée par des figures de

courant (faisceaux de feuillets obliques ou groupements de faisceaux) et de nombreuses marques d'exondation (figures de dessiccation et pistes de reptiles, associées). On observe également des passées plus carbonatées de calcaire blanchâtre en forme de lentilles au sein des argilites.

4.- La formation 4, deltaïque, de Rabejac

On observe sous la formation de Rabejac une érosion des termes supérieurs de la formation du Viala, plus marquée à l'Ouest qu'à l'Est (J. LAVERSANNE, 1976) ce qui révèle une paléosurface qui s'est développée après une phase compressive saalienne (?) marquée par la légère discordance des formations 4 et 5 sur les termes permiens antérieurs. Le conglomérat de base de la formation de Rabejac scelle cette paléosurface intrathuringienne; on peut suivre ce niveau grossier, qui constitue un banc métrique à plurimétrique, dans tout le bassin. A l'Ouest, contre la faille de la Tour-sur-Orb, il est très développé et forme le faciès de St Xist.

a) Faciès de St Xist

On observe une succession de séquences détritiques, grossières, dont les termes d'ordre décimétrique à métriques, sont des conglomérats et des grès microconglomératiques à fins, très micacés. Ces séquences à polarité positive ou négative, s'ordonnent en rythmes globalement positifs.

L'évolution de la sédimentation vers l'Est se traduit par:

. la diminution d'épaisseur du conglomérat qui d'une masse de plusieurs dizaines de mètres à l'Ouest passe à un banc de quelques mètres à l'Est;
. la granodécroissance globale des éléments détritiques;
. un changement important dans la nature minéralogique des éléments détritiques qui proviennent du socle cristallin et métamorphique à l'Ouest et du remaniement des assises sédimentaires sous-jacentes à l'Est.

b) Faciès de Rabejac

Au-dessus du conglomérat, dans la partie centrale du bassin, la sédimentation se poursuit sur environ 200 m par des alternances de grès fins, micacés, de siltites et d'argilites:

. à la base, un membre gréseux constitué par des chenaux sableux, épais, d'ordre métrique;
. au sommet, un membre argilo-gréseux dans lequel les bancs de grès se raréfient au profit des argilites.

c) Faciès de Lafont

Le faciès de Rabejac passe progressivement vers l'Est au faciès de Lafont qui correspond au secteur où la discontinuité entre les formations 3 et 4 est la moins marquée puisque:

. le toit de la formation 3 est peu érodé sous la formation 4;
. le conglomérat basal de la formation 4 est réduit;
. les faciès de la formation 4 s'uniformisent et s'affinent pour ne former qu'un seul membre argilo-gréseux.

La sédimentation calme, de plaine d'inondation, correspondant au dépôt de la formation 3, est interrompue par une période de réajustement tectonique qui se traduit par des érosions et une reprise de la sédimentation détritique, grossière. Le faciès de St Xist correspond à la mise en place de masses turbides, riches en gros éléments du socle, sur la bordure occidentale du bassin (faille de la Tour-sur-Orb). Au-delà,

vers l'Est, la brusque diminution de charge des cours d'eau alimentant le réseau lacustre, provoque des remaniements plus limités. La géométrie des dépôts conglomératiques ainsi que le tri poussé des éléments détritiques, indiquent que la zone d'érosion était à l'Ouest.

5.- La formation 5, d'environnement de playa, du Salagou

Une sédimentation d'environnement de playa semi-aride caractérise la formation du Salagou, marquée par la très forte subsidence de l'aire de dépôt, avec plus de 2000 m de sédiments rouges. Quatre faciès distincts, définis par G.P. KRUSEMAN (1962) se développent au sein de cet ensemble: le faciès d'Octon correspond à la pédiplaine, le faciès de Mérifons à celui de la playa; dans ces deux faciès viennent s'imbriquer des venues plus grossières, faciès de la Tour (coulées boueuses) prolongé par le faciès de la Lieude (chenaux sableux) avec de nombreuses pistes de reptiles.

a) Le faciès d'Octon

Le faciès d'Octon est constitué de sédiments très fins, uniformément rouges, s'ordonnant en séquences élémentaires positives, détritiques, de type siltite-argilite où les siltites se réduisent à des niveaux centimétriques alors que les argilites forment des bancs plurimétriques. Les figures de sédimentation sont très peu diversifiées avec de nombreuses marques de dessiccation; l'ensemble très diaclasé forme le paysage des "ruffes". C'est le faciès qui correspond à l'aire très large de la pédiplaine presque toujours exondée.

b) Le faciès de Mérifons

Le faciès de Mérifons est aussi un faciès détritique, fin, caractérisé par une plus grande fréquence des niveaux silteux et le développement de niveaux réduits de couleur verdâtre. L'abondance des niveaux craquelés indique que les plans d'eau, sans doute discontinus, étaient fréquemment asséchés. Ce faciès correspond au domaine central de la playa.

c) Les faciès de la Tour et de la Lieude

Sur la bordure occidentale du bassin on observe des faciès plus grossiers. Celui de la Tour correspond à la mise en place de coulées boueuses, dépourvues de figures sédimentaires, formées de galets subarrondis (quartz et quartzite) noyés dans une matrice argileuse, rouge. Ces venues grossières bien développées sur la bordure occidentale du bassin, étaient vraisemblablement liées à l'érosion d'un relief en voie de surrection dans un contexte climatique semi-aride.

Vers la playa, le faciès de la Lieude formé de chenaux sableux vient s'insérer dans le faciès de Mérifons ou d'Octon. On observe des chenaux de taille métrique à décamétrique, des surfaces craquelées où sont conservées de nombreuses pistes de reptiles.

CONCLUSION: FACTEURS HYDRODYNAMIQUES INDUISANT LA SEDIMENTATION

La série permienne conservée dans le Lodévois montre clairement, par l'épaisseur considérable des dépôts continentaux, que cette région correspond à un piège sédimentaire qui a subi une subsidence nette à partir du "Saxonien" puis très nette au cours du Thuringien. Cette subsidence a permis l'énorme accumulation de plus de 2 500 m de formations rouges. Si la subsidence explique bien l'épaisseur de la série et s'accorde avec une évolution générale en distension du domaine considéré, on doit relever que d'autres facteurs commandent la nature de la sédimentation dans le bassin permien.

A la base de la série, la phase compressive stéphano-autunienne intervient pour structurer les assises stéphaniennes du bassin de Graissessac et orienter l'évolution de la paléosurface autunienne. Les conglomérats de l'Autunien supérieur comblent des paléovallées établies dans la ride de Lodève et orientées vers les dépressions creusées dans les dépôts houillers.

La formation 1, fluvio-deltaïque traduit bien par ses grandes séquences positives superposées, l'ouverture progressive du bassin, commandée par une tectonique synsédimentaire active qui se maintient lors du dépôt de la formation 2, lacustre. L'extension du bassin lacustre fait qu'une sédimentation biodétritique fine se généralise alors. Le changement progressif du climat qui tend à être plus sec commande alors la nature de la sédimentation, détritique et fine, au cours du dépôt de la formation 3, de plaine d'inondation.

Ce contexte climatique plus aride s'accentue au cours du Thuringien. Une phase compressive intrathuringienne induit une recrudescence du détritisme qui caractérise la formation 4, deltaïque, tandis que la formation 5, d'environnement de playa, est dominée par la subsidence très importante du bassin avec le maintien de quelques reliefs actifs sur la bordure occidentale alimentant la dépression en coulées boueuses, conglomératiques et en chenaux sableux.

REFERENCES

DOUBINGER J., ODIN B. & CONRAD G. (1986).- Les associations sporo-polliniques du Permien continental du bassin de Lodève (Hérault, France): caractérisation de l'Autunien supérieur, du "Saxonien" et du Thuringien. Colloque sur le "Paléozoïque supérieur continental".- *Soc. géol. Nord*, Lille 5-6 nov. 1986, vol. résumés.

HORRENBERGER J.C. & RUHLAND M.(1981).- Déformation progressive des sédiments permiens du bassin de Lodève (Hérault).- *Rev. Géol. dyn. Géog. phys.*, Paris, 23, 3, pp. 225-234.

KRUSEMAN G.P. (1962).- Etude paléomagnétique et sédimentologique du bassin de Lodève.- Thèse de l'Université d'Utrecht, 65 p.

LAVERSANNE J. (1976).- Sédimentation et minéralisation du Permien de Lodève (Hérault).- Thèse de Docteur-Ingénieur, Orsay, 299 p.

LODEVE (1982).- Carte géologique au 50 000e, XXVI, 43, notice de 52 p.

ODIN B. (1986).- Les formations permiennes, Autunien supérieur à Thuringien, du bassin de Lodève (Hérault, France): stratigraphie, minéralogie, paléoenvironnements, corrélations.- Thèse de Doctorat en Sciences de l'Université d'Aix-Marseille III, 392 p.

ODIN B., DOUBINGER J. & CONRAD G. (1986).- Attribution des formations détritiques rouges, du Permien du Sud de la France, au Thuringien, d'après l'étude du bassin de Lodève: implications géologiques, paléontologiques et paléoclimatiques.- *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 302, 16, pp. 1015-1020.

SANTOUIL G. (1980).- Tectonique et microtectonique comparée de la distension permienne et de l'évolution post-triasique dans les bassins de Lodève, St Affrique et Rodez (France SE). Thèse de 3e cycle, Montpellier, 62 p.

LES FACTEURS REGISSANT LE DETRITISME PERMIEN DANS LE BASSIN DU BAS-ARGENS (PROVENCE ORIENTALE). LEUR EXPRESSION DANS LA PETROGRAPHIE DES SEDIMENTS

par Nadège **TOUTIN-MORIN*** et Jean **DELFAUD****

RESUME. - L'érosion des reliefs hercyniens a alimenté, au Permien, une sédimentation continentale puissante, particulièrement bien connue dans le Bassin du Bas-Argens.
Dans ce bassin intramontagneux le détritisme est guidé par trois facteurs principaux: **la tectonique** post-orogénique qui engendre une forte subsidence, **le volcanisme** puissant, acide et basique, et **le climat** tropical chaud qui s'aridifie peu à peu.
Ce contexte géodynamique s'exprime dans la pétrographie. L'évolution méga-séquentielle traduit un affinement progressif des dépôts en rapport avec l'usure des reliefs bordiers. **Les données sédimentologiques** permettent d'opposer le matériel grossier et hétérogène des bordures, originaire du socle, au matériel fin du centre du bassin; les apports volcaniques rajeunissent périodiquement les produits; **les paramètres géochimiques** reflètent eux aussi l'origine des apports. L'évolution de l'ensemble de ces données traduit l'augmentation de la basicité en liaison avec le comblement du bassin et le développement des faciès confinés.
Le remplissage de ce bassin représente un modèle de molasses rouges déposées à la fin de l'orogenèse hercynienne dans un bassin intramontagneux, encore actif, au pied de reliefs en voie d'érosion.

ABSTRACT. - During the Permian, hercynian reliefs have fed thick continental sedimentation which is particularly well known in the Bas-Argens basin.
In this intermontane basin, detritism is led by three factors: late orogenic **tectonic** which produces strong subsidence, thick **volcanism** and warm tropical **climate** which becomes more and more arid. The dynamic context is expressed in petrography. The mega sequential evolution translates more and more fine deposits correlatively with erosion of reliefs. **Sedimentological studies** show coarse and heterogeneous products on the sides and fine deposits in the center basin; from time to time volcanic products make younger the stock; **geochemical parameters** reflect the origin of the sediments. Evolution of those factors shows the increase basicity when the basin fills and the confined facies expand.
The filling up of the basin represents a model of red molasses which are deposed at the end of hercynian orogenesis, in still active intermontane basin situated at the foot of eroded mountains.

Au Nord du Massif des Maures se développent des bassins permiens sécants sur les structures hercyniennes (BAUDEMONT 1985). Ce sont des bassins tardi-orogéniques, encore affectés par les mouvements tardi-hercyniens et remplis par une épaisse série rouge continentale entrecoupée d'un volcanisme puissant (BOUCARUT 1971). On reconnaît dans la "Dépression permienne" trois bassins principaux qui sont, d'Ouest en Est (fig. 1): le Bassin du Bas-Argens, le Bassin du Luc et le Bassin de Toulon-Cuers. Leur étude a été reprise dans une thèse récente (TOUTIN 1980). Nous décrirons le Bassin du Bas-Argens dont la géométrie est complète et qui constitue un bon modèle permettant de saisir les facteurs qui régissent le détritisme (fig. 2).

* Université de Nice, Géologie-Géochimie, UA 725, 06034-Nice Cédex
**Université de Pau, Géodynamique des bassins, 64000-Pau

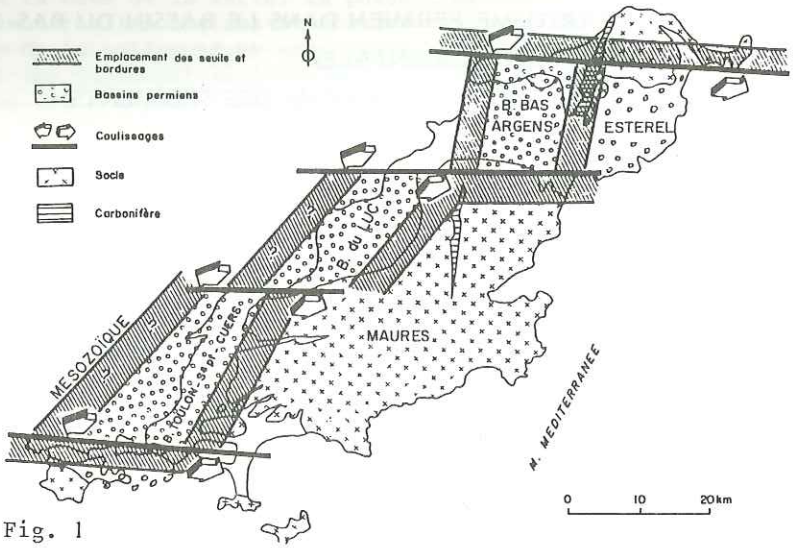


Fig. 1

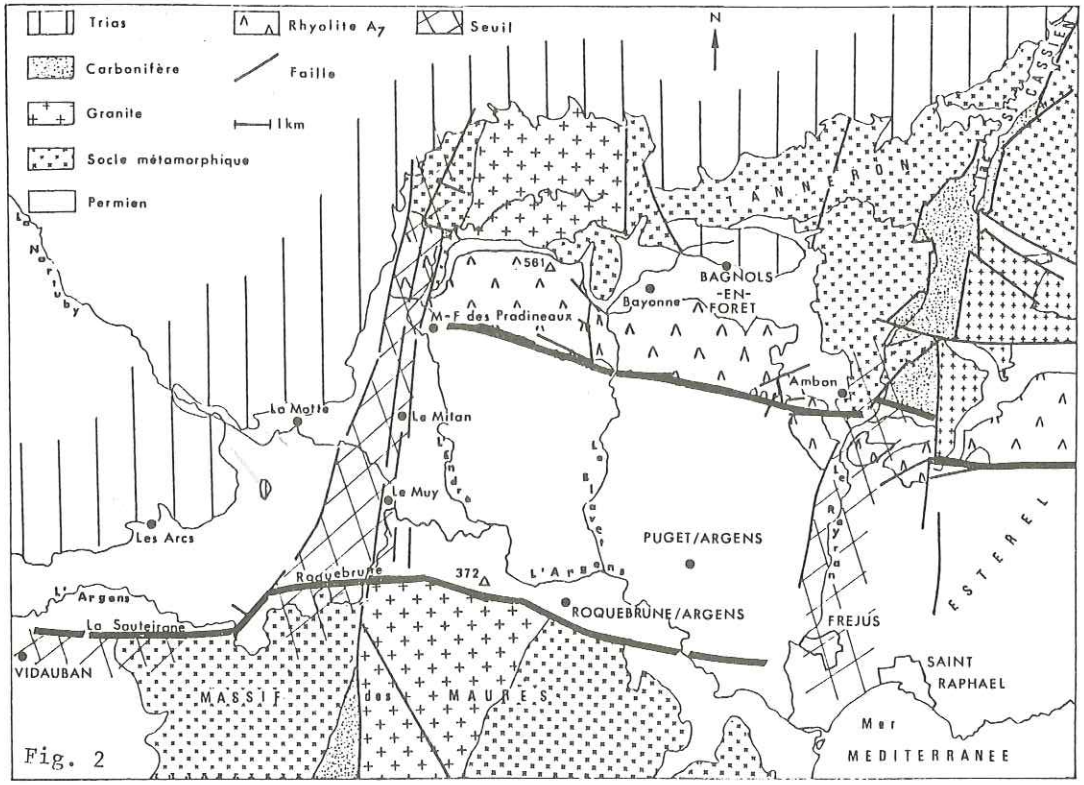


Fig. 2

I. Le contexte géodynamique

Une interprétation des structures existantes permet de modéliser ce bassin et de reconstituer la dynamique tant de son cadre structural que du remplissage (TOUTIN et DELFAUD 1982, 1984).

A - Type de bassin. C'est un bassin intramontagneux, au sens de PERRODON (1969) et de DELFAUD (1984). Il est de forme rhomboèdrique; il est rempli par une série continentale arrachée aux reliefs qui viennent juste d'être édifiés. La subsidence est forte (plus de 1600m de série), ce qui est classique dans un bassin mobile. Le dépôt-centre migre du Nord vers le Sud.
Comme dans tous les bassins intramontagneux qui succèdent à une orogenèse, le volcanisme est important. Ce sont des coulées tour à tour rhyolitiques et basiques, souvent reprises en sédiments volcano-sédimentaires. La coulée la plus importante est la classique rhyolite A7, épaisse de 50 à 300m, datée de 270 MA. Elle s'intercale dans la sédimentation mais ne modifie pas l'agencement séquentiel d'ensemble.

B - Le remplissage. C'est une sédimentation continentale rouge, de type red bed (TURNER 1980). Elle comprend de multiples séquences de 2è ordre qui correspondent à des dépôts bien caractérisés: coulées boueuses, cônes torrentiels, système fluviatile en tresses, puis à méandres, playas confinées avec flaques palustres et lacustres (fig. 3).

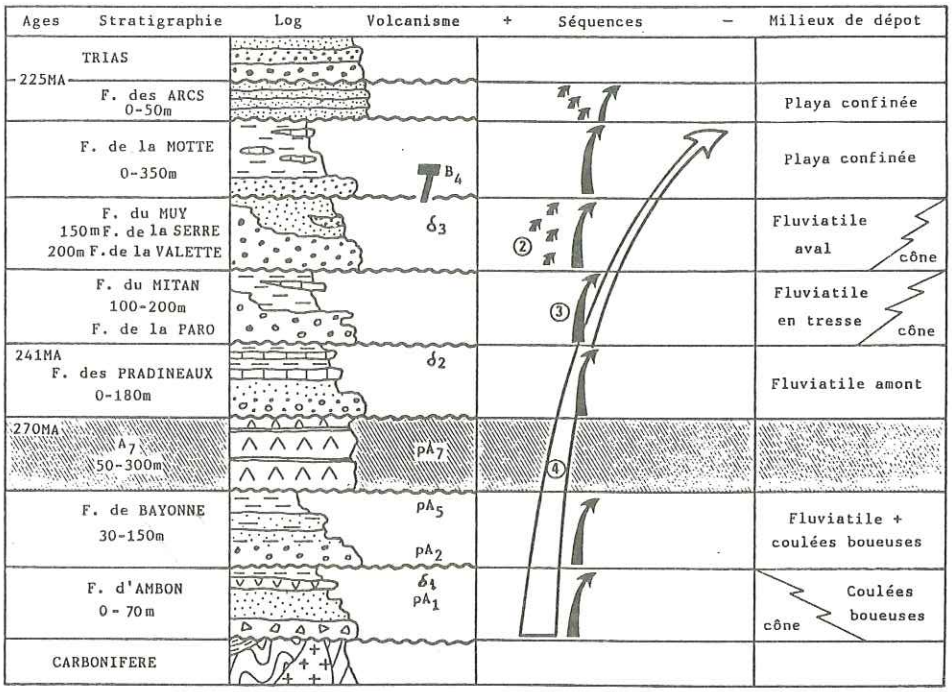


Fig. 3 : Succession stratigraphique dans le Bassin du Bas-Argens

.Verticalement, ces milieux se succèdent dans l'ordre décrit ci-dessus, ce qui traduit une réorganisation du transport: rivières chenalisées succédant aux coulées boueuses en masse, puis comblement du bassin, avec faciès fins. Les sédiments sont alors grossièrement granodécroissants. Leur affinement doit être mis en relation avec la pénéplanation des reliefs bordiers.

.Horizontalement, les faciès sont également organisés, les sédiments grossiers à blocs et galets étant situés sur les bordures, aux pieds des reliefs nourriciers. Soulignons l'importance des cônes torrentiels qui accompagnent une mobilisation des bordures. Ces édifices sont situés d'abord sur la bordure nord (Bayonne), puis sud (Roquebrune). Ce mouvement accompagne et souligne le basculement qui déplace le dépôt-centre.

C - Tectonique. Il s'agit d'une tectonique synsédimentaire qui désorganise la chaîne hercynienne. Les mouvements sont essentiellement en extension et en transtension, avec des déplacements relatifs très faibles.

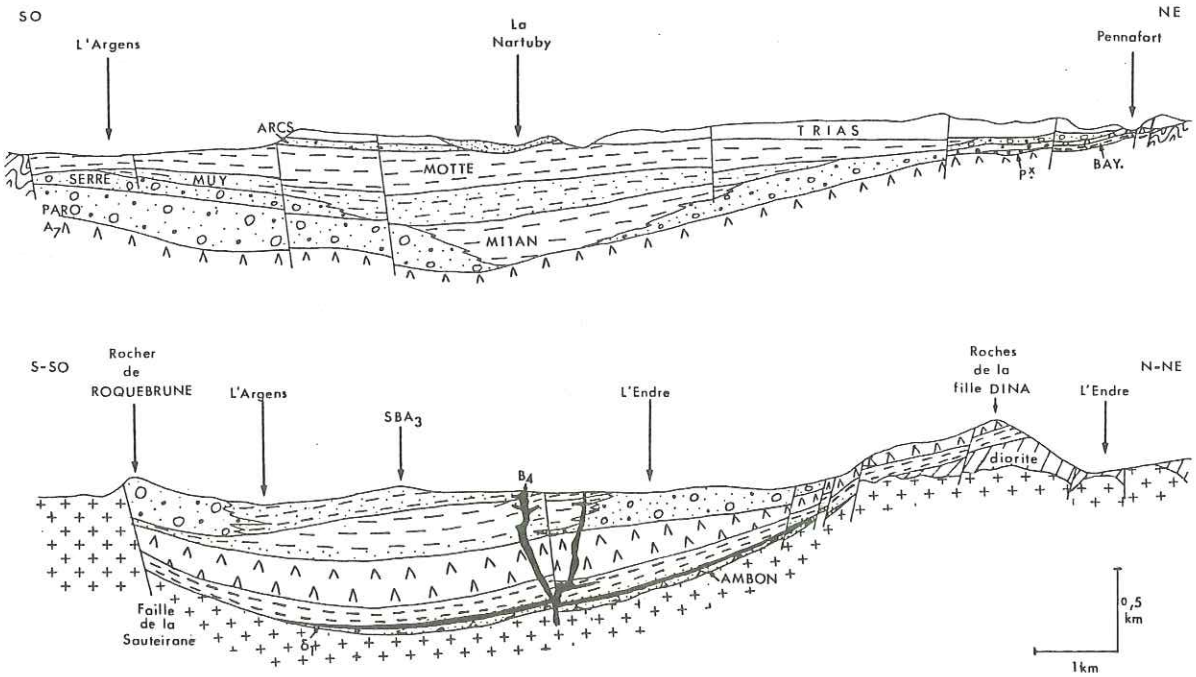


Fig. 4 - Coupes Nord-Sud à travers le Bassin du Bas-Argens.

.Une coupe NS (fig. 4) montre le jeu des failles normales orientées EO qui limitent le bassin et qui sont soulignées par des cônes torrentiels. La subsidence est ainsi guidée par la tectonique, bien que l'activité volcanique intense suppose également des évolutions thermiques.

.Une exploration par sondages a montré l'existence de seuils transverses, d'orientation NS. Ces horts ont joué pendant la sédimentation, selon des modalités complexes (paléorelief du Reyran à l'Est, seuil du Muy dans le bassin; le seuil de Vidauban, à l'Ouest, est d'orientation EO).

D - Le climat. La rubéfaction intense est associée à une situation de piémont montagneux très arrosé. Les critères géochimiques suggèrent un climat tropical chaud, peu agressif, mais très humide (rivières importantes). Ce climat connaît une aridification progressive à l'approche du Trias (asssèchement des flaques lacustres, puis apparition des traces d'éolisation sur les grains et de regs à dreikanters).

Tels sont les grands traits de la dynamique du bassin qui vont engendrer des facteurs particuliers de la sédimentation. Leurs caractéristiques s'expriment dans la pétrographie des sédiments, monotones en apparence, variés dans le détail.

II. Caractréristiques pétrographiques du remplissage continental

Les sédiments sont fondamentalement des lutites rouges entrecoupées de corps détritiques grossiers (brèches, conglomérats, grès) dont la richesse en feldspaths rappelle les arkoses originelles.

A - Agencement séquentiel. Nous avons procédé à une décomposition séquentielle de cette série (fig. 3). L'ensemble constitue une séquence de 4è ordre, comprise entre deux discordances, tectonique à la base, paléogéographique au sommet (arrivée du Trias conglomératique). Chaque formation correspond à une séquence de 3è ordre, grano et stratodécroissante. Ce sont des séquences de comblement qui se terminent toujours par des sédiments fins de playas balayées par le vent. Elles sont délimitées par des surfaces de ravinement d'extension régionale. L'énergie décroît depuis un pôle détritique (coulées boueuses, cônes, fleuves) jusqu'au dépôt de lutites par décantation. Dans le détail, les apports détritiques s'organisent en séquences mineures (2è ordre) qui sont strato et granodécroissantes, à l'exception de cônes dont la polarité est inverse.

B - Granulométrie. Les courbes granulométriques montrent une évolution verticale, liée à l'organisation du système de transit:

- à la base, les coulées boueuses sont fréquentes et le sédiment est mal classé (Formation d'Ambon);
- puis les sédiments sont assez bien classés et de granulométrie moyenne (Formation de Bayonne);
- à nouveau le sédiment dévient plus grossier et mal classé (Formation des Pradineaux et du Mitan), puis il s'affine dans les formations du Muy et de la Motte (fig. 5) avec la superposition des actions fluviatiles et éoliennes.

Ainsi, après le démantèlement sur place du socle, un système fluviatile s'installe. Il apporte des sédiments fins et bien classés provenant de l'Est et se déposant successivement au Nord du bassin (Formation des Pradineaux), puis au centre et à l'Ouest (Formations du Mitan et du Muy). Des apports plus grossiers, correspondant à des cônes, se manifestent dès la formation des Pradineaux; la source est située au Sud (socle des Maures).

C - Morphoscopie. Bien que les quartz ne constituent qu'une faible partie (24 à 40%) du sédiment, leur aspect confirme les mécanismes de transport déjà évoqués.

- Les quartz non usés, ou cassés, sont fréquents surtout à la base. Le faible transport est confirmé par la présence d'individus qui présentent encore des portions de faces originelles des cristaux.
- Les grains émoussés luisants se multiplient dans les assises fluviatiles. Ils atteignent un pourcentage de 65% dans la formation de Bayonne.
- Dès les formations du Mitan et du Muy, les actions éoliennes sont attestées par l'augmentation du nombre de grains picotés, puis rond mats.

D - Les minéraux lourds. Ils se répartissent en 4 associations: les minéraux ubiquistes, les minéraux de métamorphisme, les minéraux volcaniques, les "micas". Les variations verticales et horizontales sont multiples, liées aux conditions de transport et aux apports volcaniques, mais il n'y a pas de différences significatives dans les apports provenant des deux socles (nord et sud). Verticalement (fig. 6), on peut distinguer trois zones: à la base, des niveaux riches en minéraux de métamorphisme ou éruptifs, au milieu, une zone enrichie en ubiquistes, au sommet, une concentration de micas (Formation du Muy).

Ces stocks ont chacun leur histoire: les minéraux métamorphiques sont arrachés aux socles bordiers, certains minéraux éruptifs proviennent de vieilles coulées (surtout basiques). Les minéraux ubiquistes, en particulier le zircon, ont une double signification: soit des apports lointains ayant subi une longue évolution, soit le démantèlement de coulées volcaniques de type rhyolitique. Enfin, les minéraux micacés résultent de l'érosion rapide du socle ou de coulées. Leur accumulation est d'origine mécanique: étant très flottables, ils restent longtemps en suspension et ne se déposent qu'avec les sédiments fins.

Ainsi, la variété des minéraux lourds confirme la complexité des apports ayant comblé le Bassin du Bas-Argens.

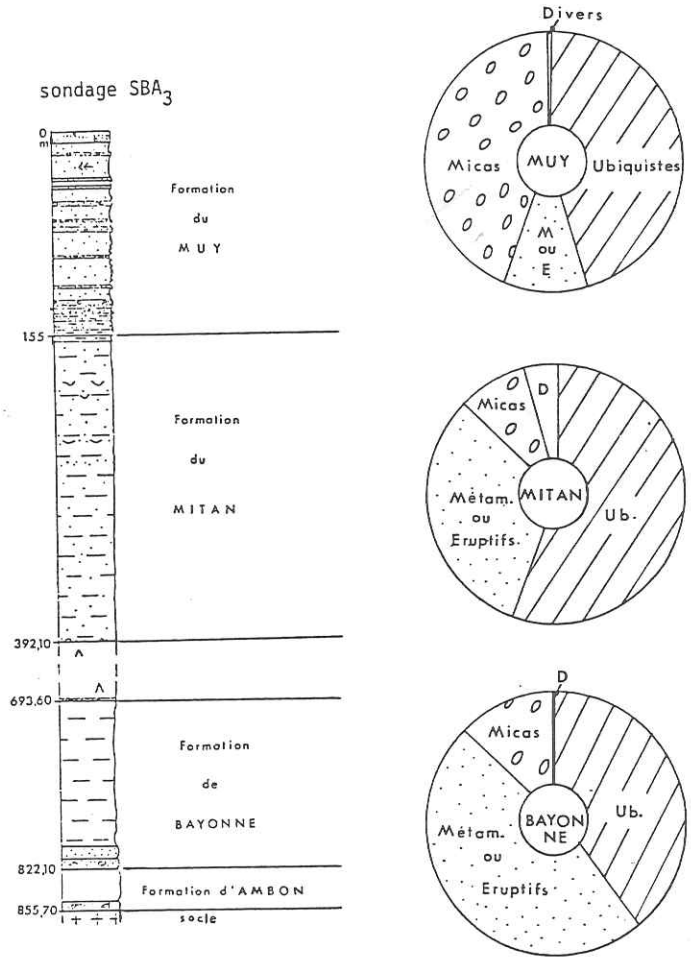


Fig. 5

Répartition des familles de minéraux lourds dans les formations de Bayonne, du Mitan et du Muy.

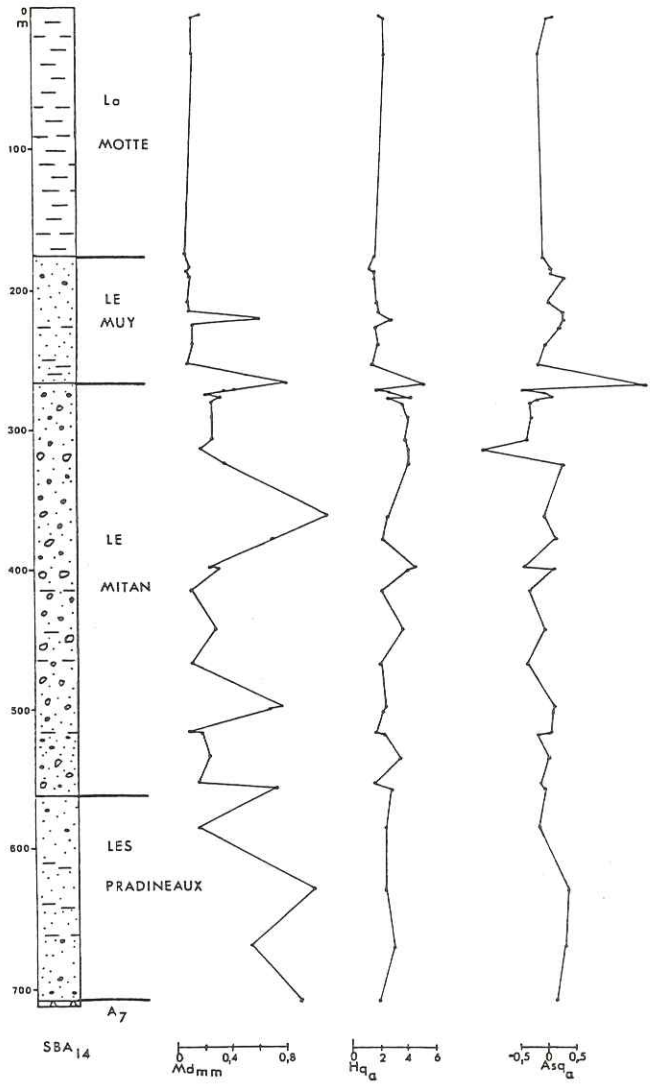


Fig. 6

Evolution de la médiane (Md), de l'hétérométrie (Hq) et de l'asymétrie (Asq), en fonction de la colonne stratigraphique.

E - Minéraux argileux. Leur variété s'explique également par les multiples apports évoqués ci-dessus. La source principale, venant de l'Est, fournit des minéraux altérés, interstratifiés, illite-montmorillonite. Ces minéraux s'agradent dans le centre du bassin pour former de l'illite: c'est le minéral prépondérant. Il est lié à un climat rubéfiant non agressif, qui engendre des sols légèrement basiques avec dépôt de croûtes calcaires. Deux minéraux s'ajoutent à ce stock: la kaolinite, héritée ou provenant du lessivage en altitude des reliefs bordiers et la montmorillonite néoformée dans les cuvettes confinées . Les apports volcaniques alimentent également la formation de la montmorillonite.
Au total, nous retrouvons les caractéristiques d'une sédimentation rouge de piémont, à illite dominante associée à des minéraux qui se forment en différents points d'une toposéquence très étagée du point de vue altitudinal.

F - Oligo-éléments. On peut distinguer 4 associations qui prédominent tour à tour (fig. 7).

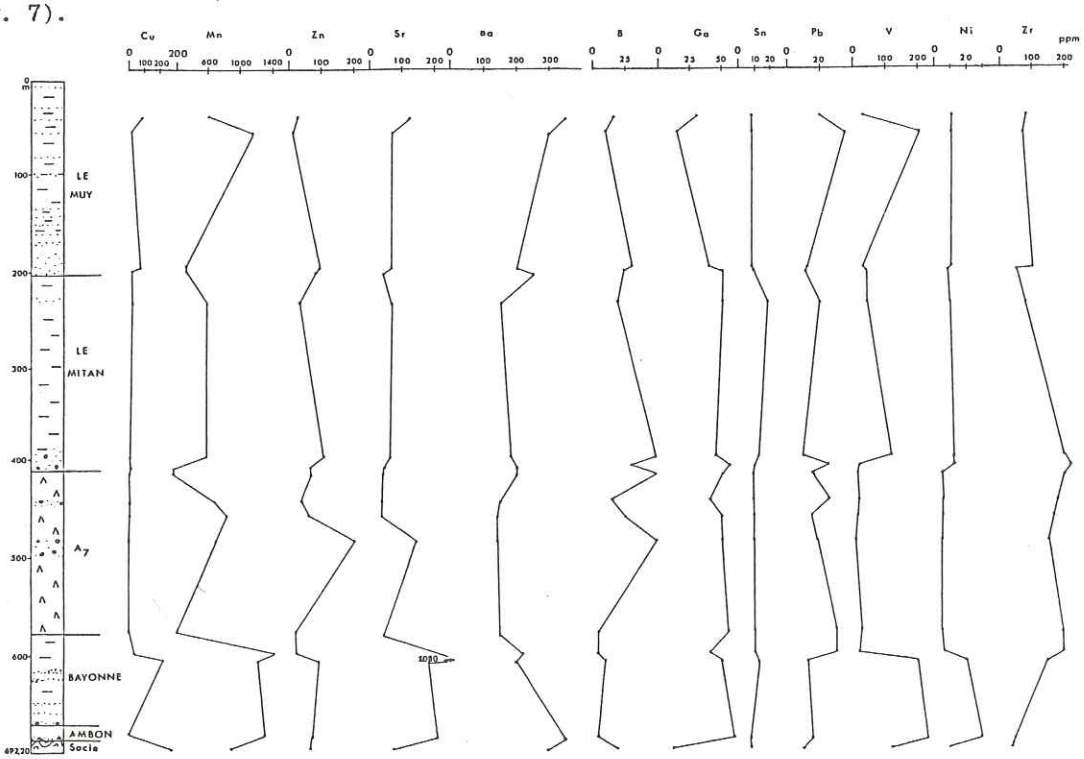


Fig. 7 - Variations des teneurs en Cu, Mn, Zn, Sr, Ba, B, Ga, Sn, Pb, V, Ni et Zr dans le sondage SBA_1.

- Le détritisme du socle est représenté par le Nickel, le Vanadium et le Manganèse, abondant dans les arènes peu évoluées de base de série, surtout en ambiance oxydante.
- Les apports volcaniques, particulièrement importants avec la rhyolite A7, provoquent un enrichissement en Etain, Zinc, Zirconium et Bore.
- Le chimisme du milieu est très modéré. Etant en environnement continental, les teneurs en Bore sont faibles (90ppm) en dehors des apports volcaniques. Le Strontium et surtout le Barium accompagnent la sédimentation carbonatée lacustre.
- Les milieux confinés du sommet concentrent le Cuivre et le Plomb, indicateurs de conditions réductrices.

Ce sont là les associations classiques d'un limon rouge à illite; il s'y ajoute les apports importants liés au volcanisme qui imposent leur cachet à tout le cortège des oligo-éléments.

G - Les facteurs essentiels. Le remplissage du bassin fut trop rapide pour que les différents types d'apports évoluent en un sédiment homogène. On retrouve donc les caractéristiques des facteurs essentiels qui ont conditionné cette sédimentation (fig. 8).

Formations	Caractères pétrographiques	Granulométries	Minéraux lourds	Aspect des quartz	Argiles	Manifestations volcaniques
Les Arcs	grès à ciment calcaire	Md= 0,315 mm sables moyens TB classés	Zr, Disth. Dolomite	EL → RM RM >	I^{++}	Q ρ et lambeaux cinéritiques
La Motte	argiles lie-de-vin à passées calcaires	Md = 0,135 mm sables fins à très fins TB classés	Zr et Ap ±Disth.,Gr ,Hrnbl. Hématite Prehnite,céladonite	EL → RM	I^{++} $Chl^{\pm}$ $K^{\pm}$ E: ±Mt et Cor.	
Le Muy	grès, psammites, argiles , matière organique	2 populations 0,100 et 0,063 mm sables fins	micas,Ap Zr ±Gr,Hrnbl.verte ou brune, prehnite ±Gr violet micas	EL ↔ RM EL >	I^{++} $Chl^{\pm}$ $K^{\pm}$ E: ± Mt et Cor.	Q ρ et échardes
La Serre La Valette	conglomérats conglomérats	Md = 0,315mm épandages non triés		RM > EL		échardes
Le Mitan	grès et argiles brunes	0,100 et 0,063mm + vers le sud 1,6 > Md > 0,315mm	C : Zr, Ap Gr.,Hrnbl. SE : micas Ap,Zr,Gr violet micas, pyrite	EL ↔ RM EL >	I^{++} $Chl^{\pm}$ $K^{\pm}$ E : Mt^{+++}	Q ρ, fragments de verres et de cinérites
La Paro	conglomérats	Md = 0,315mm épandages				
Les Pradineaux	grès et argiles, calcaires à Ostracodes	N : Md = 0,063mm S : 1,6>Md>0,100	Zr,Ap ,Gr,Hrnbl. verte ou brune micas	EL ↔ RM EL >	I^{+++}	cinérites,tuffites gouttes de cendres billes de verre
Intercalations volcano-sédim. dans A_7	grès et conglomérats	0,8 >Md> 0,125mm Md = 0,315mm	Zr et au C : Disth.,Hrnbl. S : Gr		I^{++} Chl et K tr E : Mt^{++}	ρ A_7
Bayonne	grès feldspathiques et conglomérats	N : sables fins B. classés S : sables gross.	Micas, Ap. Hrnbl. ± Gr,St,Disth.	EL > NU EL ↔ RM	I^{+++} Chl^{+} $K^{\pm}$	ρ A_2
Ambon	argiles grès et brèches	0,8 > Md > 0,125mm sables plurinodaux	Olivine micas Gr ,Ap	NU	I^{+++}	δ 1 P A_1 Qρ, échardes, galets doléritiq.

Fig. 8 : Résumé des principaux résultats sédimentologiques

. Le climat était de type tropical à saisons alternées (MILLOT et al 1961). Il a guidé la pédogenèse rubéfiante, accentuée par le lessivage associé à l'existence de forts reliefs commandant le piémont. L'aridification progressive a asséché les lacs à sédimentation calcaire et augmenté le façonnement éolien.

. Le chimisme fut progressivement basique et un confinement, n'allant pas jusqu'au dépôt d'évaporites, s'est développé dans une ambiance réductrice. Toutes ces conditions furent favorables à la conservation des galets polycristallins et des feldspaths.

. Les types de transport évoluent avec cette dérive climatique. A une sédimentation fluviatile de climat humide succèdent des dépôts de playas arides. L'alternance saisonnière est attestée par de brusques coulées boueuses arrachées aux bordures très élevées.

. Les apports témoignent aussi de forts reliefs. A un matériel évolué, provenant de l'Est, se superposent des arrivées massives de matériel grossier provenant des bordures nord et sud (fig. 9). Vers le centre du bassin, dans les zones les plus subsidentes, la sédimentation s'affine. Sur les bordures, au contraire, la sédimentation est peu épaisse mais grossière, alimentée par des cônes torrentiels déposés au pied des reliefs bordiers (fig. 10).

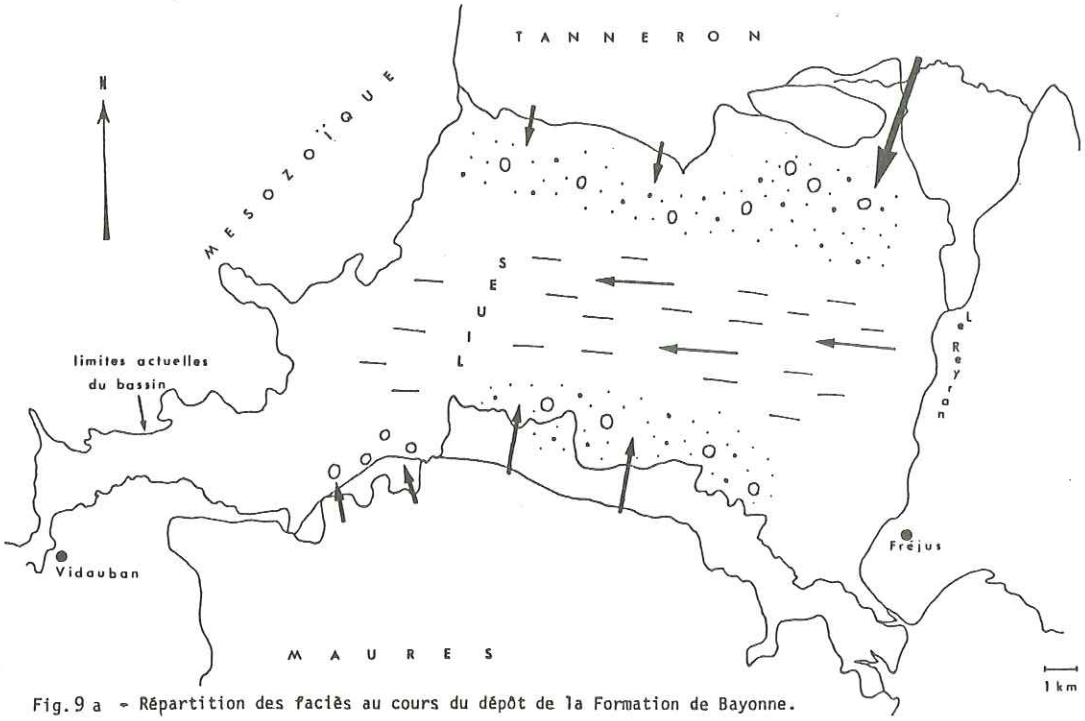


Fig. 9 a - Répartition des faciès au cours du dépôt de la Formation de Bayonne.

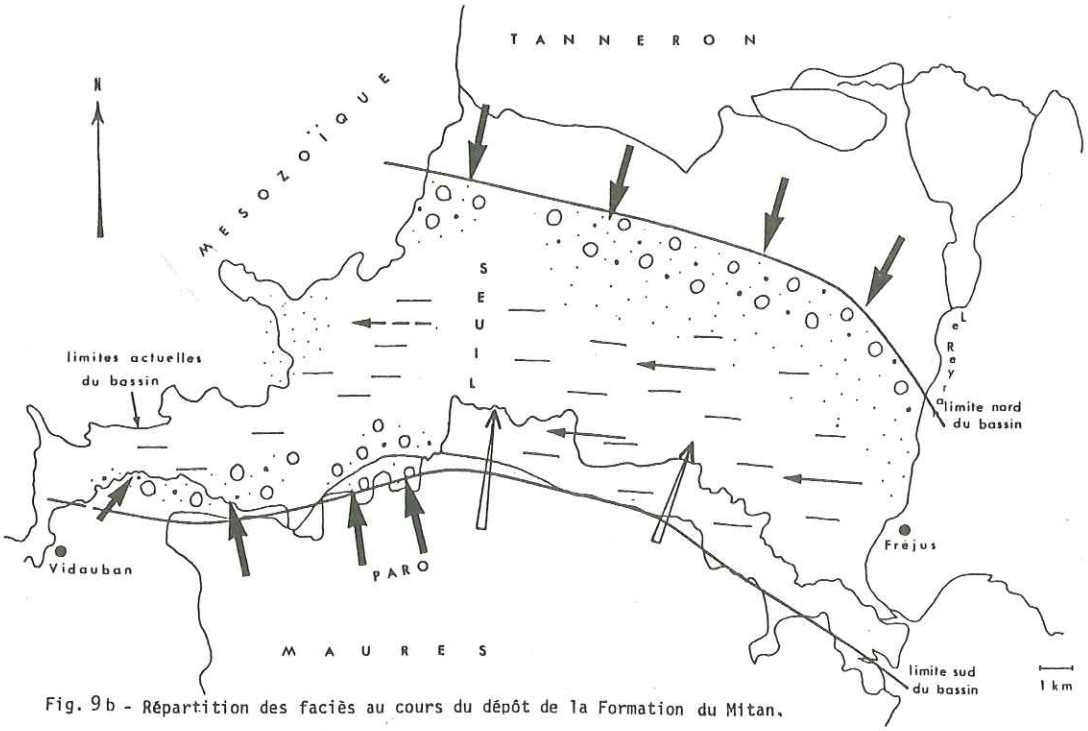


Fig. 9 b - Répartition des faciès au cours du dépôt de la Formation du Mitan.

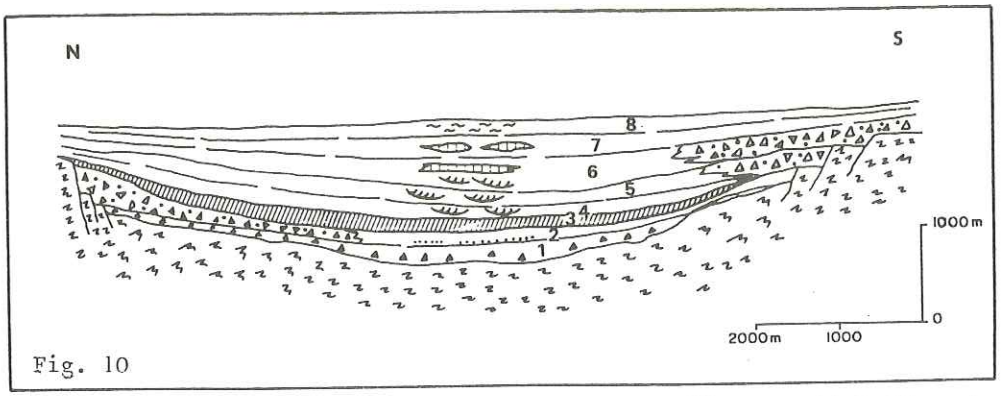


Fig. 10

.Enfin, les apports volcaniques ont joué un rôle essentiel déterminant la nature du matériel et conditionnant le chimisme des eaux.

Au total, ce sont là les caractéristiques de red beds de piémont, en climat tropical, avec des apports variés alimentés par des reliefs jeunes.

Le Bassin permien du Bas-Argens constitue donc un modèle de bassin intramontagneux rempli par une molasse post-orogénique. Ce bassin, encore actif, engendré par des failles, succède à l'orogenèse varisque. Il est très subsident et se remplit de limons rubéfiés entrecoupés d'arrivées détritiques. Le volcanisme, également actif, contribue grandement au remplissage en apportant une grande richesse de minéraux. Progressivement, cette mobilité se ralentit, parallèlement à l'usure des reliefs bordiers. Les conditions sont prêtes pour le dépôt du Trias, à la base d'un nouveau cycle orogénique.

BIBLIOGRAPHIE

BAUDEMONT D.- 1985 - Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectonosédimentaire permienne du Bassin du Luc (Var). Thèse Doct. Un. L.Pasteur, Strasbourg, 204p.

BOUCARUT M.- 1971 - Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). Thèse Doct. ès-Sciences Université de Nice, 2t., 487p.

DELFAUD J.- 1984 - Le contexte géodynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 8, 1, p.27-53.

MILLOT G., PERRIAUX J. et LUCAS J.- 1961 - Signification climatique de la couleur rouge des grès permo-triasiques et des grandes séries détritiques rouges. Bull. Serv. carte géol. Alsace-Lorraine, 14, 40, p.91-100.

PERRODON A.- 1969 - Esquisse d'une géologie dynamique des bassins sédimentaires. Sc. de la Terre, 14, 4, p.301-328.

TOUTIN N.- 1980 - Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse Doct. ès-Sciences Université de Nice, 2t., 594p.

TOUTIN N., DARS R. et DELFAUD J.- 1982 - Un bassin continental post-orogénique: le bassin permien du Bas-Argens (Var). 9è R.A.S.T. Paris, p.608.

TOUTIN-MORIN N. et DELFAUD J.- 1984a - Evolution du remplissage continental du bassin tardi-orogénique du Bas-Argens (Provence, France). 5è congrès européen Sédimentologie Marseille, p.439-440.

TOUTIN-MORIN N. et DELFAUD J.- 1984b - Un modèle de bassin continental intramontagneux tardi-orogénique: Le Permien du Bas-Argens (Var, France). 27è congr. géol. internat. Moscou, S.01.2.3., vol.I, p.195-196.

TURNER P.- 1980 - Continental red beds. Dev. Sedimentol., 29, 562p.

CONVERGENCE DE FACIES ET PALEOENVIRONNEMENTS DANS LES BASSINS SEDIMENTAIRES DU PERMIEN SUPERIEUR DE L'ARGENTERA-BARROT ET DE PROVENCE ORIENTALE.

Par Charlotte **VINCHON*** et Nadège **TOUTIN-MORIN****

RESUME. - Les séries permiennes du Sud Est de la France présentent une forte convergence de faciès lithologiques, associée à une convergence des processus de mise en place.

La **série stratigraphique** du Barrot est choisie pour décrire les trois faciès principaux que l'on observe dans le Permien: faciès silto-argileux des formations du Cians et de la Roudoule (éoliens et lacustres), faciès conglomératiques et gréseux de la formation de Léouvé (coulées boueuses et dépôts fluviatiles). Différents degrés d'analogie peuvent être établis avec les ensembles permiens de l'Argentera et de Provence orientale où des milieux de dépôts similaires donnent des faciès voisins, modulés par des facteurs locaux.

Le **climat** et la **tectonique** sont les facteurs dominants de la sédimentation. Ils agissent en tant que facteurs d'uniformisation et de différenciation.

Le climat, chaud et semi-aride, à périodes sèches et humides alternées, induit des faciès très contrastés tels que les coulées boueuses, très grossières, ou des sédiments très fins, éoliens et lacustres.

Le régime géodynamique distensif crée des grabens asymétriques et le soulèvement des marges alimente irrégulièrement les bassins subsidents. La dimension des bassins et l'activité différentielle des marges régissent la distribution des corps sédimentaires et modulent la rapidité du comblement.

ABSTRACT. - Permian succession in south-eastern France show a strong convergence of their lithological facies, related to similarity in depositional processes.

The stratigraphic sequence in Barrot has been chosen to represent the three major facies encountered in the Permian: the siltstones and claystones of the **Cians** and **Roudoule formations** (deposited in aeolian and lacustrine environment) and the conglomerates and coarse sandstones of the **Léouvé formation** (deposited by mud flow or fluviatile processes). Degrees of analogy can be established with the Permian of Argentera and eastern Provence, from facies identity (St Sauveur-Argentera and Cians-Barrot) to facies similarities.

Climate and **tectonic** are the major factors governing Permian sedimentation, leading to both uniformity and differentiation factors.

The climate was hot and semi-arid, with alternating wet and dry periods leading to the deposition of highly contrasted facies such as mud-flow, and aeolian/lacustrine fine sediments.

The extensional tectonic setting result in asymetrical grabens whose uplifted margins irregularely fed the subsiding basins, progressively filling the basin. Basin size and differential movement of the margin basin govern the distribution of sedimentary bodies, and the rate of filling, giving each basin its particular character.

* B.R.G.M./GEO, BP 6009, 45060-Orléans Cédex 2
** Université de Nice, Géologie-Géochimie, UA 725, 06034-Nice Cédex

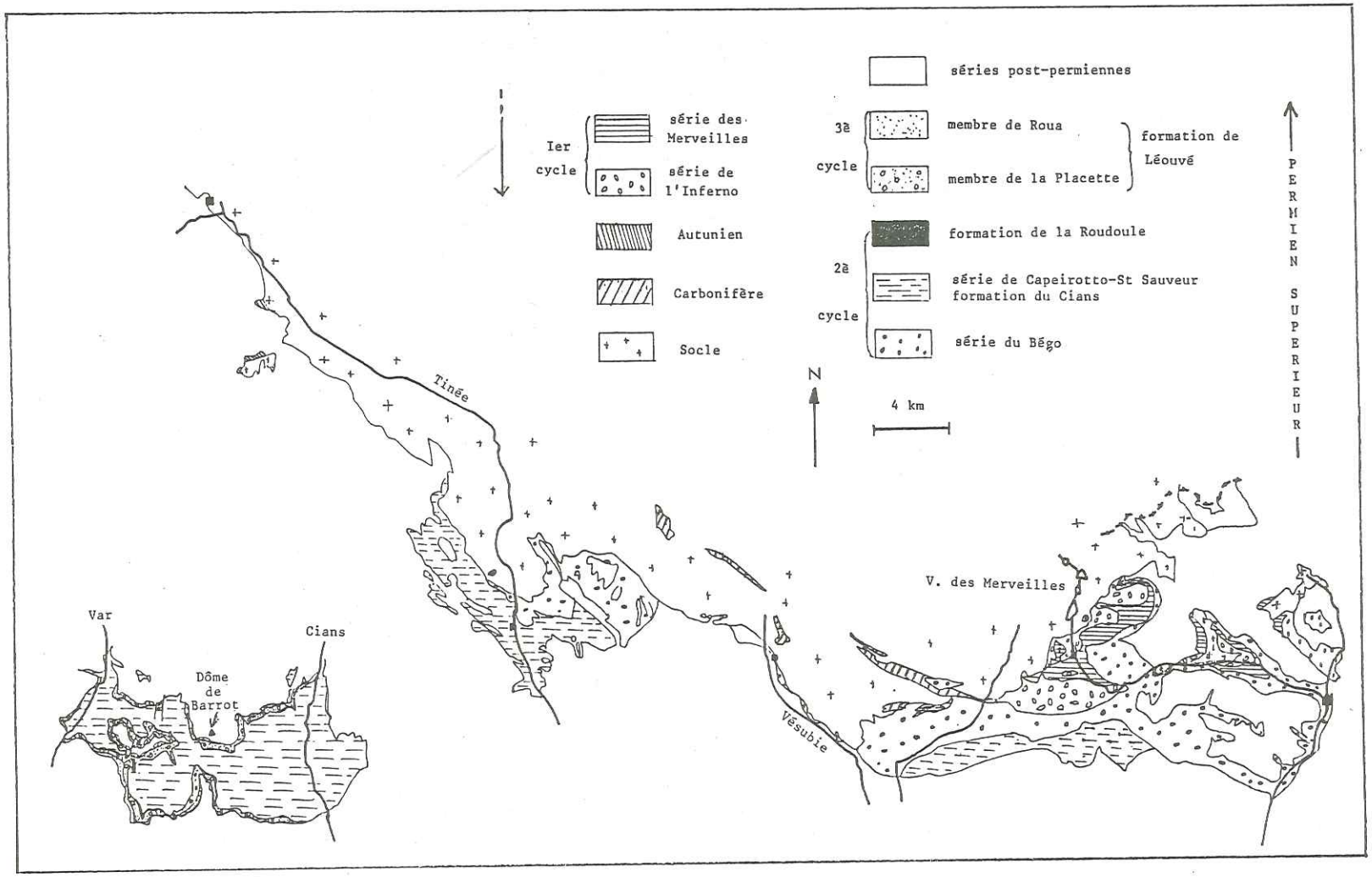


Fig 1a Carte géologique simplifiée des ensembles permiens du Barrot Argentera

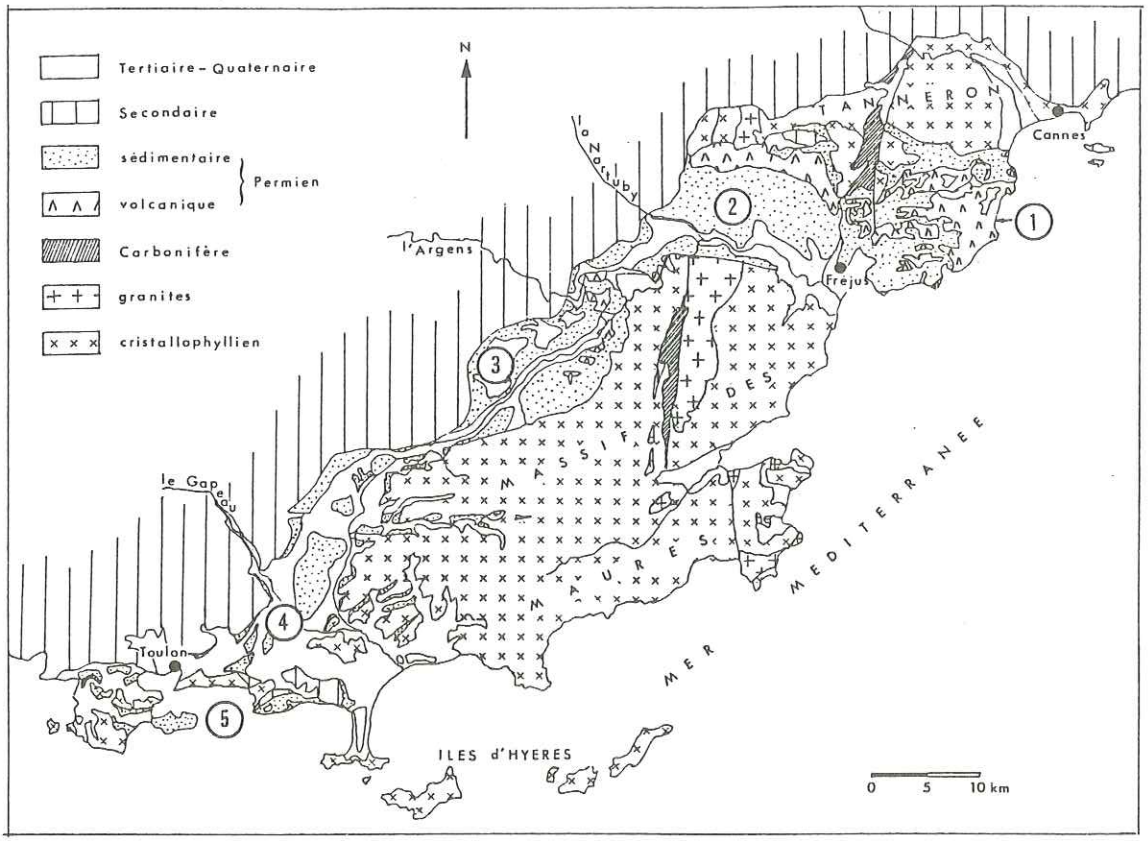


Fig. Ib CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA PROVENCE ORIENTALE

1 Estérel, 2 Bas-Argens, 3 Luc, 4 Solliès Pont-Cuers, 5 Toulon

INTRODUCTION

Les ensembles permiens du SE de la France (figure la et b) peuvent être décrits à partir de trois faciès principaux, à savoir, les conglomérats, les grès et les faciès silto-argileux. L'organisation séquentielle de ces faciès et leurs variations pétrographiques (contenu, texture, granulométrie) permettent de définir des cycles sédimentaires majeurs au sein de chaque ensemble: les massifs permiens du Barrot et de la bordure sud de l'Argentera correspondent à un unique ensemble s'ouvrant progressivement vers le Sud Ouest et dans lequel se sont déposés successivement trois cycles sédimentaires majeurs (Vinchon 1984). Les bassins du Var sont de dimension plus restreinte et ont enregistré jusqu'à cinq cycles sédimentaires (Toutin 1980).

Peu de corrélations stratigraphiques sont possibles entre ces ensembles (Vissher et al 1974) mais il apparaît cependant une grande convergence de faciès, liée à une convergence des processus de mise en place: ces bassins continentaux fonctionnent individuellement mais sont régis par les mêmes facteurs de sédimentation.

Le massif permien du Barrot présente les trois types de faciès qui caractérisent le Permien du Sud Est; ils sont décrits et interprétés ici selon leur succession stratigraphique (figure 2) et comparés avec leurs homologues dans les ensembles permiens voisins. On définit ensuite les facteurs de sédimentation qui interviennent dans l'homogénéisation et/ou dans la différenciation des faciès.

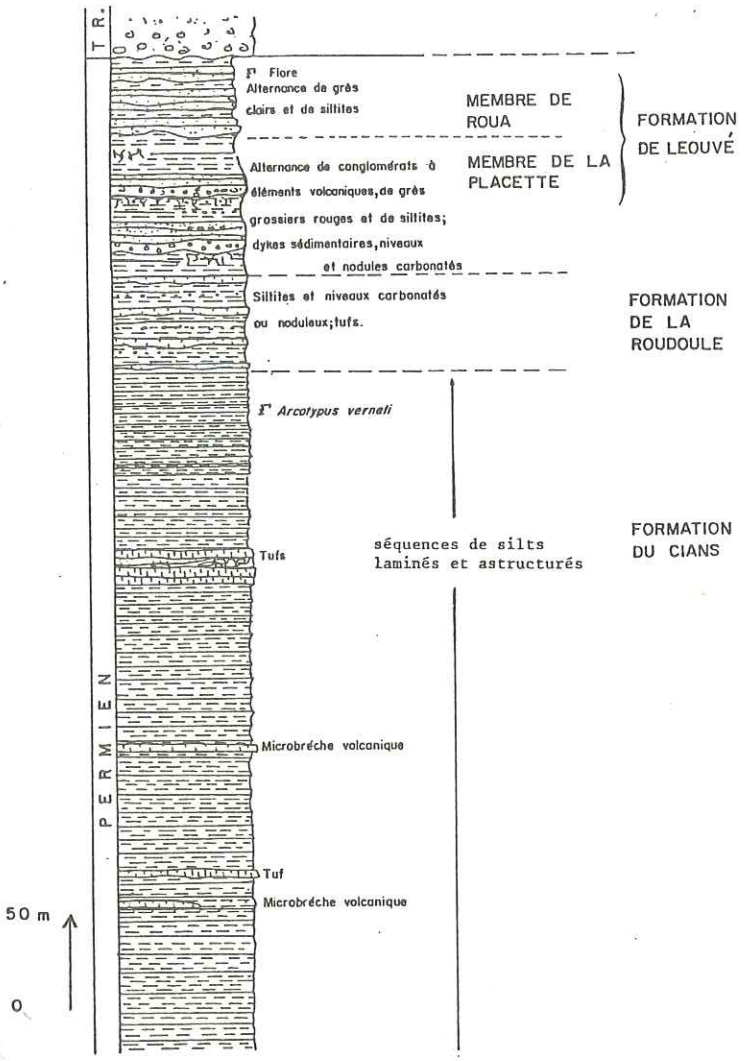


Fig. 2 - STRATIGRAPHIE DE LA SERIE PERMIENNE DU DÔME DE BARROT

I. LES FACIES DU DOME DE BARROT

I.1 Faciès silto-argileux: Formations du Cians et de la Roudoule

I.1.1 Formation du Cians

a) Description:

Cette formation, épaisse d'environ 450m, est composée d'une succession de séquences, de quelques décimètres à quelques mètres. Chacune est constituée de deux termes silto-argileux: le premier est astructuré; le second est laminé, avec de nombreuses figures de sédimentation et de compaction, et est recoupé par des polygones de dessiccation; ces termes laminés sont parfois remaniés sous forme de galets mous à la base de la séquence suivante.

L'analyse des successions séquentielles en termes d'épaisseur (Vinchon 1984) permet de définir un taux de sédimentation relatif variable, d'abord lent et régulier, puis plus rapide et plus saccadé. L'homogénéité des faciès lithologiques permet d'éliminer le paramètre "alimentation" et d'établir des corrélations entre le taux de sédimentation et le phénomène de subsidence. Au sommet de la formation du Cians, le taux de sédimentation relatif varie latéralement et témoigne d'une topographie irrégulière du milieu de dépôt, avec un faible dénivelé entre la bordure et le centre du bassin.

b) Processus de mise en place (figure 3):

Deux hypothèses se présentent pour expliquer le dépôt du terme peu structuré, voir astructuré, de la base de la séquence: l'hypothèse d'un dépôt sous aquatique implique une certaine profondeur sous le niveau d'influence des vagues (68m d'après Forstner et al , 1968), une destruction de toute lamination par des bioturbations et la dégazéification de la matière organique. Ces différentes conditions cadrent peu avec le retour cyclique de conditions d'émersion et l'épaisseur métrique du terme considéré. La seconde hypothèse est celle d'un dépôt éolien, de type "loess désertique", défini comme astructuré (Reineck et al , 1973), très peu consolidé et très poreux.

Le terme laminé s'est déposé par décantation, sous une faible tranche d'eau. Dans l'hypothèse d'une mise en place éolienne du terme astructuré, le terme laminé résulte d'une mise en eau temporaire et cyclique, laminaire, d'origine météorique et/ou phréatique et rapidement asséchée (playa).

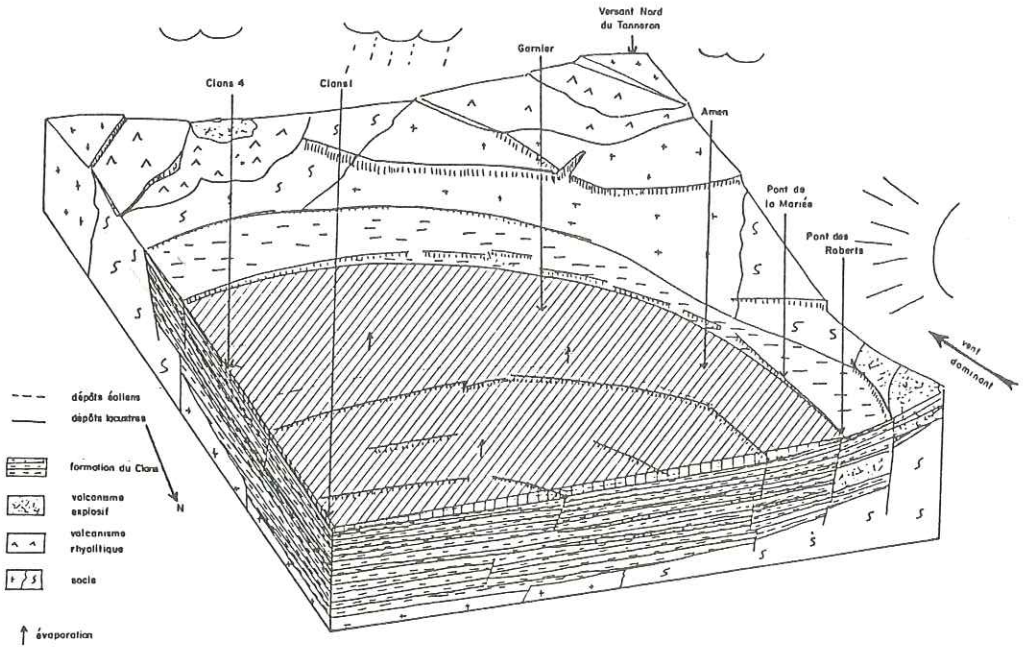


Fig. 3 - ESSAI DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE L'ENVIRONNEMENT DE DEPÔT DES SILTS LAMINES

Le matériel sédimenté provient de l'érosion de sols ferrosialitiques formés sur les reliefs voisins régulièrement surélevés en compensation du mouvement de subsidence plus accentué au coeur du bassin. Cette pédogenèse des marges, le transport éolien dominant, les mises en eau périodiques et de faible durée indiquent un climat chaud, à saisons contrastées où les périodes plus arides sont dominantes. L'altération des marges est favorisée par une surrection répétée et de faible ampleur qui renouvelle le stock de sédiments tandis que la subsidence permet leur dépôt et est partiellement responsable des inondations périodiques, par remontée de la nappe phréatique.

Quelques épisodes volcaniques et volcano-sédimentaires existent au sein de la formation du Cians (Vinchon 1984).

I.1.2 Formation de la Roudoule

Cette formation se caractérise par l'apparition de niveaux volcano-sédimentaires, de plusieurs décimètres d'épaisseur. Les sédiments encaissants sont similaires à ceux de la formation du Cians, avec cependant une plus forte irrégularité de l'épaisseur des séquences, des termes laminés discontinus et l'apparition de nodules et de lentilles carbonatés en position stratiforme. L'analyse séquentielle met en évidence un taux de sédimentation relatif plus variable des faciès silto-argileux, associé à une topographie irrégulière du bassin, dessinant un seuil et un sillon, orientés EO, au NO du bassin.

La mise en place de la formation de la Roudoule est similaire à celle de la formation du Cians, à l'exception des termes volcanogènes: les séquences éoliennes sont plus longues et la subsidence peut-être plus marquée tandis que les inondations sont plus localisées et sporadiques; les lentilles et nodules carbonatés évoquent l'existence de paléosols.

I.2 Faciès de conglomérats et de grès grossiers: la formation de Léouvé

I.2.1 Description

La formation de Léouvé représente un cycle sédimentaire tronqué, décomposable en deux ensembles: les membres de la Placette et de Roua; chacun est constitué par une succession de séquences granodécroissantes où dominent respectivement le faciès conglomératique ou le faciès de grès grossiers, en alternance avec des faciès silto-argileux.

Le membre de la Placette est caractérisé par des faciès conglomératiques, en bancs de 2 à 20m d'épaisseur, ravinants ou chenalisants sur les termes inférieurs et constitués par des galets d'origine volcanique et cristallophyllienne, de quartz et de feldspaths, hétérométriques et peu classés, avec des passées plus grossières; la matrice, très abondante, est chargée en hématite. Ces termes conglomératiques passent à des faciès de grès grossiers rouges puis à des faciès silto-argileux.

A la base des bancs conglomératiques, on observe fréquemment des dykes sédimentaires, de contour irrégulier, indépendants des bancs grossiers inférieurs, mais généralement reliés aux bancs supérieurs.

Dans le membre de Roua , les faciès conglomératiques rouges disparaissent peu à peu et ne sont plus observés que de manière récurrente dans les faciès de grès grossiers blancs, plus homométriques, où le quartz devient dominant. La teneur en feldspaths diminue beaucoup; les fragments d'origine volcanique restent nombreux. La matrice quartzo-micacée est abondante, mais bien moins chargée en fer: celui-ci se retrouve dans une phase carbonatée secondaire.

Le taux de sédimentation relatif établi à partir des épaisseurs des différents types lithologiques (Vinchon 1984) souligne l'éloignement de la zone d'alimentation située au SO du bassin et le relief très irrégulier du bassin de sédimentation avec l'existence d'un seuil EO qui limite l'extension septentrionale des faciès grossiers et qui se déplace légèrement vers le Nord pendant le dépôt du membre de Roua (figure 4).

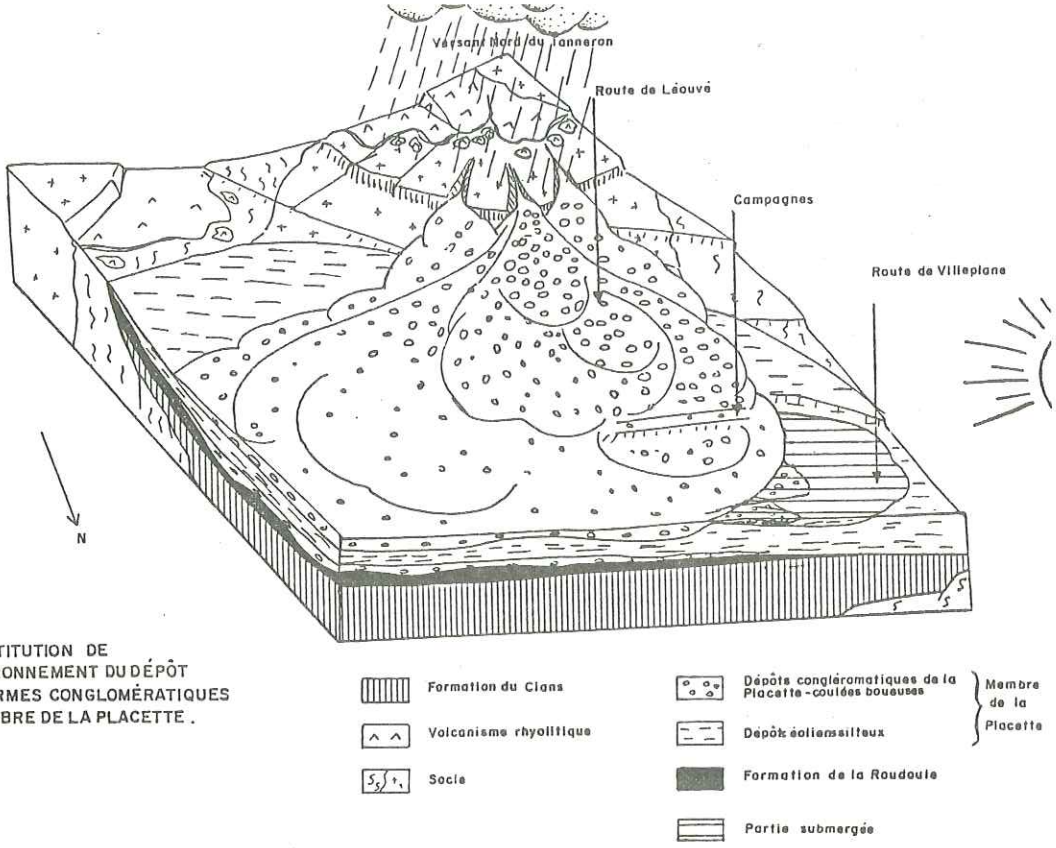


Fig. 4
RECONSTITUTION DE L'ENVIRONNEMENT DU DÉPÔT DES TERMES CONGLOMÉRATIQUES DU MEMBRE DE LA PLACETTE.

I.2.2 Processus de dépôt

La mise en place des faciès grossiers de la formation de Léouvé se fait selon un système fluviatile irrégulier; il convient cependant de nuancer ce terme car il existe des différences entre le dépôt du membre de la Placette et celui du membre de Roua.

Le matériel conglomératique du membre de la Placette est apporté au bassin sous forme de coulées boueuses (dans un milieu saturé en eau et chargé en particules fines) provoquées par des crues qui peuvent avoir une amplitude catastrophique (Conchon et al Toutin 1982) ; la mise en place est instantanée à l'échelle géologique. Entre les périodes de crues, la sédimentation silto-argileuse reprend selon les mêmes processus que pour les formations du Cians et de la Roudoule. Des périodes d'aridité prolongée peuvent avoir engendré des fentes de dessiccation très profondes, comblées de matériel grossier et immédiatement fossilisées par l'arrivée de la coulée boueuse, formant les dykes sédimentaires. L'hétérogénéité du matériel suggère un relief plus vigoureux que lors du dépôt des formations précédentes et une topographie irrégulière du bassin qui guide l'épandage du matériel grossier selon deux couloirs d'alimentation principaux, créant un relief qui limite l'extension de ces faciès vers le Nord; au-delà de ce relief se déposent des sédiments fins et carbonatés qui traduisent un certain confinement (Vinchon 1984). La tectonique est donc active bien que masquée par l'effet du climat: elle est peut-être partiellement responsable des fissures à l'origine des dykes sédimentaires et de la mise en mouvement des coulées boueuses. Le climat est très contrasté: des périodes sèches prolongées alternent avec des crises pluviométriques catastrophiques.

Le dépôt du membre de Roua traduit l'installation d'un régime fluvio-lacustre plus permanent. Encore irrégulier, il varie entre des périodes très humides, qui apportent du matériel conglomératique dans le matériel gréseux, une période humide suffisamment prolongée pour permettre l'installation d'un couvert végétal, qui amène au bassin des débris flottés, et des périodes arides peu fréquentes pendant lesquelles la sédimentation silto-argileuse reprend. La tectonique agit, comme précédemment, sur la distribution des sédiments: la mobilité du bassin est soulignée par un léger déplacement et un dédoublement du seuil, mais c'est surtout le climat plus humide qui engendre l'évolution des faciès lithologiques entre le menbre de la Placette et le membre de Roua.

II. COMPARAISON AVEC LES ENSEMBLES PERMIENS VOISINS

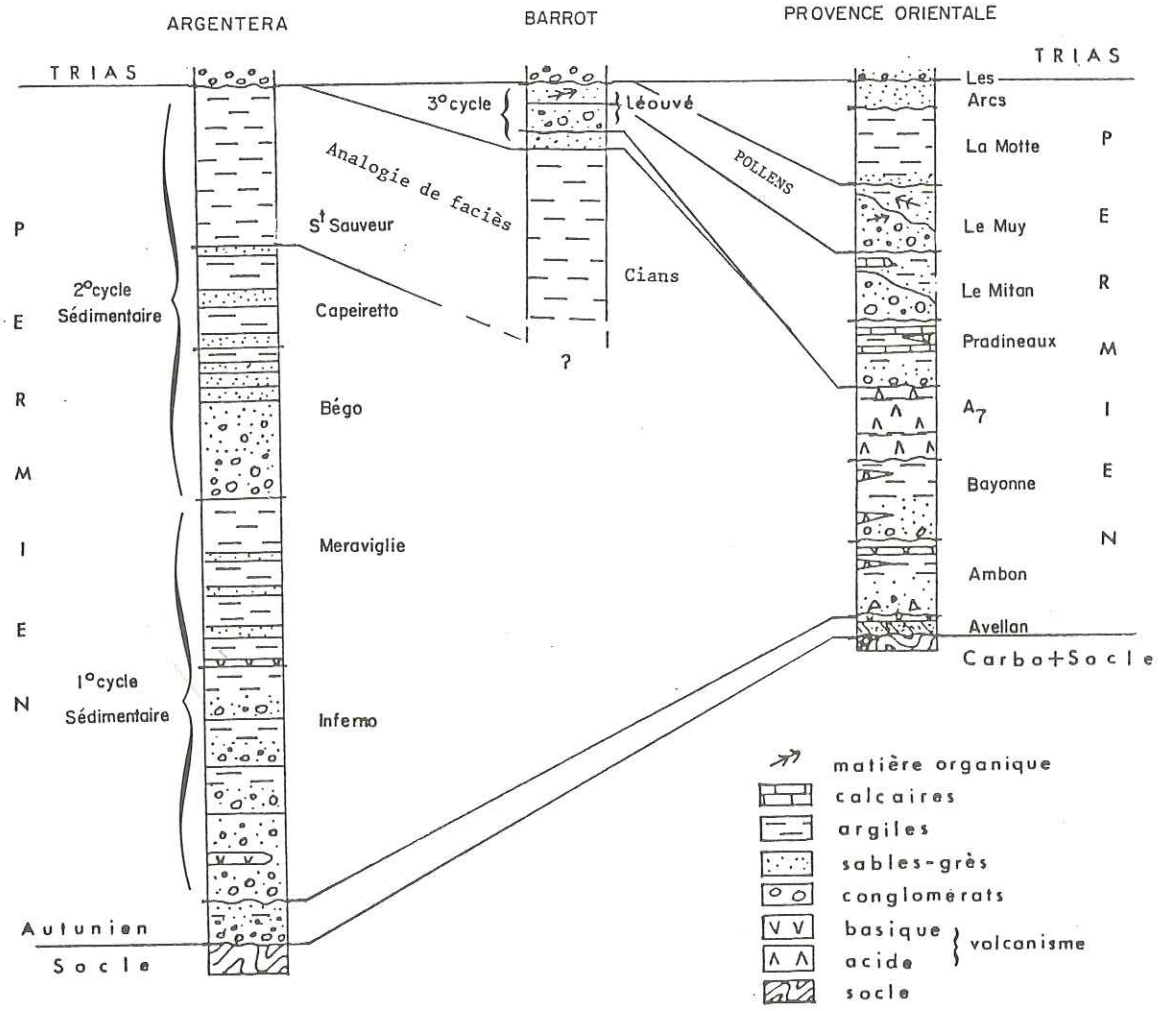


Fig. 5 – CORRELATION ENTRE LES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES PERMIENS DU SE DE LA FRANCE

Chacun des types de faciès précédemment décrits dans le massif permien du Barrot se retrouve de façon plus ou moins similaire dans les ensembles permiens voisins (figure 5). Différents degrés d'analogie peuvent être définis, depuis l'identité de faciès et de condition de dépôts qui suggère des corrélations latérales jusqu'à des convergences de faciès induites par des conditions de sédimentation proches mais modulées par des facteurs de locaux.

Il faut souligner que cette comparaison se fait en termes de faciès et n'est qu'exceptionnellement utilisable comme corrélations stratigraphiques. En effet, même entre des bassins voisins comme les bassins provençaux, la présence de seuils, les variations latérales rapides au sein d'un même bassin et entre deux bassins (augmentation du nombre de séquences sédimentaires à l'Ouest), l'importance du volcanisme à l'Est, rendent difficile ces corrélations stratigraphiques en Provence, et, à plus forte raison, avec les ensembles septentrionaux du Barrot et de l'Argentera (Vinchon et al 1984).

Aux faciès fins des formations du Cians et de la Roudoule, on peut comparer la série de St Sauveur, la partie supérieure de la série de Capeirotto et la série des Merveilles, dans les ensembles permiens de la bordure sud de l'Argentera (Faure-Muret 1955, Vernet 1963), et les termes supérieurs des formations, ou séquences sédimentaires positives, définies en Provence, au-dessus de l'ensemble volcanique A7 (Toutin 1980).

Si l'identité de faciès de la série de St Sauveur et de la formation du Cians est évidente et amène à mettre en parallèle ces deux ensembles (Vinchon 1984), elle est moins marquée pour les autres séries: la partie supérieure de la série de Capeirotto est encore chargée en matériel détritique grossier, traduisant une récurrence des dépôts fluvio-lacustres. La couleur verte de la partie inférieure de la série des Merveilles évoque un contexte de sédimentation assez confiné, lacustre, évoluant progressivement vers un contexte plus proche de celui des dépôts éoliens de la formation du Cians. En Provence, les argiles du sommet des séquences et les niveaux calcaires locaux correspondent à des milieux lacustres, palustres ou de plaine d'inondation, parfois confinés (concrétions carbonatées); à la fin du Permien, les figures d'assèchement sont nombreuses et des apports éoliens se manifestent en même temps que le climat s'aridifie peu à peu (Toutin 1980).

Aux faciès conglomératiques et gréseux grossiers de la formation de Léouvé, on peut comparer les faciès des séries de l'Inferno et du Bego, et la partie inférieure de la série du Capeirotto dans l'Argentera. En Provence orientale (Toutin 1980), la sédimentation du Saxono-Thuringien débute par une brèche de démantèlement des terrains sous-jacents: c'est une brèche de piedmont qui passe progressivement à des grès feldspathiques fluviatiles, voire torrentiels; la reprise de l'érosion du socle provoque le dépôt de conglomérats ravinants qui correspondent souvent à des coulées boueuses avant que la sédimentation fluviatile, ou même méandriforme dans le centre des bassins (points bar), reprenne. Dans ces différents ensembles, les faciès conglomératiques sont caractéristiques des coulées boueuses (galets cabrés, non jointifs); les faciès gréseux témoignent d'un confinement plus ou moins important du milieu de dépôt et de la présence d'un couvert végétal local dans la zone d'alimentation.

III. FACTEURS DE SEDIMENTATION: FACTEURS DE CONVERGENCE ET DE DIVERGENCE

Le climat et le contexte géodynamique sont les principaux facteurs qui régissent la sédimentation: ils sont, à la fois, des facteurs d'uniformisation et de différenciation.

III. 1 Uniformisation (figure 6)

La surrection des marges du bassin soumet la roche à une altération rapide, favorisée par une certaine aridité du climat. Des crises pluviométriques entraînent

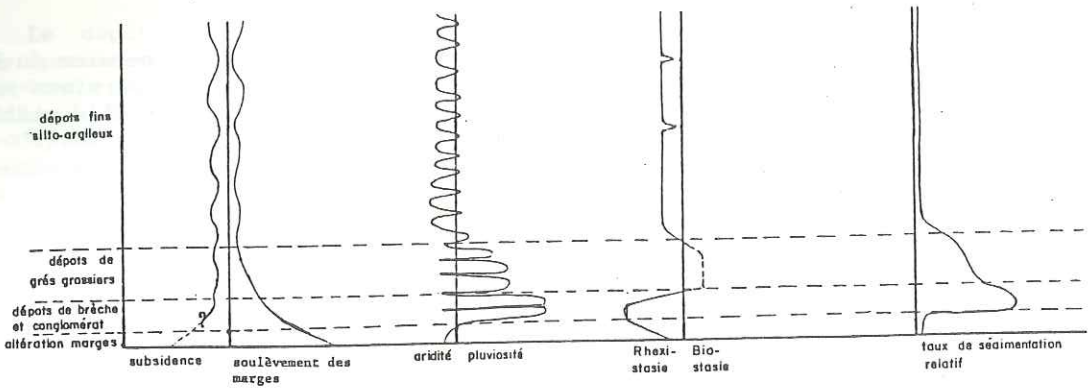


Fig. 6 - REPRESENTATION DES DIFFERENTS PARAMETRES INTERVENANT AU COURS D'UN CYCLE SEDIMENTAIRE DANS LE PERMIEN DU SUD-EST DE LA FRANCE

le matériel vers l'aval, sous forme de coulées boueuses. Les premiers produits de démantèlement évacués, le régime pluviométrique, et donc fluviatile, se régularise jusqu'à favoriser l'installation d'un couvert végétal.

Le rôle de la tectonique est moins apparent que celui du climat pour les dépôts grossiers; cependant, c'est elle qui régit la distribution des sédiments dans des grabens de dimension variable.

Le dépôt des faciès fins se fait sous un climat chaud, à saisons contrastées humides et sèches; la périodicité de ces saisons est beaucoup plus régulière que pour les dépôts grossiers et provoque une grande monotonie des faciès. Le phénomène de subsidence, et parallèlement de surrection des marges, est alors le principal facteur de variabilité, même s'il est de moins grande amplitude que lors du dépôt des faciès grossiers.

Cet effet conjugué du climat et de la tectonique permet de penser que ces deux paramètres de la sédimentation sont interdépendants: ainsi, l'intensité de l'activité tectonique et l'importance des périodes humides semblent proportionnelles.

III.2 Différenciation

Le climat qui régnait en Provence orientale apparaît un peu moins aride que dans le bassin septentrional malgré la proximité géographique de ces deux régions. En effet, les cycles sédimentaires y sont plus courts, les termes plus grossiers sont plus fréquents et les périodes humides lors du dépôt des termes fins sont mieux marquées que dans le Barrot.

Cependant, le facteur de différenciation principal est la géodynamique. La dimension des bassins sédimentaires et l'activité tectonique différentielle de leurs marges régularisent la durée des cycles sédimentaires et la distribution des faciès: des faciès dont la mise en place est limitée dans le temps et dans l'espace comblent rapidement des bassins de faible dimension comme ceux du Var (sauf l'Estérel où le comblement est gêné par le développement du volcanisme) ou celui du Barrot-Argentera au début de son activité, les faciès fins seront alors de moindre importance. A l'inverse, dans un grand bassin comme celui de l'Argentera-Barrot, les faciès fins auront une grande extension latérale et verticale et le processus de comblement du bassin sera beaucoup plus long.

CONCLUSIONS

Si l'on peut définir différents degrés de convergence de faciès et de mode de dépôt au sein des ensembles permiens du SE de la France, ceux-ci correspondent tous à un paléoenvironnement continental.

Le Permien du SE se caractérise par un très fort contraste entre les dépôts fins, éoliens, de plaine d'inondation ou lacustres, dont le taux de sédimentation est très lent, et les dépôts grossiers fluviatiles (ce terme incluant les nuances entre un système fluviatile régulier, et un système de crue, très irrégulier) dont le taux de sédimentation est très rapide, voire instantané à l'échelle géologique.

Cette convergence de faciès se retrouve dans d'autres bassins permiens plus occidentaux, notamment dans le faciès "ruffe" de Lodève et de St Affrique, attribué au Saxonien et qui présente les mêmes séquences que la formation du Cians. Les faciès attribués à l'Autunien rouge, à Lodève et à St Affrique sont assez proches des faciès fluvio-lacustres du Sud-Est; les faciès attribués à l'Autunien gris résultent toujours d'un paléoenvironnement continental de même type mais sont caractérisés à Autun (Marteau 1983), en Aumance (Paquette 1980), à Lodève ou à St Affrique par le développement du faciès "couche" (défini à Lodève par Laversanne, 1976) riche en débris végétaux qui traduisent le maintien, dans la zone d'alimentation, d'un couvert végétal favorisé par un climat plus tempéré.

On retrouve pour les ensembles permiens occidentaux et septentrionaux, plus précoces, les mêmes facteurs climatiques et tectoniques, facteurs d'uniformisation et de différenciation entre ces ensembles et les ensembles plus tardifs du Sud Est de la France.

BIBLIOGRAPHIE

CONCHON O. et GAUTHIER A.- 1982 - Le transport sédimentaire pendant les crues fluviatiles, les coulées boueuses et lors des tempêtes littorales: exemples en région méditerranéenne (Corse). Réunion Ass. sédim. français-Soc. Géol. France "Evènements exceptionnels et leur enregistrement dans les séries sédimentaires", Paris 22-23 nov.

FAURE-MURET A.- 1955 - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. Carte géol. de France, 336p.

FORSTNER U., MULLER G. et REINECK H.E.- 1968 - Sedimente und sedimentgefüge des Rheindelta in Bodensee. Neues Jahrb. Mineral. Abhandlung 109, p.33-62.

LAVERSANNE J.- 1976 - Sédimentation et minéralisation du Permien de Lodève, Hérault. Thèse Docteur Ingénieur Univ. Paris Sud, 300p.

MARTEAU P.- 1983 - Le bassin permo-carbonifère d'Autun. Stratigraphie, sédimentologie et aspects structuraux. Document B.R.G.M. n° 64, 198p.

PAQUETTE Y.- 1980 - Le bassin autunien de l'Aumance (Allier), sédimentologie (charbon-cinérites), tectonique syndiagénétique. Thèse 3è cycle Univ. Dijon.

REINECK H.E. et SINGH I.B.- 1973 - Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, 439p.

TOUTIN N.- 1980 - Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse Doct. ès-Sciences Univ. Nice, 2t., 594p.

TOUTIN N.- 1982 - Traces, figures et empreintes dans un milieu sédimentaire continental: l'exemple du Permien du Sud-Est de la France. Arch. des Sciences Genève, vol.35, 2, p.117-126.

VERNET J.- 1963 - Remarques sur le Permien du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot. Trav. laboratoire Géol. Grenoble, 39, p.200-212.

VINCHON C.- 1984 - Sédimentogenèse et métallogenèse du Permien du dôme de Barrot (Alpes maritimes, France), Document B.R.G.M. n°70, 444p.

VINCHON C. et TOUTIN-MORIN N.- 1984 - Corrélations régionales entre les différents ensembles permiens du Sud Est de la France. Définition de leur environnement de dépôt. 5è congrès européen de Sédimentol. Marseille, p.452-453.

VISSCHER H., HUDDLESTON SLATER OFFERHAUS M.G. et WONG T.E.- 1974 - Palynological assemblages from "saxonian" deposits of the Saar-Nahe basin (Germany) and the dôme de Barrot (France). An approach to chronostratigraphy. Review of Paleobotany and palynology, 17, p.39-56.

SEDIMENTOLOGIE DU PERMIEN ET DU TRIAS DETRITIQUE DU DOME DE BARROT (ALPES-MARITIMES)

Guy AVRIL*, Marc DURAND*, Jacques PERRIAUX**, Hilarion TRAORE***, Jean-Pierre USELLE**

RESUME - La couverture détritique terrigène du Dôme de Barrot montre la succession de deux séries continentales à dérives granulométriques globalement opposées. L'étude des stratifications, en particulier en termes de paléocourants, les méthodes granulométriques et morphométriques, les données pétrographiques et minéralogiques, et les traces d'activité biologique, permettent de reconnaître les zones d'apport, et de préciser les environnements de dépôt et d'altération.

La sédimentation permienne commence par des dépôts tranquilles, dans un bassin de type playa, fortement subsident, et s'achève après l'arrivée d'apports volcano-sédimentaires grossiers, en provenance du Sud (région Tanneron-Estérel), sous un climat chaud semi-aride. Après un épisode aride, corrélatif à la discontinuité entre les deux séries, la sédimentation fluviatile reprend au Trias, depuis une zone nourricière située cette fois au Nord-Ouest. Les chenaux, d'abord en tresse et très divagants, ont ensuite tendance à se stabiliser, laissant entre eux des zones longtemps émergées, soumises à la pédogenèse. L'élévation du niveau de base, liée à la transgression du Trias moyen, aboutit à l'installation d'une nappe d'eau douce, vaste mais peu profonde, s'écoulant lentement entre des îles temporaires.

ABSTRACT - The siliciclastic cover on the Dôme de Barrot displays two successive continental series separated by a disconformity. The former, of Upper Permian age, is globally thickenning and coarsening upwards ; the later, of Lower (?) Triassic age, is evolving in an opposite way. Stratification types and paleocurrents studies, grain size analysis and morphometric techniques, allow, in conjunction with petrographic-mineralogical data and ichnofacies, to recognize the source areas and to specify the depositional dynamics and the weathering conditions.

Permian sedimentation began with the piling up of fine deposits in a subsiding playa lake basin, which was finally overrun by alluvial fan sediments, coming from the South (Tanneron-Estérel area), under a semi-arid tropical climate. After an arid episode, fluvial supplies started again, coming from a new source area, located to the North-West. The channels, braided and highly wandering at first, became more steady later, and left between them many zones subjected to pedogenesis. By rising of the base level, this landscape was finally drowned under a sheet of freshwater, before the ingression of the Middle Triassic evaporitic sea.

* Lab. Géol. Ensembles Sédimentaires, Univ. Nancy I, B.P. 239, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex

** Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex

*** Direction Nle de la Géologie et des Mines, B.P. 223, Bamako - Mali.

INTRODUCTION

Situé au Nord-Nord Est de la zone subalpine de Haute Provence, le Dôme de Barrot apparaît comme une "boutonnière" permo-triasique, entre Mercantour-Argentera et Tanneron--Estérel, localisée sur un large brachyanticlinal légèrement déjeté vers le Sud.

I - LA SERIE STRATIGRAPHIQUE

A - Le Permien (Fig. 1a)

Sa stratigraphie est bien connue depuis les travaux de P. BORDET (1950), A. FAURE-MURET (1955), J. VERNET (1963), H. TRAORE (1976) et Ch. VINCHON (1984). D'une épaisseur atteignant près de 1 000 m, il se présente sous trois faciès attribués au Permien supérieur :

- Le faciès des pélites rouges (BORDET), ou Formation du Cians (VINCHON), est l'équivalent de la série de Capeirotto de l'Argentera (FAURE-MURET). Ces pélites sont massives, mal litées, et il s'y intercale des niveaux plus durs formant relief : ce sont des passées centimétriques ou décimétriques de tufs cinéritiques, de microbrèches volcaniques, roses ou violacés, à rides d'oscillations et fentes de dessication ; on note aussi la présence de travertins.

- Vers le sommet de la série, les tufs envahissent les pélites rouges : c'est alors la Formation de la Roudoule (VINCHON).

- La Formation de Léouvé (VINCHON), bien développée au Sud du Dôme de Barrot, constitue la partie terminale du Permien. Dans les pélites tendres s'intercalent des niveaux de cendres volcaniques, des conglomérats polygéniques et des arkoses rouges grossières. Cette formation s'amincit très vite vers l'Ouest, le Nord et l'Est.

B - Le Trias détritique (Fig. 1b)

La série détritique de base, puissante de 70 m en moyenne, à faciès Buntsandstein (AVRIL et DURAND, 1986), n'est pas encore datée paléontologiquement. Classiquement attribuée au "Werfénien" (BORDET, 1950 ; RICHARDS, 1981), elle pourrait cependant être, pour une grande part, d'âge un peu plus récent (COUREL *et al.*, 1984). Elle se retrouve, avec des caractères sédimentologiques très voisins, le long de la bordure du Mercantour ; c'est pourquoi une subdivision lithostratigraphique commune peut être proposée (AVRIL) :

- La Formation de Berthéou est localisée (en amont du Pont de Berthéou, haute vallée du Var) dans une paléovallée ravinant divers niveaux de la Formation de Léouvé. Puissante d'une dizaine de mètres, elle est principalement composée de grès fins, bien classés, roses à gris.

- La Formation des Roberts, qui apparaît généralement dans le paysage sous forme de falaises, hautes de 10 à 30 m, est définie de part et d'autre du pont sur le Var, à l'entrée des gorges de Daluis. Elle débute systématiquement par le "conglomérat de base" des anciens auteurs, qui repose indifféremment sur la formation précédente par passage graduel, ou sur n'importe quel terme du Permien par l'intermédiaire d'une surface d'abrasion. Les modalités de son passage aux grès grossiers sus-jacents, gris, en bancs épais et réguliers, constituant la masse principale, sont très diverses.

- La Formation de Rimplas est définie à l'Est de la moyenne Tinée, près du village du même nom. Elle est caractérisée par l'apparition brutale de carbonates, sous forme d'imprégnation diffuse ou de concrétions, en relation plus ou moins directe avec des paléosols. Sur 10 à 25 m, les grès grossiers et mal classés, souvent brunâtres, alternent avec des niveaux fins, verts à violets.

- La Formation de Fromagine ("Werfénien supérieur" de P. BORDET) est définie au Sud du Mercantour, près des Granges de Fromagine (haute vallée du Cayros, commune de Saorge). Puissante de 20 à 35 m, elle est principalement constituée de siltites rouges, alternant à la base avec des bancs de grès fins, et passant au sommet, sur quelques mètres, à des lits carbonatés jaunes. Le toît est marqué par un niveau de disharmonie tectonique sous les cargneules inférieures, attribuées à l'"Anhydrit Gruppe".

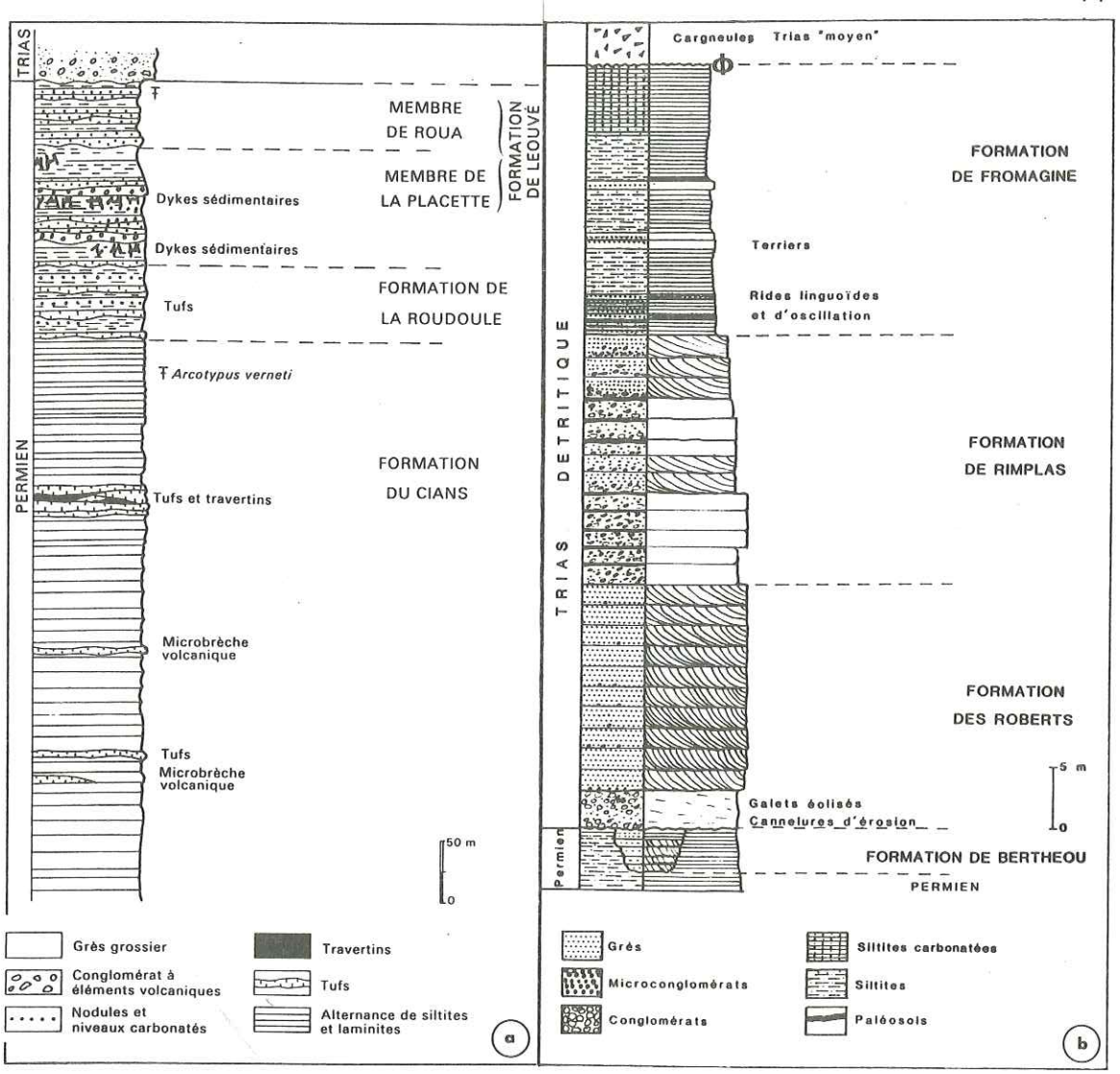


Fig. 1. - Coupes synthétiques
du Permien (d'après VINCHON, 1984) et du Trias détritique (G. AVRIL)
du Dôme de Barrot.

II - APERCU TECTONIQUE

Malgré la discordance qui les sépare, le Permien et son tégument de Trias détritique ont un comportement mécanique homogène (VERNET, 1958). Au delà de la limite septentrionale du Dôme de Barrot, leur plissement intense amena certains auteurs à envisager un raccourcissement du socle entre Argentera et Barrot qui serait ainsi chevauché sur son bord nord-est (JAMES, 1976). Les failles orientales, inverses et à très fort rejet, correspondent à un système en compression, celles situées à l'Ouest, à un régime en distension : faisceau du Var allongé suivant une direction SW-NE. Le bombement du Dôme de Barrot serait tardif : messinien ou, peut-être, plus récent encore.

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

I - STRATONOMIE ET EVOLUTION DU BASSIN

A - Les dépôts permiens (TRAORE, 1976)

- Les pélites rouges du Cians forment des séquences rythmiques, monotones, de sédiments fins, rouges, sans litage apparent, s'achevant parfois par des niveaux très fins, verdâtres, qui évoquent des sols très peu évolués. Leur surface est généralement modelée par des pistes et des terriers de vers, des rides d'oscillation de faible amplitude, des traces de gouttes de pluie et des fentes de dessication délimitant des prismes polygonaux, parfois versicolores (violets au centre, verdâtres puis rougeâtres vers la périphérie).

Cet ensemble de caractère évoque une sédimentation calme, en milieu continental oxydant, sous une faible tranche d'eau intermittente, dans un bassin fermé, alimenté par des courants de faible énergie. L'épaisseur et la régularité de la série impliquent une subsidence continue.

- Le faciès de Léouvé montre une suite de séquences rythmiques rouges, décimétriques (30 à 90 cm), positives, groupées en mésoséquences de 1 à 3,3 m d'épaisseur. La base des séquences est conglomératique et arkosique ; leur structure entrecroisée correspond à des chenaux divagants et à un dépôt de haute énergie ; leur sommet, silto-argileux et verdâtre, est marqué par des fentes de retrait et des terriers d'Annélides, à cortex finement cristallisé et coeur rempli d'éléments détritiques auxquels se mêle parfois de la barytine.

L'ensemble de ces critères caractérise un bassin peu profond où l'influence continentale est prépondérante. Le *Clastic-Shale Ratio* est inférieur à 1 au NNE du Dôme de Barrot, supérieur à 1 au SW : un sens des apports du SSW vers le NNE peut donc déjà être envisagé.

B - La surface infratriasique

En dehors du vallon de Berthéou, la surface infratriasique est, dans l'ensemble, remarquablement aplanie. Dans le détail elle présente toutefois une micromorphologie très particulière.

Il s'agit parfois de petits arrachements en marches d'escalier, montrant que les siltites permiennes étaient déjà compactées et affectées par une première famille de diaclases lors de son façonnement.

Plus souvent elle est sillonnée de grandes cannelures d'érosion grossièrement parallèles, mais légèrement sinueuses et parfois bifurquées, dont la profondeur peut dépasser 20 cm et dont la longueur est telle que leurs extrémités affleurent rarement. Les galets qui les ont creusées constituent la plus grande part de leur remplissage. Dans la nature actuelle, de telles figures peuvent se former aussi bien sous l'action des vagues, en domaine intertidal, que sous l'action du courant, dans le lit des torrents (ALLEN, 1982).

C - Les dépôts triasiques (AVRIL, 1985)

- A la base de la Formation de Berthéou, les grès, à litages obliques tabulaires, composent, avec les siltites, des séquences positives. Vers le sommet, sur plusieurs mètres, toute trace de stratification disparâit au sein de grès homogènes.

- Dans le "conglomérat de base" de la Formation des Roberts, les litages sont peu nets : tantôt subhorizontaux, tantôt en faisceaux tabulaires. La dérive granulométrique verticale, d'abord positive, s'inverse fréquemment vers le sommet. Ces caractères ont souvent été décrits en domaine fluviatile, au sein de barres longitudinales.

Les grès formant la masse principale montrent une structure uniforme sur l'ensemble du massif : séquences métriques, composées de faisceaux à litage oblique tabulaires de progradation, s'achevant localement par de petits faisceaux arqués et de minces lits argileux. Les directions d'écoulement sont remarquablement constantes : sur les falaises où les pendages apparents des feuillets sont les plus forts, ils sont tous dirigés dans le même sens.

- Dans la Formation de Rimplas, la stratification, plus ou moins effacée par la bioturbation, est souvent moins apparente. Le type tabulaire de progradation, à litages moins inclinés que précédemment, reste d'abord dominant. Mais vers le haut, les faisceaux arqués sont plus nombreux et de plus grande taille, associés à quelques faisceaux tabulaires d'accrétion latérale. Des linéations de délit apparaissent sur les feuillets les moins pentés.

Corrélativement au développement des faciès fins, les figures de base de banc deviennent fréquentes : traces d'affouillement en ogive *(flutes)*, traces de traînage *(grooves)*, de rebond *(bounce-casts)* et de butée *(prod-casts)*. Leurs orientations, variées, ne montrent cependant pas de changement de sens des courants.

Un niveau à *convolute bedding*, affectant différents faciès sur quelques décimètres, a été reconnu dans plusieurs coupes ; il pourrait traduire une phase d'activité sismique.

- Le style de stratification change brutalement avec la Formation de Fromagine. Les bancs gréseux ne montrent plus qu'un litage horizontal, pouvant passer verticalement à de petits faisceaux arqués. Ces derniers, dont la morphologie externe est souvent conservée, résultent tantôt de l'action des courants (rides linguoïdes), tantôt de celle des vagues (rides d'oscillation de longueur d'onde et d'amplitude très faibles). Des fentes de dessication, déjà apparues dans les zones les moins riches en paléosols de la formation précédente, témoignent de courtes périodes d'assèchement.

Dans les faciès carbonatés sommitaux, de très rares moulages de cubes de sel constituent les premiers indices d'influence marine.

II - TRACES D'ACTIVITE BIOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOT (AVRIL et DURAND)

Le Permien n'a livré que quelques terriers verticaux, courts, de type *Skolithos*. Dans le Trias, les fossiles corporels se réduisent à quelques fragments végétaux flottés *(Equisetites* en particulier), mais les traces d'activité biologique sont significatives.

La mise en évidence de paléosols évolués dans la formation de Rimplas suffirait à écarter, au moins à ce niveau, l'hypothèse d'un environnement marin proposée par M. T. RICHARDS (1981). L'analyse des traces d'activité animale, peu diversifiées, qui se rencontrent à tous les niveaux de la série, avec une densité maximale vers sa partie moyenne, confirme la permanence d'un environnement continental : ichnofaciès à *Scoyenia*.

A la base des bancs gréseux l'ichnogenre caractéristique domine largement, souvent accompagné de tubes verticaux qui semblent devoir être interprétés comme des traces de fuite. Dans les faciès silteux ce sont essentiellement des terriers subhorizontaux en J, présentant de grandes analogies avec le genre *Fuersichnus*, décrit dans le Trias continental du Groenland (BROMLEY et ASGAARD, 1979). Occasionnellement ont pu être également identifiés : *Muensteria*, *Planolites* et *Pelecypodichnus* ; P. BORDET (1950) a en outre figuré quelques empreintes de pas de Reptiles *(Chirotherium)*.

III-ANALYSE GRANULOMETRIQUE ET DEFINITION DE L'AGENT DE DEPOT FINAL (TRAORE)

Une étude granulométrique comparative a été entreprise sur les arkoses permiennes et les grès triasiques. Les résultats sont présentés de manière simplifiée sous forme de diagrammes Q1-Md-Q3 de D. J. DOEGLAS (Fig. 2).

A - Les arkoses de la Formation Léouvé

Le diagramme de Doeglas est assez dispersé ; les courbes de fréquences cumulées ont une pente faible à moyenne. Les courbes de fréquences simples montrent généralement deux ou plusieurs modes, rarement un seul.

L'hétérométrie (Hé) de A. CAILLEUX variant de 0,52 à 1,00 avec une médiane de 0,70, le QdPhi de W.C. KRUMBEIN (0,61 à 1,67 - médiane 0,87), le coefficient de classement (So) de P.D. TRASK (1,52 à 3,05 - médiane 1,70) et l'asymétrie (Sk) de TRASK (0,26 à 1,06 - médiane 0,79) caractérisent des sédiments hétérométriques, mal à très mal classés, très immatures, correspondant à des dépôts continentaux, fluviatiles, de cours d'eau rapides, dont les apports multiples, non homogénéisés, indiquent la proximité de la province distributrice.

B - Les grès de la Formation des Roberts

Le diagramme de Doeglas est nettement moins étalé. Les courbes de fréquences cumulées ont une pente assez redressée. Comme dans le Permien, les courbes de fréquences simples sont généralement bi- ou plurimodales, plus rarement unimodales.

Hé variant de 0,30 à 0,75 avec une médiane de 0,52, QdPhi (0,42 à 0,85 - médiane 0,65), So (1,35 à 1,77 - médiane 1,58) et Sk (0,21 à 1,28 - médiane 0,91 caractérisent des sédiments homométriques, bien classés, mais encore relativement immatures, correspondant à des cours d'eau rapides, plus longs que précédemment, mais où les apports multiples sont encore mal homogénéisés.

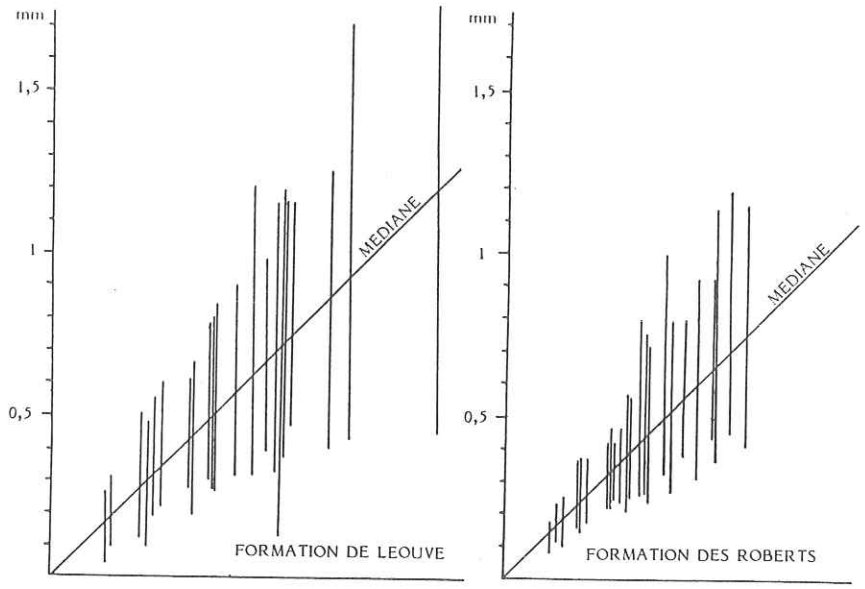


Fig. 2. - Diagrammes granulométriques Q_1 - Md - Q_3 de DOEGLAS.

IV - MORPHOMETRIE DES ELEMENTS ET DEFINITION DES AGENTS DE TRANSPORT ET D'USURE

A - Les fractions sableuses permiennes et triasiques

L'usure des grains de quartz a été étudiée systématiquement dans les arkoses de la Formation de Léouvé et dans les grès de la Formation des Roberts à l'aide de l'indice d'émoussé (Ié) de A. CAILLEUX. Parallèlement les indices d'arrondi de W.C. KRUMBEIN, obtenus à l'aide de la charte *Sphericity/Roundness* de KRUMBEIN et SLOSS (1963), ont permis le calcul de l'indice d'usure (Iu = Nombre de grains d'indice supérieur à 0,5 / Nombre de grains d'indice inférieur à 0,5).

- Dans les arkoses permiennes, les grains sont très peu usés : pour l'indice d'émoussé, les médianes varient de 121 à 137 et les modes de 100 à 150 ; l'indice d'usure varie de 0,124 à 0,160. Les grains moyennement usés sont peu abondants et il n'y a pas de grains très usés : l'agent de transport et d'usure était de type fluviatile court. La proportion des grains d'usure moyenne, par rapport aux grains non usés, est plus forte au Nord qu'au Sud. On en déduit un sens des apports du Sud vers le Nord, à partir d'une zone nourricière, assez proche, située au Sud du Dôme de Barrot.

- Dans les grès triasiques, les grains sont, dans l'ensemble, nettement plus usés : les médianes de l'indice d'émoussé varient de 163 à 333 et les modes majeurs de 150 à 300 ; l'indice d'usure varie de 0,43 à 1,63. A la différence du cas précédent, aucune évolution régionale sensible n'apparaît ; en revanche tous les histogrammes montrent une distribution bi- ou trimodale. Ce mélange montre la diversité des apports fluviatiles, en provenance d'une province distributive plus éloignée qu'au Permien.

B - Les galets du "conglomérat de base" triasique

- Les indices d'émoussé (Ié) et d'aplatissement (Ap) de A. CAILLEUX sont présentés de manière synthétique sur le diagramme conjugué Ap/Ié de J. TRICART (Fig. 3a). La plupart des points représentatifs sont assez bien groupés dans le domaine le plus caractéristique d'une usure fluviatile. Ils montrent une nette tendance de corrélation négative entre émoussé et aplatissement, qui s'accorde bien avec ce diagnostic (TRICART et VONFELT, 1955).

Les médianes des indices d'émoussé indiquent un transport relativement long, mais aucune évolution régionale ne permet d'en déterminer le sens. Les faibles valeurs d'émoussé correspondent, non pas aux galets les moins usés, mais à des galets ayant acquis, secondairement, un façonnement éolien typique, avant leur dernier remaniement par l'eau.

La modalité, éminemment variable, des courbes de fréquences des indices d'aplatissement révèle la pluralité d'origine des matériaux, soulignée par la prédominance locale de formes particulières : plus bombées que la moyenne à l'extrémité nord-est du massif, anormalement plates aux mines du Cerisier, près de Léouvé.

- La localisation des indices de triage (P) de J.-Y. THEBAULT (1969) sur le diagramme des variations de P(L/l) en fonction de P(L/E) confirme que le dépôt des galets s'est effectué comme le transport, en milieu fluviatile (Fig. 3b).

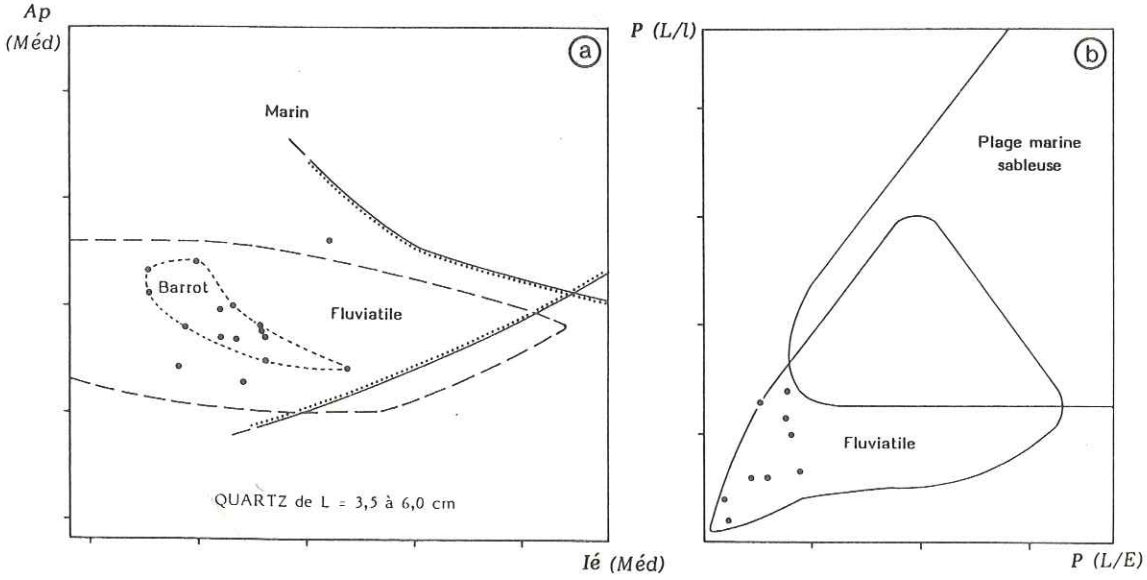


Fig. 3. - Interprétation de la morphologie des galets du "conglomérat de base" triasique :

a - Détermination du milieu de façonnement par conjugaison des indices d'émoussé et d'aplatissement (G. AVRIL).
b - Détermination du milieu de dépôt par conjugaison des indices de triages de Thébault (H. TRAORE).

V - RECHERCHE DE LA PROVINCE DISTRIBUTIVE

La localisation de la province distributive peut être retrouvée essentiellement par l'étude de l'orientation des paléocourants et sa nature reconstituée par l'étude pétrographique des apports détritiques.

A - Paléocourants et localisation de la zone nourricière

1) AU PERMIEN

Des chenaux d'axe Sud-Nord sont fréquents dans les conglomérats du Permien supérieur à faciès Léouvé. Rappelons également que l'analyse séquentielle et l'analyse morphométrique des sables ont dégagé un sens de transport des matériaux du SSW vers le NNE.

2) AU TRIAS (Fig. 4 : AVRIL et DURAND)

Les orientations de plus d'une centaine de cannelures d'érosion, réparties sur l'ensemble du massif, indiquent des écoulements de direction peu fluctuante (autour d'une moyenne N129°E) à la base de la Formation des Roberts. l'évolution régionale de la taille des plus gros galets du "conglomérat de base" s'accorde bien avec cette information. Elle permet en outre de préciser le sens des courants : du NW vers le SE, et de localiser une zone d'apports particulièrement grossiers en amont du Pont de Berthéou.

Près de 200 mesures de pendage réel sur feuillets de stratification oblique, traitées selon les méthodes exposées par M. DURAND (1978), confirment la permanence d'un système de paléocourants semblables lors de la mise en place des grès surincombants (Formations des Roberts et de Rimplas) ; la direction moyenne (N150°E) marque cependant une légère rotation par rapport à l'épisode précédent.

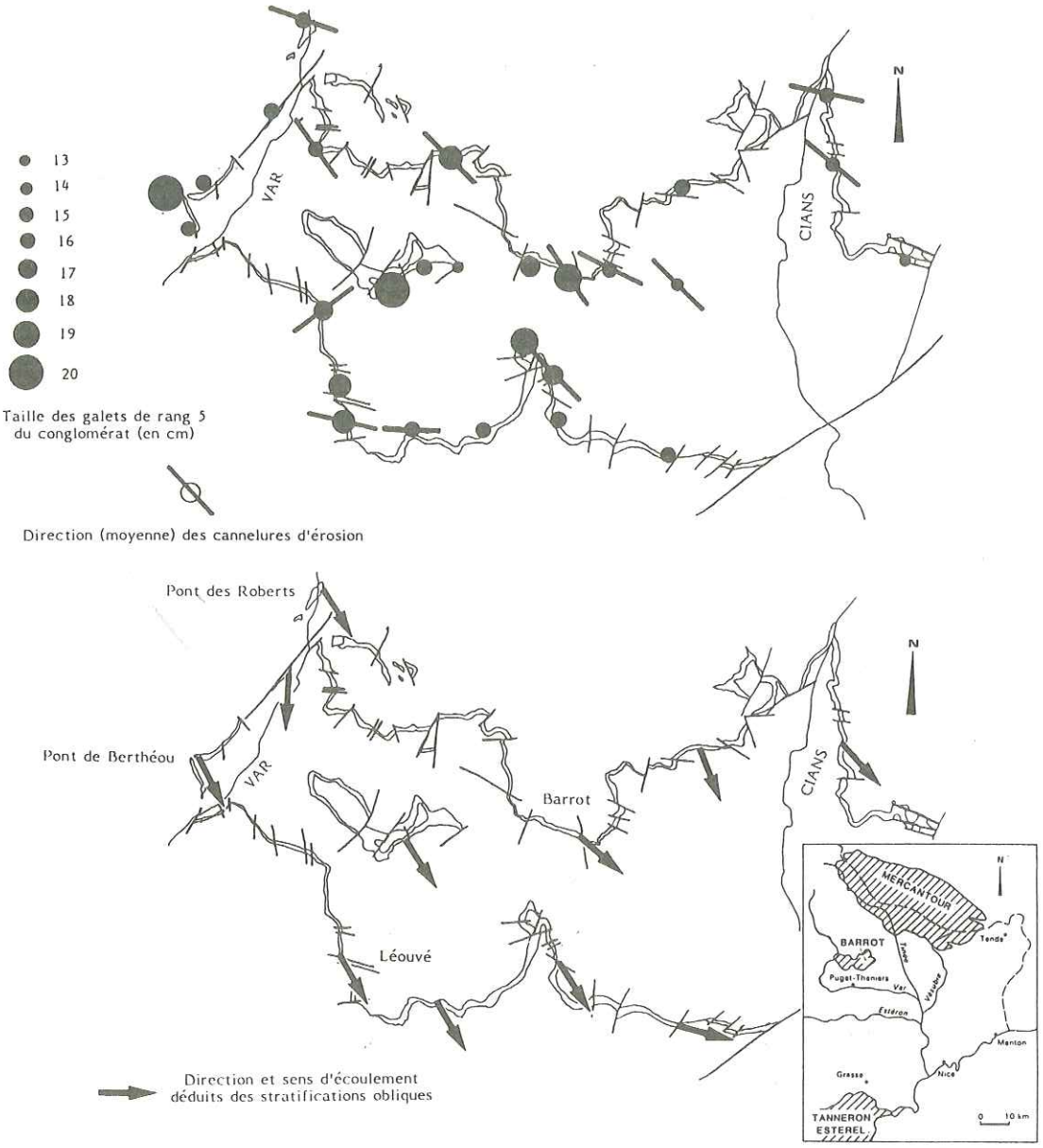


Fig. 4 - Indicateurs de paléocourants dans le Trias du Dôme de Barrot.

Dès la Formation de Rimplas, les figures de base de banc montrent une nette déviation vers l'Est par rapport aux structures de grande taille, et dans la Formation de Fromagine, les rides linguoïdes sont dirigées préférentiellement vers l'ENE. Il est peu probable que cette déflexion résulte d'une évolution de la morphologie du bassin ; elle pourrait être induite par les vents locaux dominants, qui seraient de secteur SSW d'après les rides d'oscillations associées (CLEMMENSEN, 1979).

En conclusion, il apparaît clairement qu'au Trias le domaine nourricier de la couverture détritique du Dôme de Barrot n'est plus le même qu'au Permien : il doit maintenant être recherché vers le Nord-Ouest.

B - **Pétrographie et nature de la zone nourricière** (PERRIAUX, TRAORE et USELLE)

1) AU PERMIEN

Dans les arkoses, les quartz (47 %) sont soit anguleux, ou engrenés, à extinction roulante (gneiss ou granite tectonisé, quartzites), soit automorphes à golfes de corrosion (roches volcanique). Les feldspaths potassiques (15 %) sont souvent altérés en illite et pigmentés d'oxydes de fer ; les plagioclases (21 %) sont surtout représentés par de l'andésine, souvent épigénisée en calcite ou dolomite. La biotite et la muscovite sont rares ; la séricite, abondante (15 %), constitue la majeure partie de la matrice, cimentée par des oxydes de fer et quelques traces de dolomite.

Les minéraux lourds montrent une usure faible, confirmant la proximité de la zone nourricière.

Le cortège zircon incolore de type migmatitique, tourmaline, apatite, anatase octaédrique et disthène, révèle une **origine cristallophyllienne** (gneiss). Le cortège zircon rose pâle de type rhyolitique, tourmaline, apatite, rutile et monazite, est issu des **granites.** Le cortège zircon incolore de type "diorite quartzique", tourmaline, hornblende verte, magnétite, monazite et apatite, provient de **diorites quartziques.** Le cortège de zircon de type rhyolitique, tourmaline, hématite, monazite, anatase en tablettes et octaèdres, caractérise les **rhyolites.** Le cortège zircon migmatique et rhyolitique, tourmaline, monazite, magnétite, anatase en tablettes, tire son origine de **roches volcaniques basiques.**

Dans les conglomérats, les galets de rhyolite fournissent de précieuses indications, car on y retrouve les faciès décrits par M. BOUCARUT (1971) : pyromérides potassiques fluidales, rhyolites potassiques ignimbritiques et rhyolites potassiques bréchiques porphyriques (rhyolites fluidales).

En conclusion, le matériel détritique du Permien supérieur provient du démantèlement d'un massif cristallin (Tanneron ?) ayant subi des contraintes tectoniques, et affecté d'un volcanisme acide, analogue à celui connu dans l'Estérel.

2) AU TRIAS

Dans le "conglomérat de base", les galets, qui peuvent atteindre près de 30 cm le long, sont en très grande majorité des quartz filoniens. Les types accessoires les plus courants consistent en quartzites métamorphiques, pegmatites avec ou sans tourmaline, brèches magmatiques acides, tourmalinites et bois silicifiés, noirs, de type *Dadoxylon*.

Les grès gris, à texture jointive, ont un ciment peu abondant, argileux et légèrement dolomitique. Les quartz (60 %) sont engrenés, à extinction roulante. Les feldspaths potassiques (17 %) sont assez frais ; les plagioclases (7 %) sont damouritisés et altérés en carbonates. La muscovite est peu abondante (0,5 %), la biotite rare, et la séricite importante (11 %).

Les grès rouges ont une texture empâtée par une abondante matrice argileuse, carbonatée et riche en oxydes de fer. Les quartz (50 %) sont engrenés, à extinction roulante. Les orthoclases (11 %) sont fréquemment altérés et pigmentés d'oxydes de fer ; les plagioclases (10 %) sont damouritisés et altérés en calcite et dolomite. La muscovite est peu abondante (0,5 %), la biotite absente et la séricite très importante (25 %).

Les minéraux lourds présentent un émoussé supérieur à celui des minéraux permiens ; ils ont donc subi un transport plus important. On y retrouve les cortèges caractéristiques des roches cristallophylliennes (gneiss) et des roches plutoniques (granites et diorites quartziques). Le cortège des roches volcaniques acides (rhyolites) fait totalement défaut et celui des roches basiques est très rare.

En conclusion, l'apport volcanique cesse avant le dépôt du Trias. La fraction arénitique provient ensuite de roches cristallines acides, lardées de filons de quartz et de pegmatites qui ont fourni des galets. Une partie des matériaux paraît cependant recyclée de dépôts sédimentaires préexistants.

VI - ESSAI DE RECONSTITUTION DES CLIMATS

Le problème se pose à deux niveaux : sur le massif nourricier et dans le bassin de sédimentation. L'altération de certains minéraux fragiles (micas, feldspaths), la nature des argiles et la couleur des sédiments sont autant de critères pour parvenir à cerner la question.

A - Les données minéralogiques

Les micas sont rares. Les muscovites sont assez fraîches. Les biotites ont été altérées après leur dépôt : dans les faciès rouges, les oxydes de fer d'exsudation ont envahi les clivages et forment une auréole autour des grains. Dans les grès gris, elles paraissent moins altérées, par suite du lessivage de ces oxydes, mais leurs teintes trahissent un degré d'oxydation élevé.

Les feldspaths sont abondants, en particulier dans les arkoses permiennes, où ils sont déjà altérés. Dans les grès triasiques, l'altération est encore plus poussée, notamment dans les faciès rouges associés aux paléosols ; elle affecte plus particulièrement les plagioclases.

Dans les argiles, il est difficile de faire la part entre les minéraux hérités et les minéraux de transformation ou de néoformation. Néanmoins, la présence constante d'illite ouverte, accessoirement accompagnée de chlorite et d'interstratifiés C-V et I-C-M, suggère un climat légèrement hydrolysant. La présence occasionnelle de montmorillonite implique un certain confinement du bassin de sédimentation.

B - Les couleurs

1) La couleur rouge

Elle est liée à l'hématite présente, à l'état très finement divisé, dans le ciment des arkoses et des faciès silto-pélitiques. Comme dans toutes les séries rouges, l'origine de ce pigment est toujours controversée ; des travaux sont en cours (G. NGUYEN VAN TRI).

En 1971, M. BOUCARUT démontrait que les séries volcaniques rouges de l'Estérel avaient acquis leur coloration par dévitrification des rhyolites potassiques, suivie par la libération du pigment hématitique rouge. Compte tenu de la zone nourricière mise en évidence précédemment, une partie de l'hématite colorant les sédiments permiens du Barrot pourrait donc être héritée.

En revanche dans le Trias, où se rencontrent pourtant des faciès très comparables à ceux de la Formation du Cians, cette origine est fort peu vraisemblable. L'état des biotites permet de supposer une rubéfaction sur place, liée à l'altération météorique précoce ou à la diagenèse.

Bien que dans la plupart des cas, la diagenèse entraîne une couleur uniforme, cette seconde hypothèse ne peut être écartée *a priori*. En effet la teinte gris clair de la plupart des grès triasiques les plus poreux semble bien résulter d'un lessivage tardif par des circulations épigénétiques : la teinte rouge préexistante est d'ailleurs souvent conservée au coeur des intercalations argileuses les plus épaisses, dont la teinte dominante est grise.

2) Les couleurs verte et violette

Divers niveaux des séries étudiées présentent de nombreuses variations, verticales et latérales, de couleur rouge, verte et violette ; celles-ci ne peuvent donc résulter d'une modification des apports.

Les teintes vertes sont liées à des phyllosilicates où le rapport Fe^{+++}/Fe^{++} est relativement élevé, et la teinte violette à l'hématite en grains relativement gros : quelques microns (DURAND, 1975). C'est pourquoi ces deux teintes ont généralement mieux résisté au lessivage. La genèse des silicates ferrifères et la recristallisation de l'hématite ne peuvent se concevoir sans une phase de mobilisation du fer, ce qui correspond à des conditions réductrices. Les deux teintes sont ainsi caractéristiques d'anciens sites topographiques mal drainés, où ont pu se développer des sols hydromorphes : pseudogleys à engorgement temporaire ou gleys à engorgement permanent, sans signification climatique précise.

C - Conclusions

Au Permien la province d'origine, dont l'altitude élevée compensait les effets de la basse latitude, était soumise à un climat peu hydrolysant, puisqu'elle fournissait des feldspaths en grande quantité, un peu de biotite et même quelques hornblendes.

Dans le milieu de sédimentation on devait avoir un climat hydrolysant ménagé du type tropical sec ou méditerranéen chaud avec une saison humide et une autre sèche : la saison humide provoquait la libération du fer par hydrolyse des ferro-magnésiens et la période sèche, dont témoignent de nombreuses fentes de dessication, fixait ce fer sous forme d'oxydes rouges. Dans ce bassin, alternativement inondé et asséché, des flaques permanentes développaient la couleur verte ou violette liée aux sols hydromorphes et à la matière organique. Un léger confinement général favorisait la formation et la conservation d'illite, de chlorite, de montmorillonite et de calcite.

Au début du Trias, le climat a dû être particulièrement aride pendant une certaine période, comme en témoignent les galets éolisés, remaniés à la base des premiers dépôts. Cet épisode, déjà mis en évidence en Provence (Poudingue de Port-Issol) correspondrait au "Buntsandtein moyen" du Sud-Est du Bassin germanique (COUREL *et al.*, 1984).

La sédimentation fluviatile triasique marque un retour à des conditions climatiques semi-arides,voisines de celles du Permien. Les encroûtements carbonatés pédologiques de la Formation de Rimplas en constituent l'indice le plus sûr ; leur localisation verticale ne résulte que d'un concours favorable des conditions de stabilité tectonique, de chimisme des solutions et de dynamique sédimentaire, nécessaire à leur formation et leur fossilisation.

CONCLUSION GENERALE

Cette étude permet de reconstituer la paléogéographie et l'histoire sédimentaire du Dôme de Barrot à la fin du Permien et au début du Trias.

Nourri par un massif situé vers le Sud (Provence cristalline ou massif corso-sarde non encore disjoint), le Permien supérieur correspond à une sédimentation pélitique tranquille en milieu continental oxydant, sous la faible tranche d'eau intermittente d'un bassin de type playa, alimenté par des chenaux fluviatiles divagants, de faible énergie. Vers la fin du Permien cette sédimentation est troublée, surtout au Sud, par l'arrivée depuis l'Estérel, de cendres volcaniques, d'arkoses et de conglomérats riches en galets de rhyolites, qui se déposent dans un bassin un peu plus ouvert, mais toujours continental et subsident. Sur ce glacis, alternativement sec et humide, parce que soumis à un climat hydrolysant ménagé de type tropical sec, la couleur rouge se développe abondamment tandis que dans les "flaques" commencent à se former des sols hydromorphes verts ou violets.

Au Permien terminal, et plus probablement au début du Trias, s'élabore une surface d'érosion remarquablement aplanie. C'est probablement au cours de cette période qu'ont été façonnés, un peu plus à l'Ouest, les galets éolisés témoignant d'une phase d'aridité nettement plus marquée.

La reprise de la sédimentation détritique, liée à un retour à des conditions climatiques moins rigoureuses, est précédée de ravinements locaux. les apports, plus matures qu'au Permien, viennent maintenant du Nord-Ouest, depuis un massif comportant des roches sédimentaires et plutoniques acides, mais dépourvu de roches volcaniques (Dorsale delphino-durancienne). Les écoulements fluviatiles restent d'abord canalisés dans une paléovallée. Le régime hydrodynamique augmente ensuite brutalement. Il permet un épandage de gros galets par l'installation d'un réseau de chenaux en tresse, encombrés de barres d'abord longitudinales puis lingoïdes ou transversales, qui divaguent sur l'ensemble de la plaine. Ensuite les chenaux ont tendance à se stabiliser, laissant entre eux des zones longtemps émergées, soumises à une pédogenèse de type semi-aride. Puis l'élévation du niveau de base se traduit par l'installation d'une nappe d'eau étendue, s'écoulant lentement, entre des îles temporaires, d'abord vers l'Est puis l'ENE.

L'arrivée de la mer évaporitique du Trias moyen, sur ce domaine, marque la fin de l'histoire continentale permo-triasique, par simple passage à une sédimentation chimique.

BIBLIOGRAPHIE

ALLEN J.R.L. (1982). - Sedimentary structures : their character and physical basis. - *Developments in Sedimentology*, 30 - Elsevier, Amsterdam, 2 vol., 663 p.

AVRIL G. (1985). - Etude sédimentologique du Buntsandstein du Dôme de Barrot dans la région de Guillaumes et de Daluis. - Rapport D.E.A. Univ. Nancy I, 69 p., 55 fig.

AVRIL G. et DURAND M. (1986). - Confirmation de l'origine continentale du "Buntsandstein" du Dôme de Barrot (Alpes Maritimes). 11ème Réun. Ann. Sci. Terre, Clermond-Ferrand, p. 6.

BORDET P. (1950). - Le dôme permien de Barrot (Alpes Maritimes) et son auréole de terrains secondaires. - *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 228, t. 48, pp. 51-89.

BOUCARUT M. (1971). - Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). - Thèse Sci., Nice.

BROMLEY R. et ASGAARD U. (1979). - Triassic freshwater ichnocoenoses from Carlsberg Fjord, East Greenland. - *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, Amsterdam, 28, pp. 39-80.

CAILLEUX A. et TRICART J. (1963). - Initiation à l'étude des sables et des galets. - C.D.U., Paris, 3 vol., 765 p.

CLEMMENSEN L.B. (1979). - Triassic lacustrine red-beds and palaeoclimate : The "Buntsandstein" of Helgoland and the Malmros Klint Member of East Greenland. - *Geol. Rundsch.*, B. 68, H. 2, pp. 748-774.

COUREL L. (coord.) *et al.* (1974). - Trias *in* DEBRAND-PASSARD S. *et al.*, Synthèse géologique du Sud-Est de la France. - *Mém. B.R.G.M.*, n° 125, pp. 61-118.

DOEGLAS D.J. (1968). - Grain-size indices, classification and environment. - *Sedimentology*, Amsterdam, vol. 10, 2, pp. 83-100.

DURAND M. (1975). - Nature des colorations violettes et vertes de certains grès triasiques. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 280, pp. 2737-2740.

DURAND M. (1978). - Paléocourants et reconstitution paléogéographique. L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales. - *Sci. Terre*, Nancy, 22, 4, pp. 301-390.

FAURE-MURET A. (1955). - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Serv. Carte geol. Fr.*, 336 p.

JAMES O. (1976). - Etude géologique des bordures du massif de l'Argentera et du Dôme de Barrot (Alpes Maritimes). Rapports socle-couverture et relations entre les minéralisations et la structure. - Thèse 3ème Cycle, Nice.

KRUMBEIN W.C. et SLOSS L.L. (1963). - Stratigraphy and sedimentation. - Freeman, San Francisco, 2ème éd., 660 p.

RICHARDS M.T. (1981). - Transgressive and progradational shoreline sequences developed on a high relief unconformity. The Lower Trias, Western Alps. - 2nd I.A.S. Eur. Meet., Bologne, Abstr., pp. 164-167.

THEBAULT J.-Y. (1969). - Contribution à l'étude des formes des galets. - *Bull. B.R.G.M.*, Orléans, (2), IV, 2, pp. 1-104.

TRAORE H. (1976). - Etude sédimentologie et géochimique du Dôme de Barrot (Alpes Maritimes, France). - Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 148 p., 50 fig.

TRICART J. et VONFELT J. (1955). - La signification paléogéographique des conglomérats oligocènes de la bordure vosgienne. - *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 8, 1, pp. 105-118.

VERNET J. (1958). - Sur la tectonique du socle permo-werfénien du Dôme de Barrot. - *Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble*, t. 34, pp. 219-290.

VERNET J. (1963). - Remarques sur le Permien du Massif de l'Argentera et du Dôme de Barrot. - *Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble*, t. 39, pp. 199-212.

VINCHON Ch. (1984). - Sédimentogenèse et métallogenèse du Permien du Dôme de Barrot (Alpes Maritimes, France). Comparaison avec les ensembles permiens voisins. - *Doc. B.R.G.M.*, n° 70, 444 p.

ORIGINE DES GRES DE LA "DEPRESSION PERMIENNE" (VAR,FRANCE) PAR LA TYPOLOGIE DES ZIRCONS. CONSEQUENCES PALEOGEOGRAPHIQUES

Jean-Pierre PUPIN *

RESUME. - L'étude typologique des populations de zircons des grès de la "dépression permienne" varoise conduit à préciser les sources de l'héritage sédimentaire : l'association est typiquement post-orogénique avec des cristaux issus de roches métamorphiques et anatectiques d'une part, de volcanites calco-alcalines d'autre part. Il s'y ajoute un héritage alcalin à proximité des centres volcaniques permiens, notamment de l'Estérel. Sur le plan paléogéographique, le permien supérieur voit un ennoyage important des Maures occidentales sous une couverture détritique essentiellement composée de l'érosion de rhyolites calco-alcalines méridionales.

ABSTRACT. - Inherited zircon crystals from the permian sandstones in the Var (S.E. France) are characteristic of post-orogenic detritals. They are derived from metamorphic and anatectic rocks, and calc-alkaline volcanites. Mainly around the Esterel massif, alkaline rhyolites derived crystals were added in the detritals. During the upper permian, the western part of the Maures massif was overlapped by detritals mainly derived from southern outcroping calc-alkaline rhyolites.

Le permien continental du Var est essentiellement constitué de poudingues, grès et pélites, associés dans le domaine nord-oriental à d'importantes formations volcaniques et volcano-sédimentaires. L'origine des particules détritiques de ces sédiments post-orogéniques a déjà fait l'objet de plusieurs travaux (DEMANGEON,1974 TOUTIN, 1980, 1984). Dans les reconstitutions proposées, les massifs actuels des Maures et du Tanneron sont les seuls domaines dispensateurs des éléments détritiques de la "dépression permienne". La forte charge feldspathique des grès permiens occidentaux a été rapportée à un héritage à partir des gneiss de Bormes (DEMANGEON, 1974).

La méthode d'étude typologique des populations de zircons constitue un outil très puissant pour déterminer l'origine d'une part importante des particules héritées dans les roches détritiques (PUPIN,1976,1980b; TOURE, 1981 ; PUPIN et TURCO, 1981 ; SCHADE, 1983 ; JEAN, 1985 ; REDONDO, 1986). Le permien du Var se prête excellement à ce type d'application pour les raisons suivantes :

1) Les sédiments détritiques sont très abondants et de granulométrie généralement appropriée à l'étude des minéraux lourds ;

2) Les cristaux sont de bonne qualité (automorphes-subautomorphes) dans des sédiments généralement peu matures.

3) Les magmatismes régionaux pré- ou syn-sédimentation permienne sont relativement bien connus. Le magmatisme orogénique hercynien, uniquement calco-alcalin en Corse (et Sardaigne septentrionale) (ORSINI, 1980 ; PUPIN, 1985), est principalement anatectique en Provence-Maures, Tanneron-(PUPIN, 1976). Quelques termes calco-alcalins affleurent cependant au sud-est des Maures, zone clé proche de la Corse en position anté-dérive : microgranite de Minuty, granite de Camarat (PUPIN, 1976 ; AMENZOU et PUPIN, 1986). Plus au nord, dans les Alpes occidentales, le magmatisme est

* Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie, E.R. "Stabilité et Réactivité des Minéraux". Faculté des Sciences et Techniques, Parc Valrose, 06034 NICE Cedex.

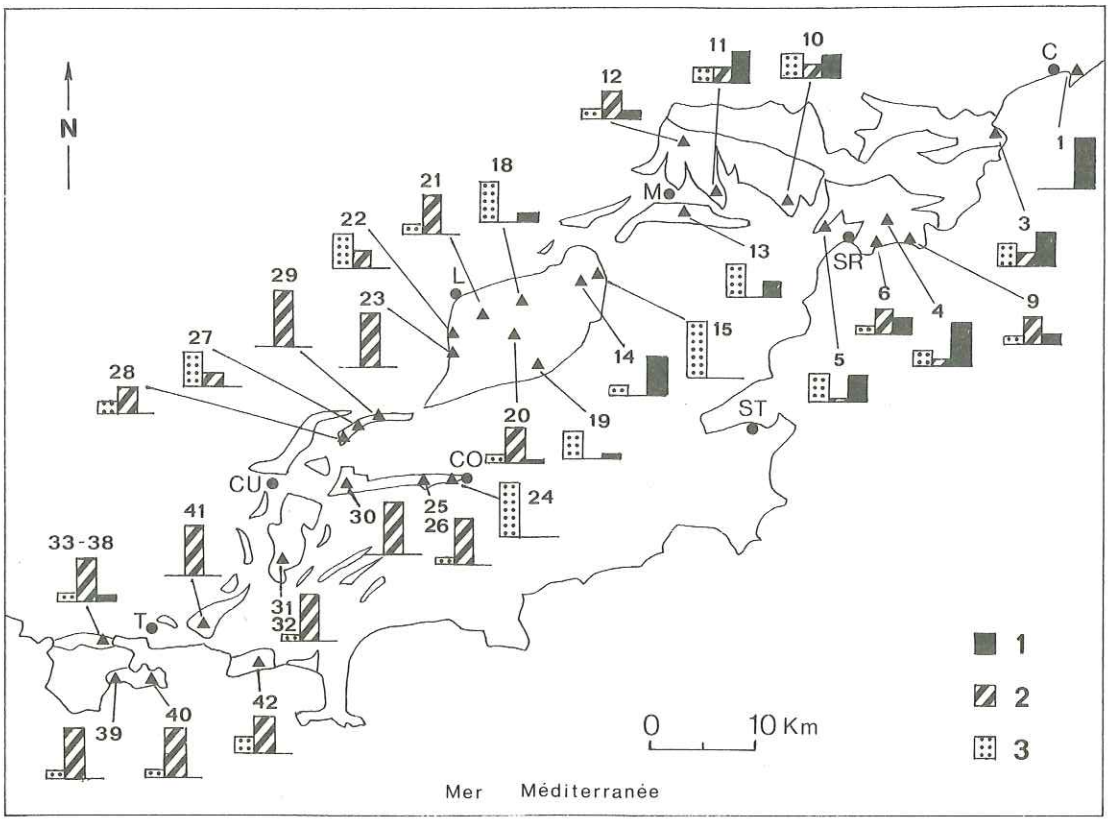


FIG. 1. - Localisations des échantillons étudiés et fréquences relatives de l'héritage détritique rapportées aux zircons : héritages "métamorphique" (1) (migmatites, granites d'anatexie autochtones, granites alumineux intrusifs), calco-alcalin (2) (essentiellement rhyolitique, accessoirement granitique) et alcalin (3) (rhyolitique).
(C = Cannes, CO = Collobrières, CU = Cuers, L = Le Luc, M = Le Muy, SR = Saint-Raphaël, ST = Saint-Tropez, T = Toulon).

également bimodal anatexie sialique-calcoalcalin, comme cela est le cas dans d'autres domaines de la chaîne varisque : Massif Central, Bretagne (PUPIN, 1985).

Le magmatisme anorogénique alcalin qui lui succède au permien comprend d'abondants termes acides qui possèdent des zircons très spécifiques (PUPIN,1978 TESSIER et al.,1978), que l'on retrouve dans d'autres domaines de rifting (par ex., Afar-Mer Rouge, PUPIN et SEYLER, inédit). Les populations de zircons des rhyolites et ignimbrites rhyolitiques alcalines peuvent être distinguées de celles des granites alcalins hypersolvus et subsolvus par leurs répartitions typologiques (PUPIN, 1976, 1980).

4) Les zircons des migmatites et anatexites sont eux-mêmes aisément identifiables (typologie, inclusions) (PUPIN et TURCO, 1981). L'information peut-être complétée par l'examen des autres traceurs métamorphiques (notamment rutile, andalousite, disthène, sillimanite, staurotide), plus ou moins fréquents dans les grès étudiés.

Les 37 échantillons de grès étudiés ont été prélevés dans différents sites de la "dépression permienne", entre la région toulonnaise et Cannes (Fig.1; positions lithostratigraphiques : légendes des fig.2 et 3). Les populations de zircons ont

été séparées selon une méthode de concentration classique (broyage modéré, séparation au bromoforme, séparations électromagnétiques) et étudiées au microscope optique en transmission au grossissement 250. Dans l'immense majorité des cas, les grès étaient suffisament riches pour livrer plus de 100 cristaux entiers à partir d'un échantillon de 400 g.

RESULTATS TYPOLOGIQUES.

Les résultats de l'étude typologique des populations de zircons sont présentés dans les diagrammes de distribution des figures 2 et 3. La spécificité des zircons des grands groupes génétiques considérés précédemment permet de calculer les sous-populations correspondantes pour chaque population (fig.4). Les caractéristiques fondamentales sont les suivantes :

- migmatites, granites anatectiques autochtones : zircons souvent subautomorphes à légèrement arrondis, avec pyramide (211) bien développée et prisme (110) généralement prédominant ; cristaux clairs, peu zonés, sans surcroissances, à inclusions spécifiques (cf.PUPIN, 1976).
- granites intrusifs alumineux (anatexie crustale) (ex. régional: granite du Plan de la Tour) : zircons automorphes à subautomorphes, avec (211) et (110) bien développés ; cristaux à surcroissances métamictes sombres.
- magmatisme calco-alcalin (granites et ignimbrites associées du groupe 4 - PUPIN, 1980) : zircons automorphes à type S largement prédominant, plus rarement type G, P ou J. Les zircons des rhyolites et ignimbrites rhyolitiques calco-alcalines sont à prisme (100) souvent prédominant avec (101) et (211) bien développées. Les inclusions vitreuses et minérales (apatite) sont nombreuses, les lacunes de croissance fréquentes.
- magmatisme alcalin (type Estérel) : les ignimbrites rhyolitiques et rhyolites associées aux granites hypersolvus des complexes alcalins possèdent des zircons souvent abondants, automorphes, à forts développements de (100), (101) et (301) (types spécifiques K, N et T 13-15).

Dans le diagramme (I.A,I.T) (fig.5), les points moyens des populations de grès étudiés se répartissent principalement selon une tendance oblique définie par les sous-populations "métamorphiques" anatectiques (migmatites, granites d'anatexie), calco-alcalines et alcalines. Les sous-populations calco-alcalines, essentiellement représentées par des zircons d'origine volcanique, montrent un recouvrement partiel avec le domaine des ignimbrites calco-alcalines hercyniennes corses (TESSIER et al., 1978), mais avec une tendance générale plus alumineuse (composition plutôt rhyodacitique soulignée par des indices $\bar{A}$ plus faibles (PUPIN, 1980 ; GIRAUD et al.,1980). Les sous-populations alcalines montrent une nette affinité avec l'ensemble des ignimbrites rhyolitiques A2-5-7, en s'éloignant des termes plus vitreux A1-8-10-11.

Sur un plan plus local, l'étude typologique des populations de zircons fournit les indications suivantes :

1) Secteur de l'Estérel (domaine oriental).

L'affleurement de permien (grès grossiers,conglomérats) le plus oriental, à l'est de la pointe de la Croisette à Cannes (ech.1) a fourni 95% de zircons rhyolitiques alcalins à côté de quelques rares zircons anatectiques ; ce résultat suppose une alimentation à partir d'affleurements très proches, continuité vers l'est du massif de l'Estérel au sud de Cannes, en accord avec les conclusions structurales de GONDOLO, 1986. D'autres échantillons prélevés au sein de l'Estérel (ech.3,4) présentent une prédominance plus faible des zircons alcalins (52 et 72%).

Dans les niveaux les plus élevés de la lithostratigraphie, dans le secteur de Boulouris-Drammont (14-16 de BOUCARUT, 1971 ; ech.6,9), la sous-population alcaline perd sa prédominance au profit des cristaux calco-alcalins (environ 40% de la population totale). De nombreux galets d'ignimbrites rhyolitiques calco-alcalines (ech.7,8) sont observables dans ces niveaux.

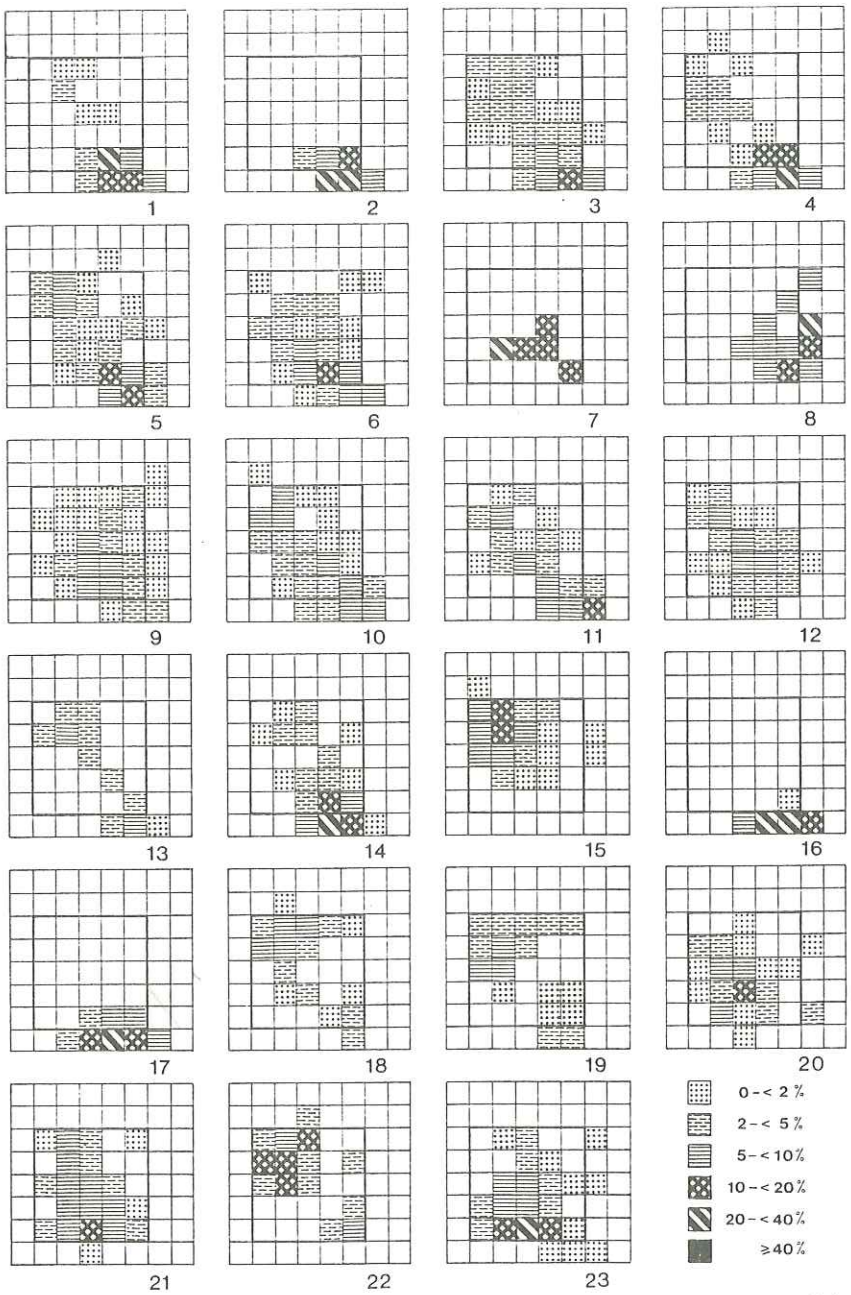


FIG. 2. - Distributions typologiques des populations de zircons : grès de Cannes (1), La Rague (3), Valbonnette (4), Fréjus (5), La Péguière (6), Pierre Blave (9), Le Puget (10), Palayson (11), le Mitan (12), le Muy-Sud (13), La Bastide Rouge (14,15), La Basse Verrerie (18), Mourrefrey (19), Balançon (20), Le Luc-sud (21), La Lauzade (22,23) ; ignimbrite rhyolitique alcaline A7, Mont-Vinaigre, Esterel (2), La Bastide Rouge (17) ; galets de rhyolites calco-alcalines de la Péguière (7,8), de rhyolite alcaline de la Bastide Rouge (16). - Niveaux lithostratigraphiques : (BOUCARUT,1971): 7b (3), 13cd (4), 13b (5), 14 (6), 16b (9) ; (TOUTIN,1984) : BAS-ARGENS: formations du Mitan (10,12) et du Muy (11,13) LE LUC : formations rouge inférieure (15), rouge supérieure (14,18 à 21), pélitique (22,23).

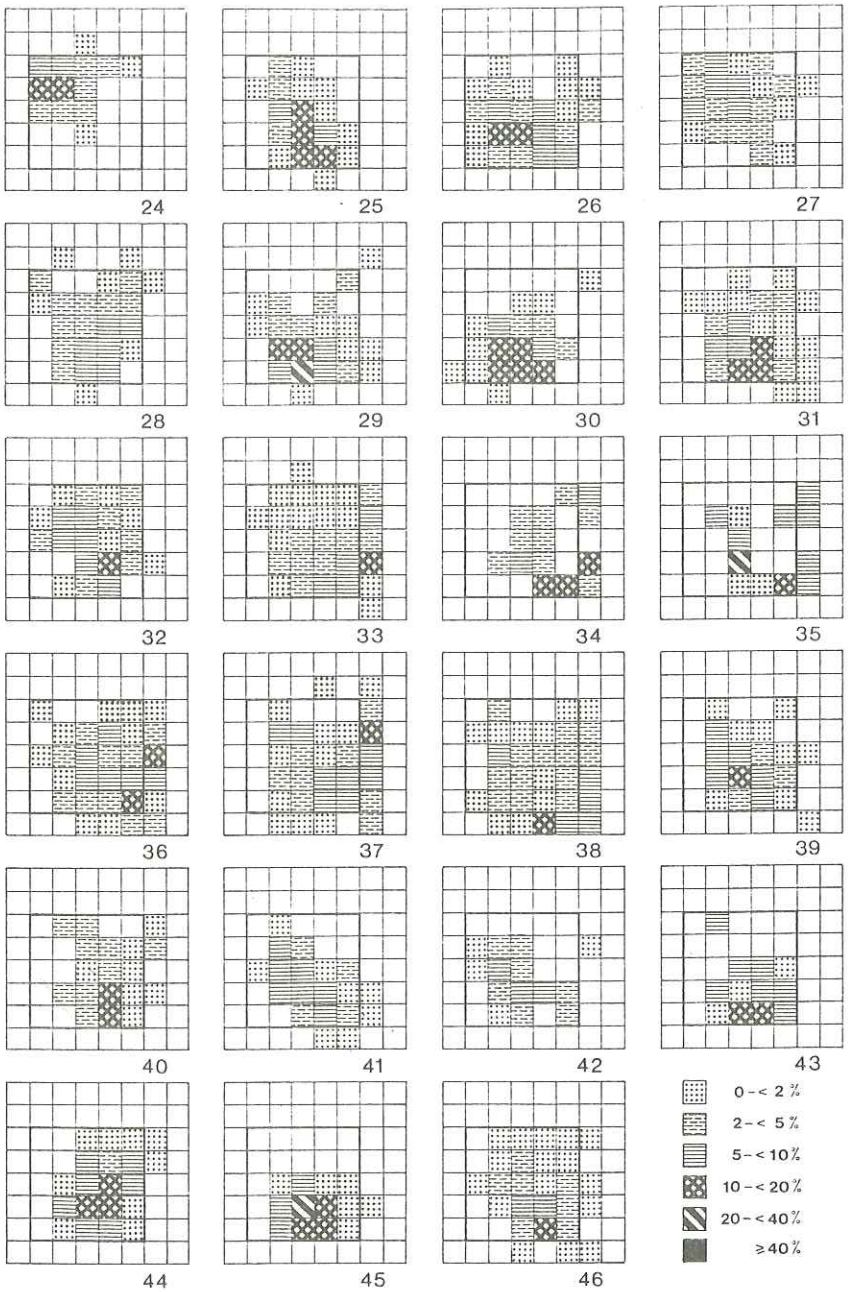


FIG. 3. - Distributions typologiques des populations de zircons : grès de Collobrières (24), La Rode N-E (25,26), Le Bron (27,28), Carnoules S-E (29), Jas de Cape (30), Maraval (31,32), Brégaillon (de la base vers le sommet : 33 à 38), Fabrégas E (39), Saint-Mandrier (40), Mont Thouar (41), Carqueiranne (42). Galets de rhyolites calco-alcalines : Carqueiranne (43), Brégaillon (44). Rhyolite calco-alcaline CO.214 de Focolara-Galéria (TESSIER, 1979, p.26) (45). Grès triasique du Tanneron N TA.65 (PUPIN,1976, p.365) (46). - Niveaux lithostratigraphiques : CUERS-COLLOBRIERES-TOULON : formations de Transy (24,27,28), Bron (25,26,29,30), Gigery (31,32 ; 33 à 42).

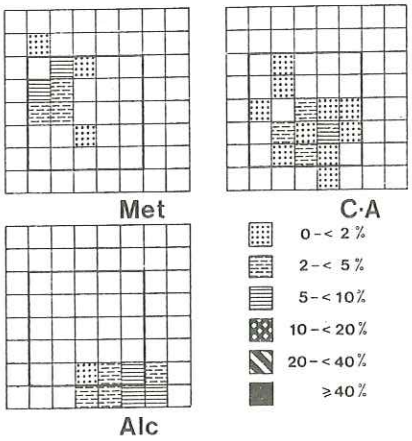


FIG. 4. - Sous-populations "métamorphique" (Met), calco-alcaline (C-A) et alcaline (Alc) de l'échantillon de grès de Puget-sur-Argens (10).

A Fréjus (ech.5), l'influence du socle migmatitique de Sainte-Maxime devient sensible (40% de zircons anatectiques contre 15 à 20% dans le secteur Boulouris-Drammont).

2) Bassin du Bas Argens.

La bimodalité d'une population d'arkose (ech.13) des "rochers de Roquebrune", prélevée au sud du Muy, confirme l'origine mixte granite du Plan de la Tour - émissions rhyolitiques alcalines. Dans les formations du Mitan et du Muy (ech.10 à 12), la contribution calco-alcaline reste forte (21à 50%). L'ignimbrite A7 contribue également largement à l'héritage détritique (11 à 46%).

3) Le bassin du Luc.

Les premiers niveaux gréseux discordants sur le socle métamorphique dans le secteur de la Bastide Rouge (ech.15) renferment 100% de zircons "métamorphiques". Après l'épanchement de l'ignimbrite A7 (ech.17), succédant elle-même à d'autres émissions acides alcalines dont on retrouve la trace sous forme de galets (ech.16), les grès possèdent des zircons alcalins surtout dans la partie orientale du bassin du Luc - 70% dans les niveaux sus-jacents à l'épanchement ignimbritique (ech.14) - ; les teneurs diminuent dans les parties centrales (10 ± 2% ; ech.18,19) et occidentale (0-2% ; ech.20 à 23). Corrélativement diminue aussi l'influence du socle métamorphique, tandis que les zircons volcaniques calco-alcalins deviennent largement prédominants (30 à 66% dans le secteur du Luc-sud, et même jusqu'à 92% -ech.23-).

4) Secteur de Cuers-Collobrières.

Dans les niveaux les plus inférieurs situés près du socle, les zircons d'origine métamorphique sont largement prédominants (80-100% pour les ech.27-24). Mais rapidement, dans tout ce domaine, à partir de la formation de Bron, les zircons des laves acides calco-alcalines deviennent très prédominants (80 à 97% pour les ech.25,26,29 à 32), même dans l'étroite bande E-W préservée le long de l'accident de Collobrières (ech.25,26,30).

5) Secteur de Toulon.

Dans tout ce domaine (Thouar, Carqueiranne, Brégaillon, Saint-Mandrier, Fabregas) dominent systématiquement les zircons originaires d'émissions volcaniques calco-alcalines (en moyenne 90%). Les galets de rhyolites calco-alcalines ne sont pas rares et constituent des niveaux conglomératiques dans la majorité des sites précités. Les zircons anatectiques sont seulement un peu plus nombreux à Carqueiranne (30%). A Brégaillon (PINCEMIN, 1977), quelques niveaux possèdent des zircons alcalins témoignant d'une activité régionale (5% dans les ech.36-37 et 25% dans l'ech.38,

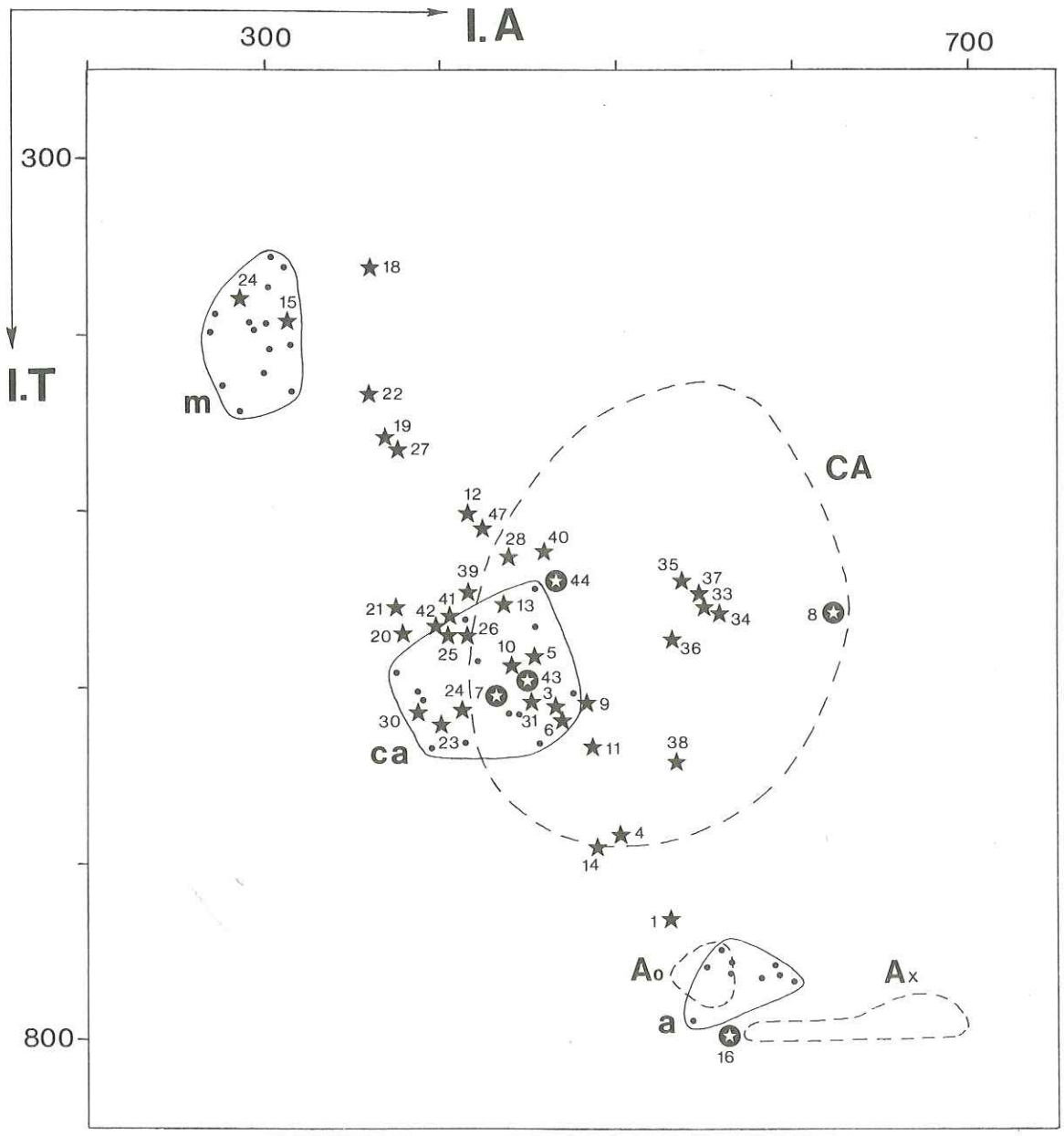


FIG. 5. - Répartition typologique des échantillons de grès (étoiles noires) et de galets (étoiles blanches sur fond noir) étudiés. Les points moyens (points noirs) et les domaines (traits continus) des sous-populations "métamorphiques" (m), calco-alcalines (ca) et alcalines (a) sont indiqués (N.B: ils n'ont pas été calculés dans la région toulonnaise compte tenu de la grande prédominance de l'héritage calco-alcalin). Pour comparaison, domaines (tiretés) des rhyolites calco-alcalines corses (CA), des termes alcalins A2-5-7 (Ao) et A1-8-10-11 (Ax) de l'Esterel.

pour lequel le dépôt des grès a été contemporain d'émissions aériennes alcalines -tufs- et non d'épanchements calco-alcalins comme proposé par GUEIRARD et SANTARELLI, 1966).

DISCUSSION ET CONCLUSION

D'une façon générale, les zircons des sédiments permiens correspondent à un héritage à partir de formations dont certaines sont connues à l'affleurement (rhyolites alcalines, gneiss migmatitiques, granites alumineux type Plan de la Tour), d'autres disparues ou cachées (laves acides calco-alcalines généralement à dynamisme ignimbritique).

L'influence alcaline est surtout marquée dans l'Estérel et à proximité des émissions acides aujourd'hui à l'affleurement (ignimbrite A 7 du bassin du Muy et de la région sud de Vidauban (fig.1).

Les apports du socle métamorphique sont surtout marqués dans les niveaux de base situés à proximité immédiate des affleurements actuels de ce socle (sud du bassin du Muy,est/sud-est du bassin du Luc, région de Collobrières et de Carnoules).

Quant aux apports de matériel volcanique calco-alcalin, ils sont ressentis dans l'immense majorité des sites étudiés avec un large domaine de variation. Des apports massifs de galets de rhyolites orogéniques(taille : 1 à 20 cm) concernent les grès supérieurs du sud de l'Estérel (région Boulouris-Drammont) et toute la région toulonnaise. Ils témoignent d'un apport sud à partir d'affleurements qui étaient probablement assez proches de l'actuelle ligne de rivage. Compte tenu des zircons et autres minéraux lourds associés dans les populations détritiques étudiées,ces ignimbrites calco-alcalines ont du napper un substrat essentiellement métamorphique, prolongation sud et est du substrat des Maures. Ces ignimbrites sont généralement liées génétiquement à un plutonisme calco-alcalin (ex:Corse hercynienne).

Au niveau de la "dépression permienne", les épandages hérités de ces formations calco-alcalines ont progressivement ennoyé le domaine occidental du Massif des Maures, puisque des populations très majoritairement calco-alcalines existent dans les secteurs de Pierrefeu - Collobrières, Carnoules et le Luc. Aucun zircon typique des gneiss de Bormes n'a été rencontré dans ces populations. Au permien supérieur, le socle métamorphique n'affleurait probablement plus du tout dans ce secteur. Quant au détritique à zircons calco-alcalins observé dans le bassin du Muy, sa direction d'alimentation reste encore à définir : soit par le S-W selon un axe Giens - Collobrières - Le Muy, soit par l'E selon une direction Saint-Raphaël - Le Muy. Ces venues se poursuivent dans le trias inférieur du nord du Tanneron (ech.46) où les zircons calco-alcalins sont encore largement représentés aux côtés des roches alcalines et anatectiques.

Les formations calco-alcalines ont dû occuper des volumes relativement considérables, avant d'être démantelées par l'érosion. A l'origine d'une part importante des sédiments permiens, elles alimentaient encore notablement les formations détritiques au crétacé supérieur (REDONDO,1986).

On signalera encore la relative pauvreté de ces rhyolites-rhyodacites en zircons (souvent quelques cristaux à quelques dizaines de cristaux pour 1 kg de matériel) comparativement au gneiss migmatitiques et au rhyolites alcalines porphyriques (quelques centaines à quelques milliers de cristaux). On notera enfin que les grès permiens du Mercantour n'ont pratiquement livré que des zircons migmatitiques (ROMAIN, 1976).

En dehors des reliefs dûs aux appareils volcaniques de l'Estérel, un autre relief marqué devait persister au permien supérieur, correspondant approximativement à l'axe N-S du granite du Plan de la Tour. Il permet d'expliquer la composition des grès de Roquebrune/s/Argens-Le Muy et la contribution encore notable du socle

dans certains sédiments post-ignimbritiques du bassin du Luc (ech.18,19) ou de la région de Fréjus (ech.5). Les réajustements isostasiques devaient d'ailleurs encore affecter une région qui correspond au début de l'arc magmatique hercynien (notamment avec les tonalites et l'ensemble granitique Rouet-Plan de la Tour-Gigaro - PUPIN, 1976 ; AMENZOU et PUPIN, 1986), et dont le magmatisme orogénique s'est poursuivi tardivement (microgranite de Plan de la Tour - PUPIN, 1973 ; granite et microgranite de Camarat (?) - AMENZOU et PUPIN, 1986).

A côté de l'intérêt proprement paléogéographique des résultats obtenus s'ajoute celui des différences notables dans la nature des sédiments, qui peut-être un guide précieux pour expliquer les variations géochimiques des formations sédimentaires ou pour délimiter les domaines potentiels de minéralisations.

Références

AMENZOU M. et PUPIN J.P.(1986).- Le granite de Camarat (Maures, Var, France) : un ensemble polygénique, zone clé entre la Provence et la Corse. C. R. Ac. Sc., Paris, t.303 (II), p.697-700.

BOUCARUT M.(1971).- Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). Thèse, Nice, 487 p.

BOUILLET G. et LUTAUD L. (1958).- Contribution à l'étude paléogéographique de la période permienne dans la Provence cristalline. Bull. Soc. Géol. France, 8(5), p. 447-462.

DEMANGEON P.(1974).- Essai de détermination des zones de sédimentation et des zones d'érosion en Provence cristalline au Permien. C. R. Ac. Sc., Paris, t.278 (D), p.189-192.

GIRAUD J.D., PUPIN J.P. et TURCO G.(1980).- Caractères morphologiques du zircon dans les séries volcaniques calco-alcalines d'après l'exemple liguro-sarde. Implications pétrogénétiques. C. R. Ac. Sc., Paris, t.290 (D), p.823-826.

GONDOLO A., GIRAUD J.D. et BONIN B.(1986).- Le volcanisme alcalin permo-triasique du sud-est de la France : comparaisons entre la Provence et la Corse. XI° Réun. Sc. Terre, Clermont-Ferrand, p.81. Soc. géol. Fr. éd.

GUEIRARD S. et SANTARELLI N.(1966).- A propos du volcanisme permien de la région toulonnaise. C. R. Ac. Sc., Paris, t.262 (D), p.2413-2416.

JEAN S.(1985).- Les grès d'Annot au NW du massif de l'Argentera-Mercantour, sédimentologie, paléogéographie. Thèse, Grenoble.

ORSINI J.B.(1980).- Le batholite corso-sarde : anatomie d'un batholite hercynien. Composition - structure - organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne varisque française. Thèse, Marseille, 390 p.

PINCEMIN M.(1977).- Etude des minéraux accessoires de quelques roches permiennes. Région de Toulon, Var. D.E.A., Nice, 58 p.

PUPIN J.P.(1976).- Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse, Nice, 394 p.

PUPIN J.P.(1978).- Les zircons des roches volcaniques acides permiennes de l'Estérel : un nouvel argument pour une province magmatique permienne corso-provençale. C. R. Ac. Sc., Paris, t.286 (D), p.173-176.

PUPIN J.P.(1980).- Zircon and Granite petrology. Contrib. Mineral. Petrol. 73, p.207-220.

PUPIN J.P.(1980b).- Le zircon, traceur sédimentaire. Congr. géol. intern., Paris, p.276.

PUPIN J.P.(1985).- Magmatic zoning of hercynian granitoids in France based on zircon typology. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 65, p.29-56.

PUPIN J.P. et TURCO G.(1973).- Le microgranite de Plan de la Tour (Maures). Relations avec le granite de cette localité et détermination de son âge. C.R. Ac. Sc., Paris, t.276 (D), p.3261-3264.

PUPIN J.P. et TURCO G.(1981).- Le zircon, minéral commun significatif des roches endogènes et exogènes. Bull.Minéral., 104, p.724-731.

REDONDO C.(1986).- Etude des sédiments détritiques du crétacé supérieur marin de la Provence Occidentale et recherche des zones d'apport. Sédimentologie, pétrographie, minéralogie. Thèse, Marseille I, 493 p.

ROMAIN J.(1976).- Application au problème de l'origine du matériel détritique des séries permiennes de la bordure SW du massif de l'Argentera-Mercantour d'une typologie du zircon accessoire. D.E.A., Nice, 70 p.

SCHADE J.(1983).- Le synclinal de Saint-Martin de Belleville et son permien uranifère (zone houillère briançonnaise - Alpes de Savoie). Thèse, Grenoble, 250 p.

TESSIER M.(1979).- Caractères morphologiques du zircon de roches magmatiques alcalines et calco-alcalines de Corse. Implications pétrogénétiques. Thèse 3e cycle, Nice, 112 p.

TESSIER M., PUPIN J.P., TURCO G. et VELLUTINI P.(1978).- Le zircon, un argument pour distinguer les rhyolites orogéniques des rhyolites des complexes annulaires : l'exemple corso-provençal. C. R. Ac. Sc., Paris, t.287 (D), p.407-410.

TOURE S.(1981).- Données nouvelles sur les formations détritiques de l'arc de Castellane, sud-est de la France (conglomérats tertiaires des synclinaux de Saint-Antonin, Barrême, Majastre). Thèse 3e cycle, Nice, 290 p.

TOUTIN N.(1980).- Le permien continental de la Provence orientale (France). Thèse, Nice, 594 p.

TOUTIN N.(1984).- Synthèse géologique du sud-est de la France. Mem. B.R.G.M. 126, Vol.2, S8.

CARACTERISATION DE LA SEDIMENTATION DU FACIES BUNTSANDSTEIN (FORMATION INFERIEURE) DU TRIAS DE LODEVE, SUD DE LA FRANCE

par Michel LOPEZ*

RESUME. - La *Formation inférieure* du Trias de Lodève (Anisien moyen à Ladinien supérieur) correspond à un *mégacycle symétrique* : conglomérats et grès de *plaine alluviale en tresse* - grès et silts de *plaine d'inondation* - argiles et évaporites de *Playa* (séq. inférieure) et vice versa (séq. supérieure).

Cet agencement vertical conduit à un modèle paléogéographique de *bassin fermé semi-aride* où l'influx terrigène est contrôlé à partir des reliefs nourriciers par la tectonique et les précipitations périodiques.

Les dépôts en masse de frange de cône alluvial en amont du pédiment passent à un système fluviatile en tresse organisé, qui évolue vers l'aval en champ d'épandage en nappe et dépôts argileux de playa.

Lors des phases arides, un milieu subdésertique apparait dans la partie élevée du pédiment, alors que des conditions hydromorphes persistent dans la zone proche du niveau de base. Sur la playa, l'évaporation intense conduit à la précipitation sélective d'évaporites par confinement progressif.

La superposition rythmique phase humide/phase aride est attribuée à un *microcycle climatique*. Par contre, l'évolution générale du mégacycle semble liée à un phénomène *tectonique* discret avec *atténuation des reliefs* de la zone source lors de la séquence inférieure et *rajeunissement des reliefs* lors de la séquence supérieure.

ABSTRACT. - The Triassic Buntsandstein-facies continental sequence (*Lower Formation*) in the Lodève region, southern France, consists of gravelly and sandy *braidplain* sediments evolving into *floodplain* and *playa* deposists and vice versa. The fining-Upwards Lower Sequence and the coarsening-upwards Upper Sequence are organised in a *symmetrical megacycle* of Middle Anisian to Upper Ladinian age.

The complete evaluation of the section enable the construction of a *semi-arid closed basin* model, where terrigenous influx is controled by tectonics and periodic orographic rainfalls in the source areas.

The depositional environments included debris flow deposits on fringing alluvial fans, evolving into a highly-braided river system which passed down stream to large sheet-flood deposits. Clayey playa deposits developed at the focus of the drainage area, episodically recharged by diluting fresh-water.

During arid periods, the toe of the fans was rapidely transformed into a subdesert environment with aeolian and dolocrete pedogenesis, while hydromorphous paleosols originated down stream in a persistent phreatic zone. In the playa, increasing evaporation and supersaturation gave rise to shrinkage of the stagnant water bodies and evaporites selectively precipitated.

The moist and dry rythmic superpositions is attributed to *climatic microcycles*, while the general loop of the megacycle reflects an inconspicuous *tectonic activity* in the source areas with *vanishing of reliefs* during the Lower Sequence and *rejuvenation* of reliefs during the Upper Sequence. This tectonic event predates the opening of the Tethysian-Ligure Ocean.

* Laboratoire de Géologie Structurale, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.

I. - INTRODUCTION

Le Buntsandstein est défini par référence aux "red beds" continentaux germaniques et lorrains d'âge scythien, pour lesquels il garde une signification stratigraphique (RICOUR, 1963). Dans le reste de l'Europe, il n'a qu'une valeur de faciès que l'on rencontre du Permien inférieur à l'Hettangien.

Dans la région de Lodève, ce faciès buntsandstein correspond à la *Formation inférieure* du Trias. Elle montre une évolution verticale continue des séquences de dépôts qui permet de proposer un modèle paléogéographique précis de ce type de sédimentation. Les tentatives de reconstitutions paléogéographiques antérieures (ORSZAG-SPERBER, 1966), (AUBAGUE, 1966, 1967) font appel à des *influences marines*. Notre modèle fait au contraire appel à une *cuvette endoréique*.

Après avoir défini le cadre régional, nous décrirons les différents types de séquences que nous interprèterons en terme de paléoenvironnement. Ensuite leur arrangement selon une verticale permettra de proposer un modèle paléogéographique.

II. - CADRE GEOLOGIQUE

La série étudiée se localise au sud du Massif Central, sur la bordure méridionale du Causse du Larzac (fig. 1). Dans cette région, le Trias est discordant sur le Permien et le socle hercynien qui forme à hauteur de Lodève un paléorelief carbonaté d'orientation générale est-ouest (Ride de Lodève). Au nord du secteur, les sédiments triasiques s'ennoient sous la série jurassique des Causses.

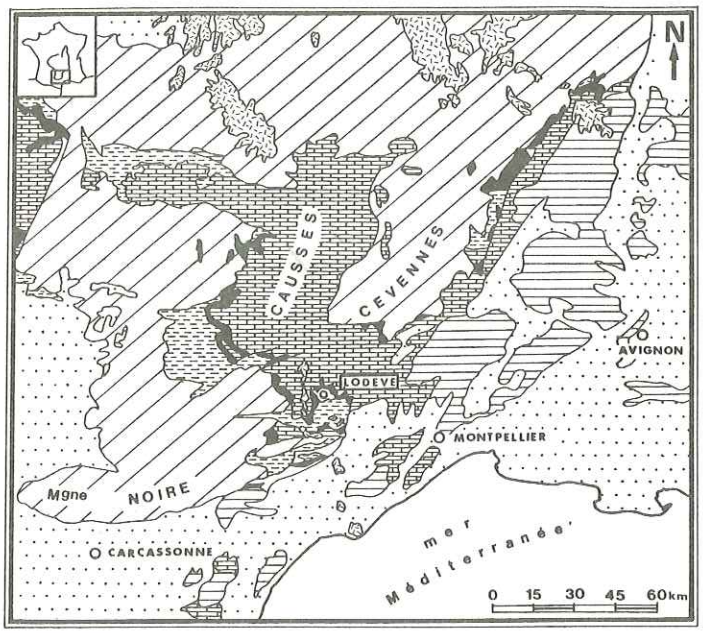


Fig.1_Cadre géologique

FORMATION RHETIENNE		Datations (1) palynologiques
FORMATION SUPERIEURE	Argiles supérieures	?
	Carnieules	
FORMATION MEDIANE	Alternances argilo-carbonatées	CARNIEN
	Dolomies laminées	LADINIEN
FORMATION INFERIEURE	Grès et conglomérats supérieurs	SUPERIEUR
	Argiles inférieures	LADINIEN sl
	Grès et conglomérats inférieurs	ANISIEN MOYEN

(1) Appia - Lamache, 1984.

Fig.2_Distribution des principaux faciès du Trias de Lodève.

Basaltes plio-quaternaires
Tertiaire et Quaternaire
Crétacé
Jurassique
Trias
Permo-houiller
Socle hercynien

III. - LITHOSTRATIGRAPHIE

Le découpage lithostratigraphique régional (SERVAT, 1963), (MARTIN, 1963), (ORSZAG-SPERBER, 1966), (DELORT, 1975), n'autorisant qu'une approche superficielle, difficilement corrélable avec les grands événements sédimentaires, il a été révisé (LOPEZ et MADER, 1985). On définit pour la série de Lodève quatre formations principales, divisées chacune en membres et unités à partir du lithofaciès dominant (fig. 2).

Seule la *Formation inférieure* est considérée ici, elle montre sur 120 à 170 m de puissance (fig. 3) un membre détritique grossier (*Grès et Conglomérats inférieurs*) d'âge anisien moyen (DOUBINGER et ADLOFF, 1981) ; surmonté par un membre argileux et évaporitique (*Argiles inférieures*), rapporté à l'intervalle aniso-ladinien (TAUGOURDEAU-LANTZ, 1982), (APPIA-LAMACHE, 1984). Ces argiles passent à un nouveau membre terrigène grossier (*Grès et Conglomérats supérieurs*) daté du Ladinien s.l. ou du Ladinien supérieur (APPIA-LAMACHE, 1984).

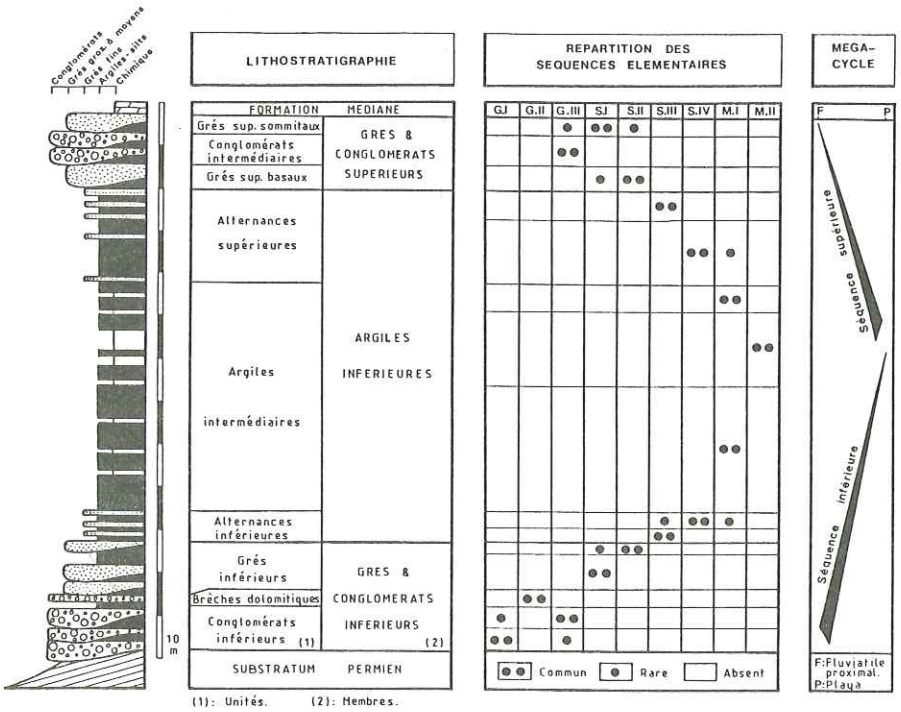


Fig.3_Lithostratigraphie et sédimentologie de la Formation inférieure du Trias de Lodève (Sud de la France).

IV. - SEDIMENTOLOGIE

Ce découpage pratique correspond à l'évolution symétrique de deux séquences superposées selon un *mégacycle* (fig. 3). La *Séquence inférieure* est grano-et strato-décroissante ; elle montre le passage progressif de conglomérats à des grès puis à des argiles évaporitiques tandis que la *Séquence supérieure* montre l'évolution inverse.

Ces deux séquences enregistrent une sédimentation fluviatile et lacustre. Au sommet du *mégacycle*, la sédimentation terrigène est brusquement interrompue par un niveau continu de dolomicrites à laminations crypalgaires qui marquent le passage à la *Formation médiane*. Cette sédimentation carbonatée est attribuée à une brève incursion marine sur le domaine continental (LOPEZ et MADER, 1985).

Dans le détail, les deux séquences symétriques sont constituées par la superposition ordonnée de *séquences élémentaires* parmi lesquelles 9 types principaux, répartis dans les différentes unités, peuvent être dégagés.

1/ Description des séquences élémentaires (fig. 4)

L'ordre de description adopté correspond à l'ordre de superposition dans la *Séquence inférieure.*

a) - Les séquences conglomératiques

= Type G.I : Cette séquence de 3 à 6 m de puissance totale débute par un banc massif à base fortement érosive, constitué d'éléments pluricentimétriques, hétérogènes et subanguleux qui flottent dans une matrice pélitique rouge ou silto-carbonatée jaune. Associés aux éléments, on distingue parfois en nombre important (jusqu'à 60 % des éléments figurés) des intraclastes de même nature que la matrice. Aucune structure interne n'est visible ; le sommet du banc est constitué par un grès moyen à grossier à rares galets épars.

Ce faciès caractérise un réseau digité de chenaux fluviatiles qui s'enfoncent dans la plaine d'inondation en remaniant les sédiments antérieurement déposés, jusqu'à former un courant de densité (debris flow) qui se fige rapidement. Les croûtes indurées de la séquence précédente sont incorporées sous forme d'intraclastes, tandis que le sédiment meuble est remanié pour former la matrice. En fin de crue, la queue du courant, sableuse, vient draper l'horizon massif.

Au-dessus, apparaissent sans transition des pélites rouges à taches bleu-violet et traces de racines qui marquent la réinstallation de la plaine d'inondation et le développement d'un aquifère alluvial avec une pédogenèse de type hydromorphe. Les pélites sont recoupées par quelques récurrences grossières à base plane peu érosive qui traduisent les dernières pulsions de l'appareil fluviatile sous forme de "sheet-floods".

En sommet de séquence, deux types de faciès peuvent apparaître. Le premier correspond à un enrichissement progressif des pélites en imprégnations de microdolosparite jaune, passant vers le haut en un horizon noduleux qui peut lui-même évoluer en une croûte massive. Cette disposition est significative d'une pédogenèse en milieu aéré, de type dolocrete qui nécessite des conditions climatiques semi-arides. Le second faciès montre un niveau de grès moyen à fin, bien classé à base non érosive qui se caractérise par une microlamination nette, régulière, plane, parallèle ou faiblement oblique, due uniquement à une petite différence de granulométrie entre les lamines. Ce type de microlamination est interprété comme l'accumulation de trains de rides éoliennes ascendantes à l'état subcritique (MADER, 1985).

La superposition des faciès de la séquence G.I marque l'envahissement brutal et éphémère de la plaine d'inondation par un système fluviatile en tresse moyennement chenalisé, en réponse à de violentes précipitations dans les zones sources proches. En fin de crue, les conditions sub-désertiques sont très rapidement rétablies, soulignées par une pédogenèse en milieu aéré et/ou par de vastes épandages en nappe de sables éoliens. Durant cette période, les chenaux sont partiellement transformés en reg, comme en témoignent les nombreux galets éolisés remaniés dans les séquences susjacentes. En ce qui concerne son niveau d'énergie, cette séquence se rapproche du type "Trollheim"de MIALL (1978) ; elle reflète une sédimentation de frange de cône alluvial.

= Type G.II : Il s'agit d'un banc massif de 1 à 4 m de puissance, peu érosif et dépourvu de structures internes, formé d'éléments centimétriques à pluri-décimétriques anguleux qui "flottent" dans un support de dolosparite jaune-orangé. En lame mince, le support s'avère constitué de rhomboèdres de dolomite, cassés et auréolés d'oxydes de

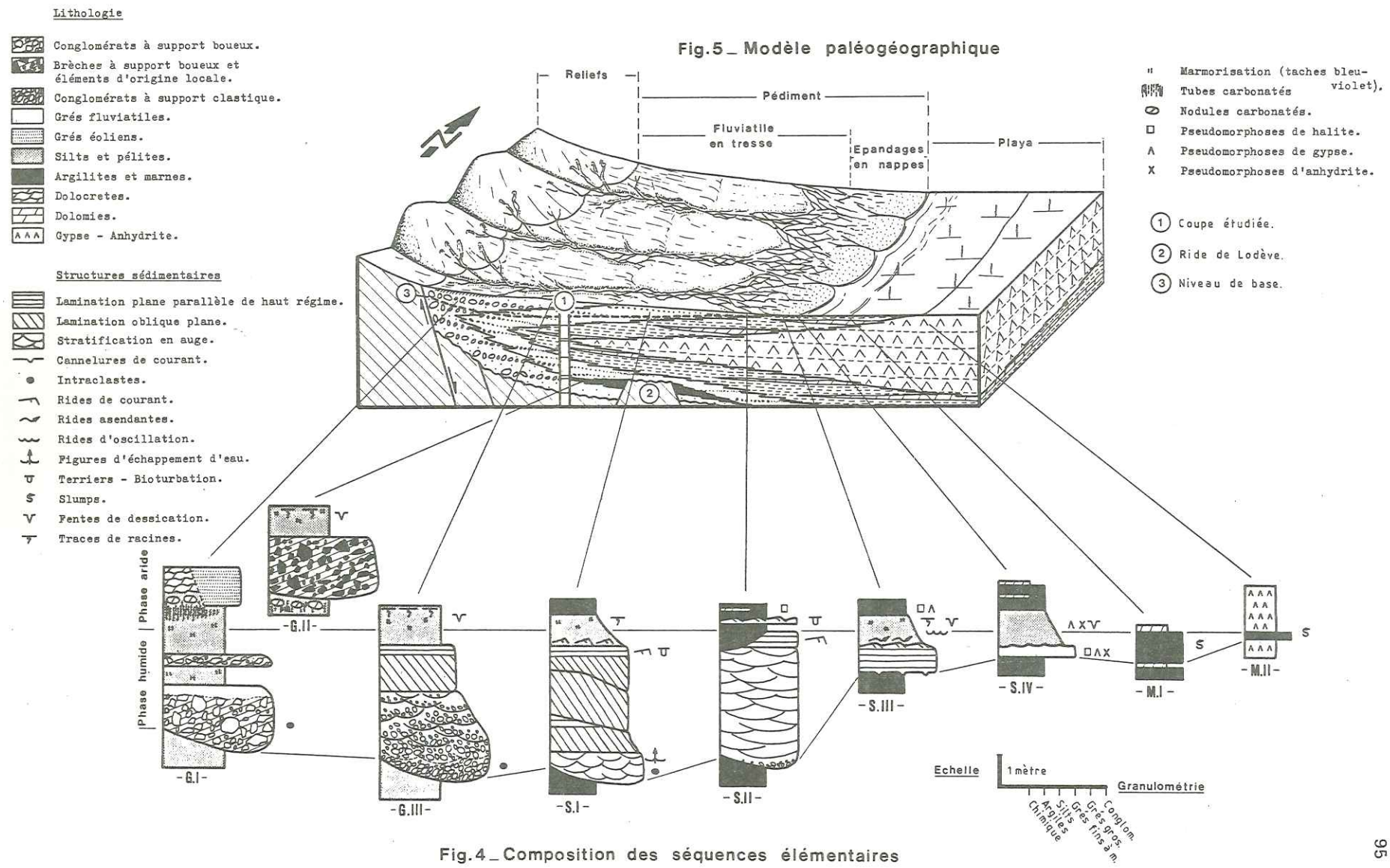


Fig.5_ Modèle paléogéographique

Fig.4_ Composition des séquences élémentaires

fer, associés à des débris siliceux ; le tout cimenté par une microdolosparite "sale". Cette disposition évoque une origine détritique de la dolomite.

La séquence G.II est étroitement localisée en bordure de la Ride de Lodève : elle est interprétée comme une coulée boueuse initiée sur les flancs de la ride émergée, à partir des sables carbonatés et produits de démantèlement d'un paléo-exokarst, dont de nombreux témoins fossilisés sont encore visibles sur le paléorelief exhumé. De tels mécanismes sont décrits dans des paléokarsts crétacés (COMBES, 1973). Ce dépôt local est indépendant de la dynamique sédimentaire générale ; il témoigne d'une instabilité tectonique ou de précipitations particulièrement violentes. Cette brèche G.II est surmontée directement par des pélites rouges à traces de racines, nodules carbonatés et figures d'émersion qui traduisent le retour à la sédimentation de plaine d'inondation.

- Type G.III : Cette séquence (2 à 5 m de puissance) débute par un conglomérat à support clastique souvent riche en galets mous argileux, qui érode les horizons sous-jacents. Les éléments sont de taille centimétrique, subarrondis, jointifs et assez bien classés ; par contre, les grès de la matrice ont une granulométrie variable et paraissent s'être infiltrés dans la phase grossière par effet de tamis. Vers le haut, la granulométrie décroît et des structures en auges métriques s'individualisent; au sommet, seule la base de ces auges est conglomératique. Ce faciès caractérise la migration de rides sous-aquatiques dans la partie tractive d'un chenal.

Au-dessus apparaissent des grès moyens à grossiers à laminations plane parallèles ou obliques qui traduisent la migration de barres transversales ou diagonales. Parfois entre ces corps gréseux, peuvent exister des conglomérats à support clastique et stratification plane fruste qui évoquent la progradation dans le chenal de barres longitudinales.

Le sommet de la séquence est constitué par des pélites rouges à empreintes de paléosols hydromorphes, fentes de dessiccation et rares nodules carbonatés. La préservation partielle du terme supérieur suppose un certain espacement entre les chenaux.

La séquence G.III caractérise un système fluviatile en tresse moyennement chenalisé, à haute capacité de transport équivalent au type "Donjek" défini par MIALL (1978). Mieux organisé que les précédents, il fonctionne selon un cycle net de crue-décrue.

b) - Les séquences sableuses

- Type S.I : Cette séquence de 3 à 5 m de puissance montre un terme inférieur constitué par un grès grossier à base érosive, dans lequel on distingue plus ou moins nettement des structures en auges demi-métriques. Au sommet de ce banc, des figures en "assiettes" sont attribuées à des échappements d'eau précoces.

Comme dans la séquence G.III, les faciès à auges sont surmontés par plusieurs corps gréseux à stratification oblique plane et rides de courants sommitales, qui traduisent la progradation de barres transversales. Dans ce type de séquence, les corps gréseux peuvent être tronqués par des surfaces d'érosion plus ou moins planes, parfois tapissées d'un film argileux vert. Ces structures sont attribuées à des réactivations multiples en réponse à une augmentation du niveau d'énergie ou à une modification de la direction du courant en sommet de barre (COLLINSON, 1970).

Ces grès passent progressivement à des pélites rouges à taches bleu-violet, traces de racines et petits horizons sableux de type flaser ou lenticulaire ; elles sont surmontées localement par des argilites vertes parfois bioturbées où des indices de sursalure peuvent apparaître (Moules de cristaux de halite). Ces faciès sont rarement préservés.

Localement, le terme inférieur peut présenter un support de dolomicrite jaune ou de gypse ; il renferme alors des intraclastes de même nature qui confirment l'existence de dépôts évaporitiques dans certains chenaux abandonnés et leur remaniement lors d'une crue postérieure.

La séquence S.I est comparable à la séquence G.III ; cependant, dans ce système, le régime hydrodynamique conduit au développement et à la superposition de grandes barres sableuses. L'agencement des faciès observé dans cette séquence évoque un appareil fluviatile en tresse, hautement chenalisé à moyenne capacité de transport, comparable au type "South Saskatchewan" de la classification de MIALL (1978). La longévité du système est soulignée par l'absence de structures d'émersion prolongée ; par contre, la présence d'évaporites confirme bien la permanence des conditions semi-arides.

- Type S.II : Cette séquence se caractérise par un banc épais (2 à 4 m de puissance) de grès fins très bien classés, à base peu érosive. Les premiers décimètres peuvent montrer un conglomérat résiduel à support clastique, immédiatement surmonté par les faciès fins à grandes stratifications en auge (2 à 4 m de large) qui caractérisent la progradation de dunes linguoïdes dans de vastes chenaux. Souvent en sommet de banc, ces structures sont recoupées sur quelques décimètres par des grès de même granulométrie à laminations planes parallèles ou faiblement obliques qui témoignent du remodelage des sommets de dunes par les courants laminaires.

Les grès sont surmontés par des argilites vertes à petites rides sableuses souvent bioturbées, pouvant montrer au sommet de fins niveaux dolomitiques jaunes à pseudomorphoses d'évaporites. Ces faciès peuvent remplir de petits chenaux abandonnés, érosifs sur les grès sous-jacents, qui témoignent de l'écoulement interdunaire en période de basses eaux (COLLINSON, 1970).

Les séquences élémentaires de type S.II correspondent à un système fluviatile permanent dans lequel la sédimentation s'effectue essentiellement en période de hautes eaux par aggradation et progradation de dunes. Cette construction témoigne, durant ces périodes, d'un régime hydraulique stable et d'une charge uniforme avec un niveau d'énergie suffisamment bas pour permettre, en général, la préservation complète de la séquence. En période de basses eaux, l'aquifère alluvial est soumis à une évaporation importante, qui peut conduire à l'apparition d'indices de sursalure ; par contre, l'émersion semble rarement atteinte. Ce système en tresse hautement chenalisé à basse énergie est décrit dans le type "Platte" de MIALL (1978).

- Type S.III : Il s'agit d'une séquence d'épaisseur réduite (0,5 à 2 m) qui montre un banc de grès fin à moyen, bien classé, à lamination plane parallèle de haut régime et linéation de partage. La base de la séquence est plane, non chenalisée et riche en cannelures d'érosion (flute casts ou groove casts). Le sommet peut montrer des rides de courants, ascendantes ou d'oscillations. Le terme supérieur est constitué par des pélites rouges à taches bleu-violet, traces de racines et fentes de dessiccations ; généralement surmontées par des argilites vertes à pseudomorphoses de halite ou de gypse.

Cette superposition de faciès caractérise les séquences proximales de débordement d'un appareil fluviatile par écoulement en nappe (sheet flood) sur la plaine pédimentaire et décélération progressive du courant jusqu'à la décantation argileuse.

- Type S.IV : Il s'agit d'une association complexe de faciès dans laquelle de nombreux intermédiaires peuvent être distingués ; cependant, dans un souci de clarté, seule une représentation moyenne est proposée.

A l'échelle de l'affleurement, la superposition de ces séquences se présente comme une alternance monotone grès-argiles. Dans le détail, la séquence élémentaire,

dont la puissance varie, du centimètre au mètre, débute par un grès moyen à fin à base plane non érosive. La matrice peut être argileuse ou carbonatée et certains de ces horizons peuvent même passer latéralement à une dolomicrite sableuse. Aucune structure interne n'est, en général, visible.

Certains de ces bancs gréseux sont riches en pseudomorphoses de gypse ou d'anhydrite, particulièrement concentrées en sommet de banc. Le remplissage géotrope des cavités de dissolution par un silt interne vadose et leur recoupement postérieur par des fentes de dessiccation (cas de dolomies sableuses) atteste de l'origine précoce de ces évaporites. Les pélites rouges susjacentes sont également riches en pseudomorphoses, mais elles sont surtout caractérisées par des formes d'émersions nettes de type mud-craks, sheet-craks ou dessiccation courbe. Certaines séquences dépourvues d'évaporites portent l'empreinte de paléosols hydromorphes. En sommet de séquence apparaissent des argilites vertes à minces horizons dolomitiques jaunes. Ce faciès peut surmonter directement le terme gréseux inférieur.

Les séquences S.IV reflètent la partie distale d'un champ d'épandage fluviatile en nappe à l'aval d'un domaine pédimentaire, sur lequel les conditions semi-arides conduisent au confinement progressif des eaux résiduelles et à la précipitation d'évaporites.

c) - Les séquences argileuses et évaporitiques

= Type M.I : Le terme inférieur est représenté par une couche épaisse (demi-métrique à pluri-métrique) d'argiles ou de marnes vert sombre, parfois silteuses, ou contenant de petits lits sableux fins. Le terme supérieur correspond à un horizon de dolomicrite jaune, finement laminée, dont la puissance moyenne varie de quelques millimètres à quelques décimètres.

= Type M.II : Il débute également par un niveau argileux sombre souvent réduit à quelques centimètres, surmonté par une couche massive ou mal stratifiée de gypse ou d'anhydrite parfois argileux d'épaisseur décimétrique à pluri-métrique.

Dans la séquence M.I, comme dans M.II, on observe de nombreuses figures de glissements synsédimentaires qui témoignent d'une certaine instabilité du domaine de dépôt.

Ces deux types de séquences marquent une sédimentation dans un domaine lacustre de playa où alternent des périodes de sursaturation (précipitations évaporitiques) et des périodes de recharges en eau douce (décantation des argiles). La séquence M.I peut être rapportée à un faciès de bordure où l'influence terrigène est encore marquée; par contre, le type M.II, à prédominance chimique correspond sans doute au dépôt dans la partie centrale de la cuvette.

2/ Interprétation du mégacycle

La superposition des séquences élémentaires dans le temps (fig. 3) peut être interprétée en terme de diminution progressive des apports fluviatiles sur le domaine pédimentaire (*Séquence inférieure*) suivie d'une progradation généralisée de l'appareil terrigène (*Séquence supérieure*). L'unité des *Conglomérats inférieurs* correspond alors au développement d'un système fluviatile en tresse de haute énergie proche des reliefs nourriciers (séquences G.I, G.II, G.III). L'unité des *Grès inférieurs* marque un environnement de plus faible énergie où se déploie un système en tresse hautement chenalisé (séquences S.I et S.II). Les *Alternances inférieures* sont caractérisées par des dépôts en nappes très distaux (séquences S.III et S.IV), alors que l'unité des *Argiles intermédiaires* montre des dépôts de playa (séquences M.I et M.II).

La *Séquence supérieure* enregistre l'évolution inverse sans toutefois atteindre les faciès les plus proximaux (séquences élémentaires G.I et G.II).

Cette superposition temporelle peut être interprétée comme un déplacement lent dans l'espace des lignes de faciès, ce qui permet de proposer un modèle paléogéographique.

V. - MODELE PALEOGEOGRAPHIQUE (fig. 5)

La *Formation inférieure* du Trias de Lodève présente un type de dépôt proche de ceux décrits dans les formations tertiaires du Wyoming (SMOOT, 1983), des Andes chiliennes (FLINT, 1985) ou du Trias supérieur de la Nouvelle-Ecosse (HUBERT & HYDE, 1982), dans lesquels la sédimentation s'effectue dans un *bassin fermé à contrôle tectonique*, en domaine *semi-aride*.

Dans l'exemple étudié, la sédimentation s'organise progressivement de l'amont vers l'aval, jusqu'au point de convergence de l'aire de drainage où se développe une playa qui constitue le niveau de base général. Chaque séquence élémentaire enregistre ainsi les conditions aux zones sources. Les violentes précipitations sur les reliefs résiduels de bordure conduisent au développement, sur la partie haute du pédiment, d'un réseau anarchique de chenaux fluviatiles où dominent les courants de densités (séquence G.I et G.II). En fin de crue, la disparition rapide des eaux entraîne la réapparition d'un modelé sub-désertique qui efface partiellement les structures fluviatiles. Sur la partie intermédiaire du pédiment, l'appareil terrigène s'organise progressivement, par confluences successives des oueds jusqu'à former un système fluviatile hautement chenalisé (séquences G.III ; S.I, S.II). Dans ce domaine, le fonctionnement prolongé de l'appareil terrigène et la permanence d'une nappe phréatique alluviale conduisent à la raréfaction des formes d'émersion. En aval, le pédiment se raccorde progressivement à la playa. Sur cette zone, le niveau de base est presque atteint, l'appareil fluviatile n'a plus de capacité à l'érosion linéaire et déborde en déposant sa charge solide (séquences S.III et S.IV). Dans la playa ne parviennent lors des crues que les suspensions argileuses (séquence M.I) qui deviennent infimes face à la précipitation chimique dans la partie centrale de la cuvette (séquence M.II).

L'analyse de la répartition des faciès chimiques qui apparaissent en sommet de toutes les séquences élémentaires permet de distinguer deux domaines. Le premier correspond à une transformation chimique du sédiment préexistant par pédogenèse ; il peut être divisé en deux zones : en amont du pédiment, une pédogenèse en milieu aéré de type dolocrete souligne le retour rapide à des conditions sub-désertiques (séquences G.I, G.II) ; dans la partie médiane du pédiment, la permanence de paléosols hydromorphes et de terriers témoigne d'un milieu constamment saturé en eau (séquences G.III, S.I et S.II).

Le second domaine couvre essentiellement la playa où s'effectue lors des phases arides une sédimentation évaporitique. Là aussi, deux zones peuvent être distinguées : sur les marges de la cuvette, l'apport important d'eau douce n'autorise qu'un confinement relatif et seule la dolomite précipite (séquence M.I), alors que dans la partie centrale, cette dilution est moins sensible et les sulfates précipitent (séquence M.II).

Dans les séquences d'épandages en nappe, à l'aval du pédiment, les deux faciès chimiques coexistent (séquences S.II et S.IV).

VI. - DISCUSSION

Toutes les séquences élémentaires sont formées par la superposition d'un ensemble chimique sur un ensemble détritique. La répétition rythmique dans le temps de ce type de séquence peut alors être attribuée à des *microcycles climatiques* dans lesquels alternent des périodes de précipitations torrentielles avec des périodes d'aridité marquée. La périodicité de ces cycles n'est pas définie.

La *Formation inférieure* correspond à une accrétion verticale de 120 à 170 m, dans laquelle l'évolution temporelle des faciès traduit une diminution progressive puis une augmentation des apports détritiques (*mégacycle*). Trois causes principales peuvent être invoquées pour expliquer cette évolution : eustatisme, climat, tectonique. L'hypothèse d'une variation eustatique paraît peu probable du fait du caractère endoréïque du bassin. Par contre, une montée eustatique est certainement responsable du passage à la *Formation médiane* dolomitique à influences marines.

La nature et la pérennité des faciès chimiques en sommet de séquence élémentaire, témoignent de la permanence des conditions semi-arides. Le mégacycle ne peut donc être attribué à une évolution climatique mais correspondrait à une modification du niveau d'énergie en relation avec l'altitude des reliefs nourriciers. En effet, la variation de l'influx terrigène peut être interprétée comme le recul et la destruction des reliefs dans la *Séquence inférieure* et la création ou le rajeunissement de ceux-ci dans la *Séquence supérieure*. Ces modifications morphologiques ne peuvent être que le résultat d'événements tectoniques.

Dans le contexte général d'ouverture de l'océan téthysien ligure, ces observations sont confortées par la mise en évidence à partir de cette période d'une tectonique distensive discrète (ARNAUD et al., 1985). Ces mouvements anté-rift conduiraient à l'Anisien moyen à l'aménagement de structures en horsts et grabens peu évolués, qui déterminent des lanières à sédimentation terrigène continentale de type bassin fermé, en marge du bassin du Sud-Est. Cette configuration se retrouve sur la bordure cévenole (PERRISSOL, 1986).

Remerciements : Cette note est le fruit de discussions constructives avec Messieurs P.J. COMBES, M. SEGURET et M. PERRISSOL. Je les en remercie vivement.

BIBLIOGRAPHIE

APPIA-LAMACHE C. (1984). - Le Trias évaporitique du Sud-Est de la France : du bassin salifère à la bordure cévenole détritique et sulfatée (Largentière, Lodévois). Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Orsay, pp. 193.

ARNAUD H. et al. (1985). - Hauts-fonds dans la paléogéographie mésozoïque des Alpes occidentales : témoins d'une activité tectonique liée à l'ouverture de l'océan téthysien ligure. Bull. Sect. des Sciences, t. IX, pp. 115-128.

AUBAGUE M. (1967). - Le Trias du Lodévois et de la haute-vallée de l'Orb (Hérault). Essai de synthèse stratigraphique. Bull. BRGM, n°6, Paris, pp. 43-60.

AUBAGUE M., PROUHET J.P., SLANSKY M. (1966). - Caractérisation des milieux de sédimentation et recherches de nouveaux gîtes Pb-Zn dans la zone caussenarde. Bull. BRGM, Paris, n°1, pp. 87-112.

COLLINSON J.D. (1970). - Bedforms of the Tana River, Norway. Geogr. Annalr., 52-A, pp. 31-56.

COMBES P.J. (1973). - Etude géologique sur les conditions de mise en place d'une bauxite allochtone à substratum carbonaté : le gisement de Bédarieux (Hérault, France). I.C.S.O.B.A./3ème cong. intern., Nice, pp. 89-108.

DELORT M. (1975). - Les silifications et les minéralisations liées aux transgressions permiennes et triasiques dans le bassin de Lodève (Hérault). Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, pp. 136.

DOUBINGER J. et ADLOFF M.C. (1981). - Précisions palynologiques sur l'âge anisien moyen du gisement à plantes du Trias des Valarèdes (SE de Lodève, S de la France). Bull. Sci. Géol. 34-4, Strasbourg, pp. 239-242.

FLINT S. (1985). - Alluvial fan and playa sedimentation in an Andean arid closed basin : the Pacencia Group, Antofagasta Province, Chile. J. Geol. Soc. London, vol. 142, pp. 533-546.

HUBERT J.F. and HYDE M.G. (1982). - Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system : Upper Triassic Blomidon redbeds. St Mary's Bay, Nova Scotia. Sedimentology, vol. 29, n°4, pp. 457-474.

LOPEZ M. et MADER D. (1985). - Gravelly and sandy braidplain evolving into floodplain and playa lake deposition and vice versa in the buntsandstein-facies sediments and marine incursions in the Triassic of Lodève région (southern France). Lecture notes in Earth Sciences, n°4, Springer-Velag, Berlin, Heidelberg, pp. 509-518.

MADER M. (1985). - Aeolian sedimentation in the Middle Buntsandstein in the eifel north-south depression zone. Lecture Note of Earth Sciences, n°4, Berlin/Heidelberg, pp. 90-126.

MARTIN C. (1963). - Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Trias dans la région des Causses et des bordures cévenoles. Dipl. Et. Sup., Montpellier, pp. 166.

MIALL A.D. (1978). - Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits : a summary. Canadian Society of Petroleum Geologists, Mém. 5, pp. 597-604.

ORSZAG-SPERBER F. (1966). - Stratigraphie et paléogéographie du Trias de Lodève (Hérault). Bull. Soc. Géol. Fr., 7ème Sér., t. VIII, pp. 667-671.

PERRISSOL M., (à paraître). - Sédimentation continentale et marine sous contrôle tectonique : Le Trias de la bordure cévenole (Gard, France). Modèle local et considérations à l'échelle du bassin du Sud-Est. C.R. Acad. Sci. Fr.

RICOUR J. (1963). - problèmes stratigraphiques et caractères du Trias français, Mém. BRGM, n°15, pp. 19-28.

SERVAT E. (1963). - Observations sur le Trias de la bordure méridionale du Massif Central, Mém. BRGM, n°15, pp. 275-291.

SMOOT J.P. (1983). - Depositional subenvironnments in an arid closed basin, the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A. Sedimentology, n°30, pp. 801-827.

TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1982). - Associations palynologiques du Trias languedocien. Ann. des Sci. de la Terre, 9ème réunion, Soc. géol. Fr., Paris, pp. 594.

LES GRES INFERIEURS DU TRIAS CEVENOL : SYSTEMES SEDIMENTAIRES FLUVIATILES ET LAGUNO-MARINS

P. CULA et L. COUREL *

RESUME - La série des Grès inférieurs du Trias cévenol s'organise en deux mégaséquences positives. La première débute par l'installation générale d'un système fluviatile en tresse. La dynamique fluviatile s'affaiblit ensuite nettement (systèmes en tresse distaux ou rivière à forte sinuosité) tandis que vers l'aval et latéralement, des domaines lagunaires et laguno-marins, à tranche d'eau faible et permanente, s'installent progressivement et de façon plus prononcée au NE et au SW. La présence d'organismes marins (Echinodermes, Foraminifères) est la preuve d'une communication avec le milieu marin. La seconde mégaséquence débute également par un épisode fluviatile plus localisé géographiquement ou par l'installation d'une plaine alluviale très distale, passant progressivement à des milieux lagunaires. Avec la Barre Carbonatée Médiane (Carnien basal), on assiste à un retour des milieux marins peu profonds. Leur arrivée brutale reflète sans doute un évenement structural majeur sur la bordure. Les apports fluviatiles principaux ont été guidés par des couloirs orientés NW-SE tandis qu'une structuration NE-SW, parallèle à la bordure, a régi la distribution géographique des domaines de sédimentation évaporitique importants.

ABSTRACT - The lower triassic Sandstones of the cevenole margin show two finning-upwards megasequences. The first begins with an overall deposits by a braided river. The fluvial dynamic there after is clear (a distal braided river or a meandering stream) whereas downstream and laterally, it is lagunal to laguna-marine environments, with a shallow and stagnant body of water, which was established gradually and more pronounced towards NE and SW. The presence of marine organisms (Echinoderms, Foraminifera) is an evidence of a communication with the marine environment. The second megasequence begins also with a fluvial episode, more localized geographically or with the presence of a distal alluvial plain, which passes progressively to a lagunal environment. With the onset of the Barre Carbonatée Médiane (basal Carnian), shallow marine environments reappear. Their sudden reappearance reflects undoubtly a major structural change on the margin. The main fluvial deposits are controlled by passageways facing NW-SE whereas a NE-SW tectonism, parallel to the margin, governed the geographical distribution of the main evaporitic depositional environments.

Les Grès inférieurs du Trias cévenol représentent la première assise mésozoique reposant sur le socle hercynien. Epaisse en moyenne de 80m, la série présente de nombreuses variations lithologiques tant verticales qu' horizontales.

Le but de cette note est de rechercher les caractéristiques de la dynamique sédimentaire de l'interface entre apports fluviatiles détritiques bordiers et un bassin laguno-marin. Les grands traits lithologiques et sédimentologiques de chacune des unités sont rassemblés dans un tableau et visualisés par une coupe type prise dans le bassin de Privas. La répartition horizontale et verticale des différents systèmes sédimentaires nous conduit ensuite à une interprétation dynamique.

* Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, U.A. CNRS n° 157 - 6 Bd Gabriel - 21100 DIJON et ATP « Diagènèse des réservoirs grèseux » - GPF3 thème 11 « Subsidence et diagènèse ».

1. COUPE TYPE PRISE DANS LE BASSIN DE PRIVAS (fig. 1 et tableau 1).

* Les Grès de Base : l'épaisseur de cette unité lithologique est variable (5 à 35m); les zones de surépaisseur et à matériel très grossier caractérisent les zones de transit principal. L'essentiel de ce transit s'effectue dans le bassin d'Aubenas tandis qu'il existe un transit secondaire dans le bassin de Privas. Ces zones de forte épaisseur sont orientées NW-SE ; les mesures de paléocourants sont en concordance avec cette direction. Les points de plus faible épaisseur, points hauts locaux, semblent probablement liés à la topographie du substratum antétriasique. Une dérive générale granodécroissante à l'échelle de l'unité marque probablement une diminution de la charge sédimentaire et sans doute une plus grande distalité du système. Tous ces éléments ainsi que les caractères lithologiques tendent à définir les Grès de Base comme le résultat d'une sédimentation fluviatile dans un réseau en tresse installé sur une plaine alluviale proximale [Rust et Koster, 1984]. L'absence de faciès fins est liée à la forte instabilité latérale des chenaux du système [Miall, 1977, 1982 ; Walker et Cant, 1984].

* Les Grès du Roubreau (6 à 38 m) : c'est certainement l'unité qui présente la plus grande hétérogénéité lithologique. Quatre grands faciès ont été définis, marquant une dérive d'un milieu à caractère continental affirmé vers un milieu à affinités laguno-marines.

- le faciès 2a : la rareté des figures de déssiccation dans les faciès fins, la régularité à l'échelle de l'unité de l'épaisseur des bancs plaident en faveur d'une tranche d'eau à caractère permanent. Par ailleurs, les directions d'orientation des corps présentent une très faible dispersion. Ce faciès pourrait reflèter un système en tresse fluviatile distal sur plaine alluviale.

- le faciès 2b : cet ensemble reflète l'installation d'un système fluviatile méandriforme. L'accrétion latérale semble le caractère dominant de l'agencement des corps grèseux. Les structures classiques de type epsilon cross stratification n'existent pas ; il s'agit içi de sets d'épaisseur métrique à inframétrique qui se relaient au cours de l'accrétion latérale avec une pente assez douce. L'interstratification de niveaux lagunaires dans ces corps à accrétion latérale tend à montrer que le régime fluviatile pouvait souffrir d' irrégularités importantes.

- le faciès 2c : ces corps rappellent, surtout pour la partie supérieure, les structures de mégarides. Dans le cas présent, celles-ci n'auraient pas d'amplitude élevée, phénomène certainement lié à une faible hauteur de la tranche d'eau. D'un point de vue dynamique, ces corps semblent se mettre en place en marge de milieux lagunaires à la faveur d'une alimentation terrigène irrégulière fournie par les systèmes fluviatiles.

- le faciès 2d : ce faciès à fines alternances de grès fins en plaquettes millimétriques à centimétriques et d'argilites silteuses noires, à nombreux indices de confinement et empreintes de Reptiles, est interprèté comme lagunaire. Sa position distale ou latérale par rapport aux milieux fluviatiles ne fait pas de doute ; dans certains cas aucune influence marine n'est prouvée. Dans d'autres cas, comme au NE (Valence) et au SW (Largentière), les organismes marins y sont indiscutables et une partie au moins de ces faciès lagunaires est alors ouverte sur le milieu marin. Un caractère important de l'enchainement des faciès sur cette bordure est certainement l'existence quasi-générale de faciès lagunaires entre les domaines fluviatiles et le domaine marin.

* Les Grès et Argilites Vertes (13 à 28 m) : les plus fortes épaisseurs sont observées dans le bassin de Privas (Creysseilles) tandis que latéralement au NE (Crussol) et au SW (entre Le Roubreau et Gravières), ce grand corps grèseux disparaît. Le système fluviatile des Grès et Argilites Vertes semble s'organiser en un réseau en tresse sur plaine alluviale distale. L'abondance des faciès d'abandon de chenaux (argilites) au NE et au SW est le reflet d'une alimentation plus discontinue dans ces deux régions par rapport à la zone de transit centrée sur le bassin de Privas. La présence de sulfates et la distalité du système fluviatile peuvent laisser entrevoir l'existence d'eaux plus saturées empruntant les conduits fluviatiles.

* Les Grès de Transition et les Argilites Grises Silteuses (environ 20 m) : l'installation de milieux lagunaires sur toute la bordure ne fait aucun doute. Les indices de sursalure, les évaporites sont des caractères constants de cette unité.

* La Barre Carbonatée Médiane (5 à 11 m) : son extension est générale sur toute la bordure et sa base marque la limite ladino-carnienne [Adloff et Doubinger, 1977]. L'existence d'une mer peu profonde à lagunes abritées et à sédimentation carbonatée ne fait aucun doute.

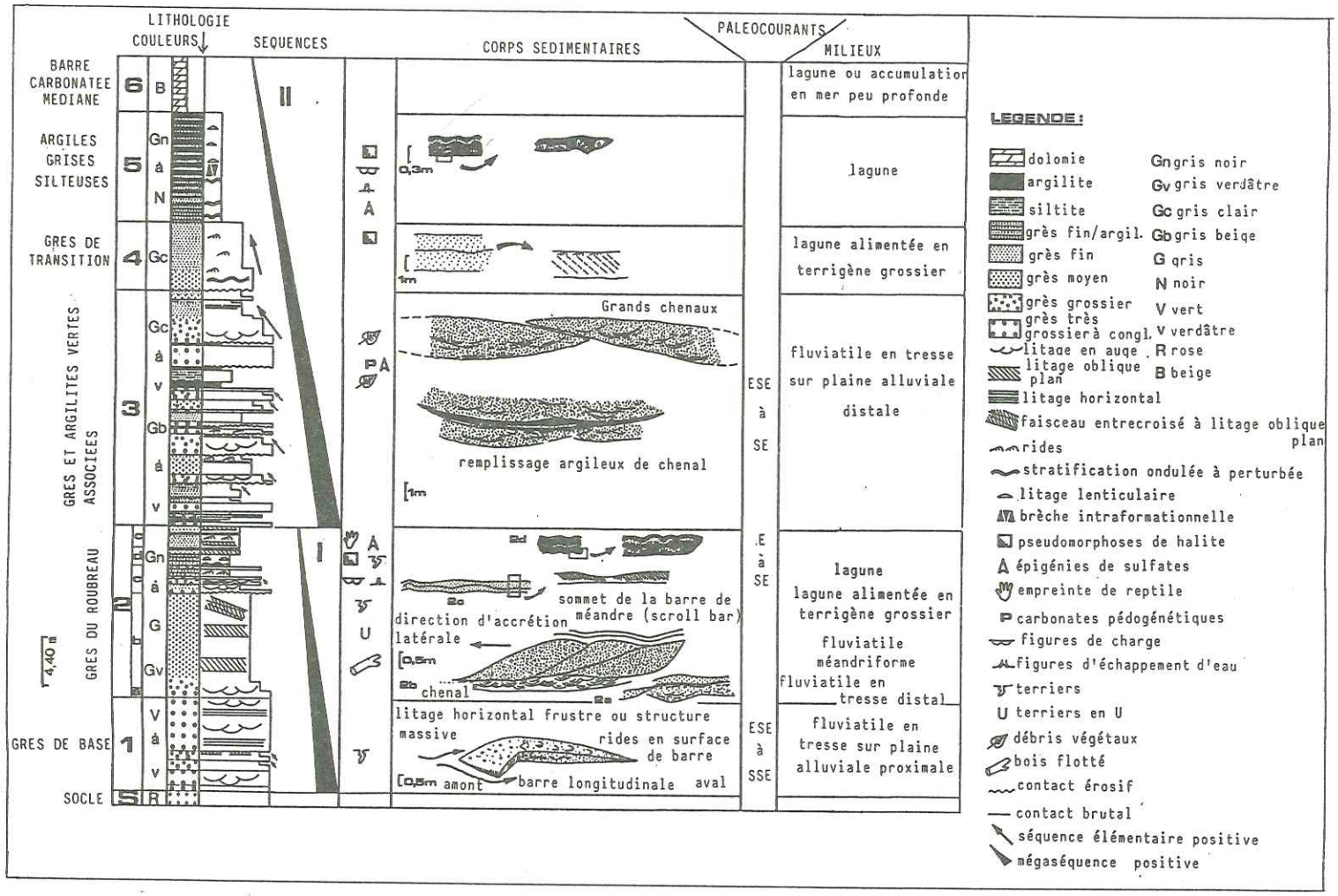


Fig.1 : coupe type de la partie inférieure du Trias ardèchois (Bassin de Privas, sondage COGEMA ARD 1)

TABLEAU I

UNITES	CARACTERES LITHOLOGIQUES	MILIEU DE DEPOT
BARRE CARBONATEE MEDIANE (6)	Barre dolomitique d'épaisseur plurimétrique, dolomie argileuse ou à débris de faunes marines et oolites (FINELLE, 1981).	Lagune côtière ou mer peu profonde
ARGILITES SILTEUSES GRISES (5)	Très fines alternances de grès fins et d'argilites noires,plaquettes gréseuses à grande extension horizontale et d'épaisseur infradécimétrique, stratification ondulante, ciment carbonaté. Pseudomorphoses de halite, rides abondantes. Epigénie de sulfates (chichen-wire); figures de charges, de déformation et de bréchification fréquentes. Figures d'échappement d'eau.	Lagune
GRES DE TRANSITION (4)	Bancs gréseux d'épaisseur inframétrique, grès grossiers à fins, bien triés, litage oblique plan ou structure massive. Stratification horizontale. Pseudomorphoses de halite et rides fréquentes	Marge de la lagune. Alimentation terrigène grossière quasi permanente
GRES ET ARGILITES VERTES (3)	Matériel gréseux très grossier mais peu conglomératique, mal trié, à ciment carbonaté (BOULEGUE, GIOT, VINCHON, CROS, LANAU, CULA, 1986). Litages et stratifications en auge de petite et grande taille fréquents. Litages obliques plans moins fréquents, présence de barres transversales supposées(MIALL, 1977, 1982). Chenaux de taille modeste à rapport largeur/hauteur de 12 à 17 (BLAKEY et GUBITOSA, 1984). Faciès fins (argilites gréseuses, siltites et argilites) de couleur verdâtre disposés en niveaux lenticulaires d'épaisseur et d'extension variables (de 3m d'épaisseur à décimétrique). Niveaux argileux absents dans le bassin de Privas à Creysseilles mais vers le NE et le SW ils sont plus développés. Près d'Aubenas, argilites en remplissage de chenal. Débris végétaux abondants. Séquences positives supramétriques à métriques + ou - complètes. Pistes,terriers et bioturbations. Epigénies de sulfates.	Système fluviatile en tresse sur pla alluviale distale. Emersions probables, végétation, chen lisation importante; faciès de décant peu nombreux (WALKER et CANT, 1984).
Discontinuité sédimentaire marquée par une reprise fluviatile quasi-générale		
GRES DU ROUBREAU — FACIES 2d	Très fines alternances de grès fins bien triés en plaquettes centimétriques et infradécimétriques, et d'argilites noires. Plaquettes gréseuses horizontalement continues ou discontinues; dans ce dernier cas, le litage lenticulaire est fréquent. Rides et pseudomorphoses de halite,figures d'échappement d'eau nombreuses. Litage parfois très perturbé (grès fins en lentilles déformées, boudinées, enterolitiques) et plus rarement brèche intraformationnelle. Niveaux localement très carbonaté avec formes frustres de stromatolite. Ecailles de poissons (FINELLE, 1981). Empreintes de reptiles lors de passage de faciès 2c à 2d (DEMATHIEU, COUREL, 1976).	Lagune à alimentation terrigène grossière faible avec ouverture vers la mer
FACIES 2c	Bancs gréseux horizontaux peu épais (décimétrique à supra), de grande extension latérale (plurimétrique). matériel grossier à relativement fin assez bien trié. Bases de bancs planes, partie inférieure du banc parfois massive puis apparition de litages obliques plans et enfin un grès moyen à lamines argileuses noires enchevêtrées. Pseudomorphoses de halite.	Marge de la lagune, alimentation terrigène grossière assez importante
FACIES 2b	Ensemble gréseux de couleur grise à matériel grossier à très grossier mal ou médiocrement trié généralement silicifié. Corps gréseux d'épaisseur métrique à supramétrique agencés selon une accrétion latérale avec un litage oblique plan perpendiculaire à l'allongement des corps, pouvant reposer sur des bancs d'épaisseur métrique à litage en auge présentant probablement la surface de chenal sur laquelle se construit la barre de méandre. Sommet de la barre moulé par des bancs horizontaux à stratification ondulante (scroll bar).	Système fluviatile méandriforme (WALKER et CANT, 1984)
FACIES 2a (2)	Surtout reconnu par forages dans le bassin d'Aubenas. Matériel très grossier à fin, mal trié, à fréquents niveaux argileux verdâtres à fines intercalations gréseuses. Epigénies de sulfates et dolomies mal individualisée d'origine pédogénétique. Séquences positives fréquentes en forage. Sur le terrain : corps d'épaisseur variable (métrique à infra) aplatis généralement plan-convexe avec à la base des chenalisations locales marquées par des litages en auges et soulignées par des galets mous argileux et un matériel grossier. Partie supérieure convexe montrant une tendance à des litages de type mégarides. Rareté des figures de dessiccation,pistes et litage horizontal des niveaux fins.	Système fluviatile à faible sinuosité (probablement en tresse)
GRES DE BASE (1)	Grès conglomératiques à grossiers, quartzofeldspathiques (BOULEGUE, GIOT, VINCHON, 1986) verdâtres; à matrice argileuse localement développée. Faible émoussé,mauvais tri, immaturité du matériel. Corps d'épaisseur métrique et d'extension supradécamétrique, de structure massive ou à litage horizontal frustre souligné par des alternances de lits à granulométrie contrastée. Granodécroissance et effilement vers l'aval; caractères rappelant les barres longitudinales (GOLIA et STEWART, 1984; BALLANCE, 1984; MIALL, 1977, RAMOS et SOPENA, 1983). Litages en auges de grande taille engendrées par la migration de petites dunes à crêtes sinueuses sur le fond du chenal (MIALL, 1977, 1984). Litage oblique plan reflétant la migration de petites rides sur la surface des barres longitudinales lorsque la compétence du courant diminue (MIALL, 1984). Rares terriers.	Système fluviatile en tresse surplaine alluviale proximale (WALKER et CANT, 1984)

2. ESSAI SUR LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE :

Deux mégaséquences positives :

La répartition horizontale des faciès marque une certaine hétérogénéité mais l'organisation verticale se caractérise sur toute la bordure ardéchoise du Massif Central, de Valence aux Vans, par deux mégaséquences superposées débutant chacune par un système fluviatile en tresse et dérivant jusqu'à des faciès lagunaires ou laguno-marins.

La première mégaséquence inclut les Grès de Base et les Grès du Roubreau. Son caractère fluviatile proximal du type système en tresse est général dans la base, sur toute la bordure. Il marque la reprise de la sédimentation sur le socle hercynien. Les variations d'épaisseur et de grossièreté semblent encore héritées de la paléotopographie tardihercynienne. Le système proximal initial dérive ensuite vers des réseaux fluviatiles plus distaux avec les Grès du Roubreau, qui finissent la première mégaséquence. Des influences marines sont indiscutables dans la région de Valence (Brachiopodes, Echinodermes, Foraminifères, Myophories [Synthèse du SE, 1984], plus frustres aux environs des Vans (Foraminifères, Conodontes) de Largentière (écailles de Chondrychtiens) et inexistantes dans la région d'Aubenas-Privas. La coincidence de cette passée marine attribuée au Ladinien [Adloff et Doubinger, 1977 ; Finelle, 1981 ; Courel et al., 1984 in synthèse du SE] avec le sommet des Grès du Roubreau est indiscutable et le terme de transgressivité mérite ici d'etre employé ; il sera discuté plus loin.

La base de la deuxième mégaséquence marque une reprise détritique correspondant aux Grès et Argilites Vertes. Dans le secteur de Privas-Aubenas, où elle est la plus nette, un système fluviatile en tresse est évident. Vers le Nord et le Sud, l'importance de celui-çi diminue et il a totalement disparu à Valence et aux Vans. Verticalement, il perd progressivement de son importance en passant à un système lagunaire (Grès de transition et Argilites Grises Silteuses) localement très concentré puis à la Barre Carbonatée Médiane en grande partie franchement marine. Dans cette seconde mégaséquence, une élévation générale du niveau de base se manifesterait par un blocage aval des systèmes fluviatiles. La concomittence des faciès marins avec l'élévation du niveau de base permet de proposer le terme de transgressivité.

Chronologiquement, un élément de datation peut sans doute être reconnu dans une augmentation de l'humidité décelée dans les cortèges polliniques peu au dessous du Carnien [Synthèse du SE, 1984] dont les premiers niveaux correspondent à la Barre Carbonatée Médiane. Cette phase plus humide pourrait se manifester à la fois par la reprise détritique des Grès et Argilites Vertes et une moindre concentration des faciès lagunaires des Argilites Grises Silteuses [Durand, communication orale] au-dessus des faciès marins ladiniens reconnus à Valence. Un épisode humide largement répandu en Europe occidentale, correspondant à la Lettenkohle dans le bassin germanique, trouverait ainsi un écho sur la bordure ardèchoise.

3. INTERFACE ENTRE SYTEMES FLUVIATILES ET DOMAINES LAGUNO-MARINS : REPARTITIONS HORIZONTALE ET VERTICALE (fig. 2 et 3)

La transgressivité manifestée au sommet de la première mégaséquence ne s'exprime pas de façon uniforme sur l'ensemble de la bordure. Les faciès laguno-marins sont prépondérants dans certains domaines (Nord de Privas, Crussol, SW d'Aubenas) et beaucoup plus discrets dans d'autres (bassin d'Aubenas essentiellement) où les faciès franchement fluviatiles l'emportent.

Des gouttières de transit fluviatile bordées de domaines lagunaires :

Dans les Grès de Base, un transit fluviatile proximal est général mais des couloirs principaux sont caractérisés par :

- une plus grande épaisseur de l'unité
- des matériaux plus grossiers
- un écoulement peu dispersé vers le SE

Dans les Grès du Roubreau, la répartition horizontale des faciès témoigne de la dynamique des zones de transit :

- système en tresse distal : faciès 2a qui pourrait être le prolongement des faciès en tresse plus proximaux des Grès de Base sous-jacents selon les mêmes couloirs de transit.

- systèmes méandrisants : faciès 2b - latéraux de part et d'autre des faciès précedents, sur les bordures des couloirs de transit eux-memes.

- systèmes fluviatiles distaux et passage aux milieux lagunaires fins 2c partout au sommet des Grès du Roubreau.

- environnements proprement lagunaires et laguno-marins (2d), surtout dans la région de Valence et des Vans où l'épaisseur est globalement plus faible. Dans les Grès du Roubreau, les gouttières de transit sont marquées par des faciès plus épais et plus grossiers, un resserrement des isopaques (fig. 3) et des variations locales d'épaisseur (domaines locaux de faible épaisseur : « points hauts ») témoignant sans doute d'accidents, failles ou flexures précoces, particulièrement fréquents dans l'axe des couloirs de transit. La transgressivité des faciès laguno-marins au niveau des Grès du Roubreau se marque donc par l'envahissement des zones de transit fluviatile qui « reculent » au dépens d'environnements lagunaires, en même temps que leur dynamique prend des caractères de distalité : sinuosité, généralité d'une tranche d'eau faible et régulière, émersions, concentrations épisodiques.

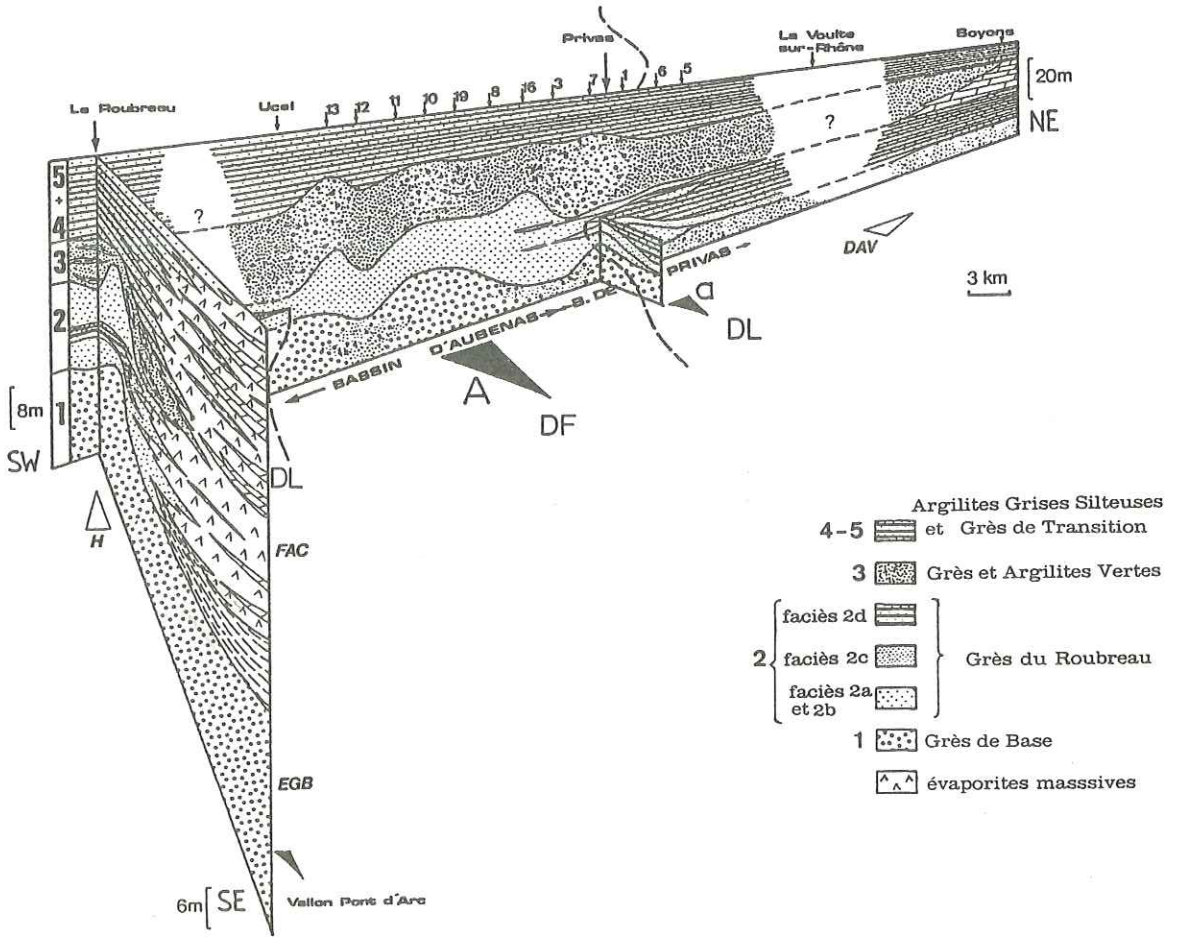


Fig.2 : répartition tridimensionnelle des différents ensembles lithologiques du Trias ardèchois. A : axe de transit fluviatile principal ; a : axe de transit fluviatile secondaire ; DF : domaine fluviatile ; DL : domaine lagunaire ; H : influence du horst de Largentière ; EGB : ensemble grèseux basal ; FAC : formation anhydritique argilocarbonatée ; DAV : disparition latérale du système fluviatile des Grès et Argilites Vertes.

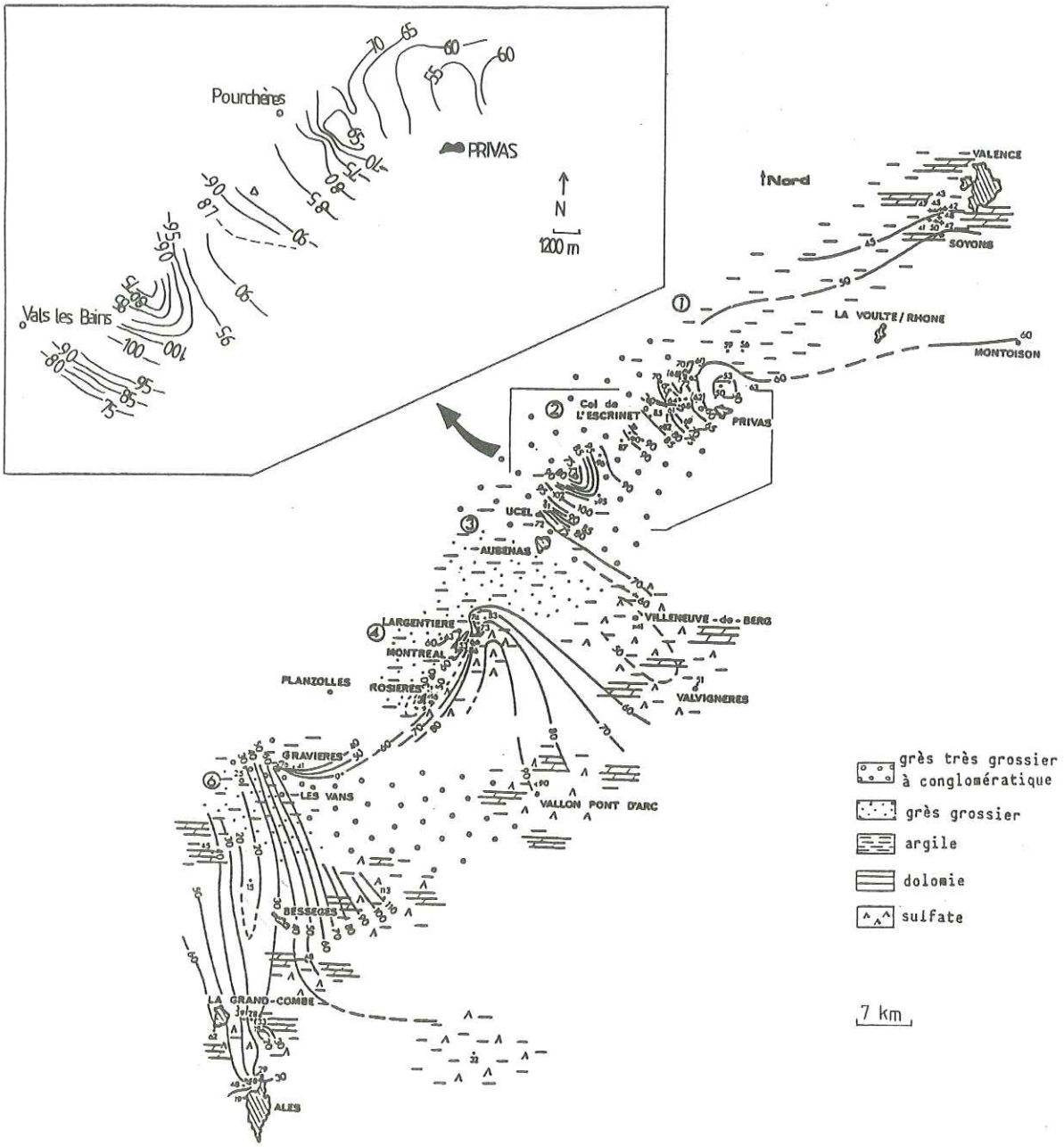


Fig.3 : carte isopaque du Trias ardèchois (socle à base de la Barre Carbonatée Médiane) et variations latérales de faciès. Pour les régions d'Alès, des Vans et de Largentière, la carte a été établie d'après les travaux de : la synthèse du Sud-Est, 1984 ; Courel et al., 1984 et 1985 ; Finelle, 1981 ; Recroix, 1981 et Spy-Anderson, 1980.

Dans la deuxième mégaséquence, la dynamique sédimentaire s'organise sur le meme type avec l'extension brutale du système fluviatile des Grès et Argilites Vertes qui recule devant le

développement des systèmes lagunaires puis marins des Argilites Grises Silteuses et de la Barre Carbonatée Médiane.

Essai de reconnaissance des mécanismes.

Comment expliquer cette double avancée des milieux lagunaires et laguno-marins suivie du recul des sytèmes fluviatiles ? A ce stade, la comparaison avec les faciès du bassin du Sud-Est, plus au large, est nécessaire. Les corrélations sont malheureusement difficiles [Appia-Lamache, 1984]. Seule la base de l'épisode évaporitique carnien peut être corrélée sur la bordure et dans les sondages pétroliers de Valvignères et de Vallon Pont d'Arc à quelques kilomètres plus au Sud-Est.

Dans la partie inférieure du Trias, sous les faciès évaporitiques carniens, la série des sondages pétroliers se distingue de celle de la bordure par :

- une granulométrie plus faible des Grès de Base, une difficulté à reconnaitre les Grès du Roubreau ;
- une plus grande importance des faciès argileux ;
- le développement d'évaporites masssives au lieu des pseudomorphoses de halite.

Cette série de bassin n'est cependant pas notablemement plus épaisse que celle de la bordure et la décompaction n'apporterait sans doute pas beaucoup de changements à cette faible différence dans les épaisseurs réelles. Les faciès rencontrés dans les sondages pétroliers ne sont donc pas fondamentalement différents mais seulement plus distaux. Les influences fluviatiles y sont réduites par rapport aux milieux concentrés.

La structuration de la bordure ne parait pas s'être manifestée notablement dans cette partie inférieure du Trias. La transgressivité observée à la fin de la première mégaséquence pourrait bien être liée à une modification générale dans le bassin comme sur la bordure, responsable de l'extension des faciès marins sur tous les massifs anciens d'Europe occidentale plus qu'à celle de la seule bordure.

La reprise détritique qui a succédé (Grès et Argilites Vertes) pourrait être partiellement liée à la phase humide du Ladinien supérieur, ce qui n'exclut pas des accidents locaux.

De toutes les façons, dans la partie inférieure du Trias, sur la bordure ardèchoise du Massif Central, des faciès fluviatiles bordiers guidés par des gouttières structurales [Courel et al., 1984 et 1985], ont été profondémment affectés dans leur dynamisme au débouché dans un domaine à tranche d'eau faible et régulière, qui a par deux fois reconquis la surface gagnée temporairement par les environnements fluviatiles.

Nous remercions particulièrement, Marc Durand et Maurice Aubague avec lesquels nous avons eu des discussions fructueuses sur le terrain et devant les sondages.

REFERENCES

ADLOFF M.C. & DOUBINGER J. (1977). - Etudes palynologiques dans le Trias de la bordure Sud-Est du Massif Central français (Bassin de Largentière, Ardèche). - *Sci. Geol. Bull.*, 30, 1, pp. 59

APPIA-LAMACHE C. (1984). - Le Trias évaporitique du Sud-Est de la France : du bassin profond salifère à la bordure cévenole détritique et sulfatée (Largentière, Lodèvois). - Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris-Sud Centre d'Orsay, 193 p.

BALLANCE P.F. (1984). - Sheet-flow dominated gravel fans of the non-marine middle Cenozoic Simmler Formation, Central California. *In* : T.H. NILSEN Ed., Fluvial sedimentation and related tectonic framework, Western North America. - *Sedimentary Geology*, Amsterdam, 38, 1/4, sp. issue, pp. 51-86.

BLAKEY R.C. & GUBITOSA R. (1984). - Petrology, depositional environments and structural development of the Mineta Formation, Teran Basin, Cochise County, Arizona. In : T.H. NILSEN Ed., Fluvial sedimentation and related tectonic framework, Western North America. - *Sedimentary Geology*, Amsterdam, 38, 1/4, sp. issue, pp. 51-86.

BOULEGUE J., GIOT D., VINCHON C., CROS P., LANAU M. & CULA P. (1986). - Etude pétrographique de la diagenèse des grès inférieurs du Trias de la région de Privas (Ardèche), 1ère phase de l'A.T.P. C.N.R.S. « diagenèse des réservoirs grèseux ». - Rapport B.R.G.M., Orléans, inédit, 26 p.

CANT D.J. & WALKER R.G. (1984). - Sandy fluvial systems. *In* : GEOSCIENCE CANADA Ed., Facies models, second edition. - pp. 71-89.

COUREL L. & DEMATHIEU G. (1976). - Une ichnofaune reptilienne remarquable dans les grès triasiques de Largentière (Ardèche, France). - *Paleontographica*, Abt. A 151, pp. 194-216.

COUREL L. (Coord.) et al. (1984). - Trias. In : DEBRAND-PASSARD S. et al., Synthèse géologique du Sud-Est de la France. - *Mém. B.R.G.M. Fr.*, Orléans, 125, pp. 61-118.

COUREL L. (1984-1985). - Programme Géologie Profonde de la France, deuxième phase d'investigation 1984-1985. Thème 11, subsidence et diagenèse (Ardèche). - Documents du B.R.G.M., Orléans, 95-11, 176 p.

DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. & LIENHARDT M.J. (1984). - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. - *Mém. B.R.G.M. Fr.*, Orléans, 125.

FINELLE J.C. (1981). - Contribution à l'étude du Trias de la bordure cévenole. Stratigraphie, sédimentologie. - Thèse de 3ème cycle, Univ. Dijon, 240 p.

MIALL A.D. (1977). - A review of the braided river depositional environment. - *Earth Science Reviews*, Amsterdam, 13, 1, 62 p.

MIALL A.D. (1982). - Lithofacies type and vertical profil models in braided river deposits : a summary.- *In* : A.D. MIALL Ed., Fluvial sedimentology. - Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Memoir 5, pp. 597-604.

MIALL A.D. (1984). - Variations in fluvial style in the lower Cenozoic synorogenic sediments of the Canadian Arctic Islands. *In* : T.H. NILSEN Ed., Fluvial sedimentation and related framework, Western North America. - *Sedimentary Geology*, Amsterdam, 38, 1/4, sp. issue, pp. 499-523.

RAMOS A. et SOPENA A. (1983). - Gravel bars in low-sinuosity streams, Permian and Triassic Central Spain. - *Spec. Publs. int. Ass. Sediment*, 6, pp. 301-312.

RECROIX F. (1981). - Etude géologique et métallogénique du Bassin triasique d'Alès : sédimentologie, paléogéographie, relation des minéralisations avec les ombilics de subsidence à évaporites et les structures positives à série réduite. - Thèse de 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris, 214p.

RUST R.R. et KOSTER H.R. (1984). - Coarse alluvial deposits. In : GEOSCIENCE CANADA Ed., Facies models, second edition. - pp. 53-69.

SPY-ANDERSON F.L. (1980). - La bordure vivaro-cévenole dans la région des Vans (Ardèche) : histoire tectonosédimentaire, évolution diagénétique d'encroûtements dolomitiques de piedmont et de plaine alluviale. - Thèse de 3ème cycle, Univ. Claude Bernard Lyon I, 158 p.

OLISTOLITHES ET CONGLOMERATS AU LIAS-DOGGER

EN RELATION AVEC L'ACTIVITE TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

B. BEAUDOIN * et A. COADOU **

Résumé - Des exemples répartis dans le bassin montrent l'importance des démantèlements associés aux discontinuités majeures, en relation avec des situations tectoniques singulières : accidents pérennes structurant le bassin et zones diapiriques.

Abstract - Examples in different positions in the basin underline the importance of resedimentation connected with major discontinuities and special tectonic location : perennous faults and diapiric zones.

L'activité tectonique intense reconnue dans le bassin subalpin au Lias-Dogger et mise en relation avec les ruptures séquentielles (B. Beaudoin et A. Coadou, 1984) s'accompagne d'une déstabilisation des reliefs qui libère des blocs de dimensions diverses : ceux-ci vont se redéposer après avoir subi des transports variés. C'est une série d'exemples peu ou mal connus qui seront présentés ici.

I - FACIES ET DISCONTINUITES

Les faciès et les épaisseurs des séries du Lias-Dogger sont profondément contrastés ; les travaux cartographiques et stratigraphiques menés depuis la fin du XIXè siècle ont permis peu à peu de préciser les relations tant structurales que paléogéographiques entre les divers ensembles (fig. 1), en particulier le chevauchement de la Nappe de Digne (faciès réputés plus épais, plus marneux) sur des domaines autochtone, parautochtone (à séries incomplètes).

La prise en compte des discontinuités, leur caractérisation et leur datation, ont conduit B. Beaudoin et A. Coadou *(in* B. Beaudoin *et al.,* 1975) à découper la série en **séquences** reconnues sur l'ensemble du bassin (fig. 2) : leurs limites sont souvent diachrones, et les télescopages sont fréquents, comme par exemple à Turriers où le Toarcien supérieur vient reposer jusque sur l'Hettangien. Dans ces cas, il est parfois difficile de faire la part entre le non-dépôt et l'ablation.

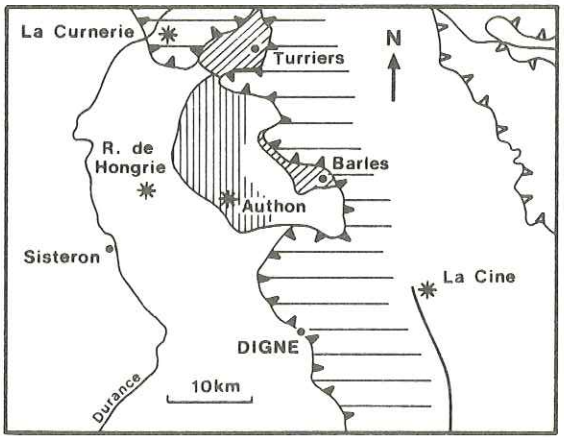


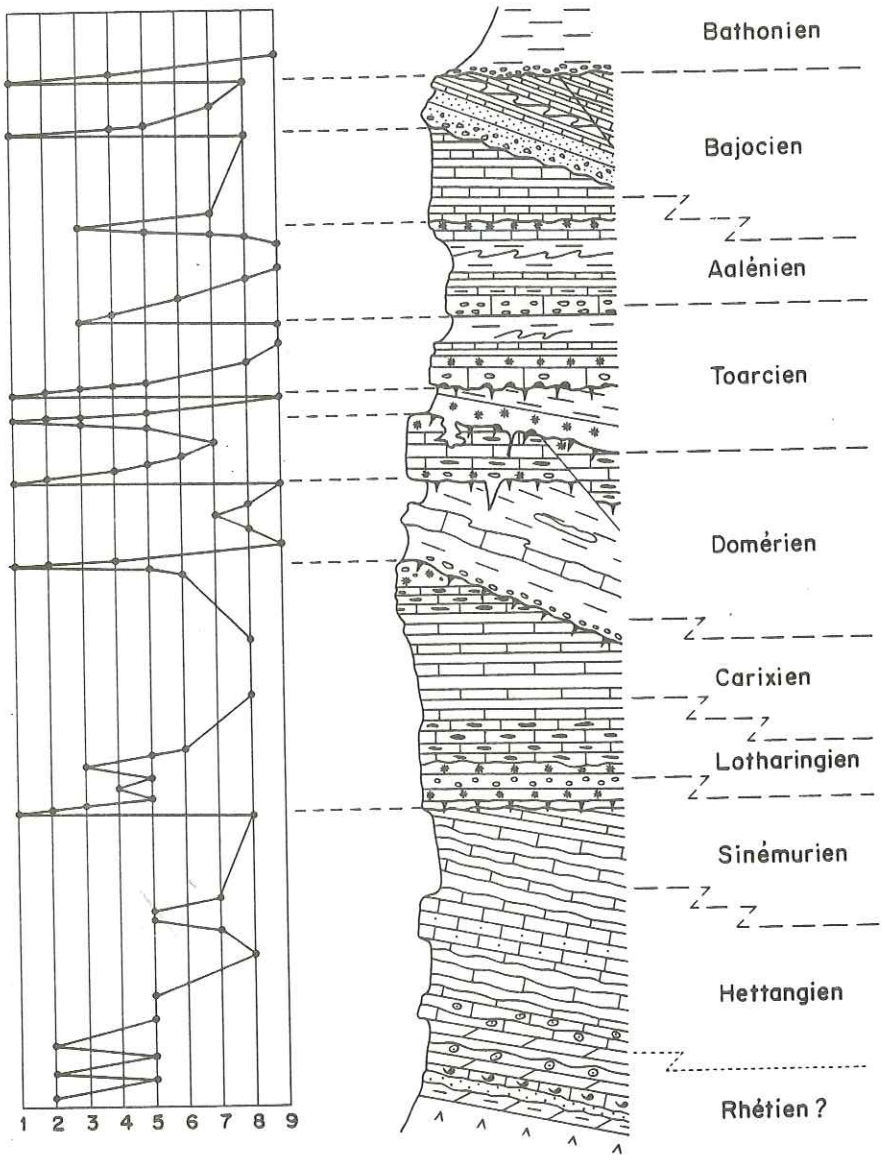
Fig.1 - Carte de situation

Localization map

L'évidence de ces ablations s'est peu à peu imposée au fur et à mesure de l'observation de discordances au sein-même de la série. A la suite de J. Bodelle (1964) il est en effet apparu (A. Coadou et B. Beaudoin, 1973) que chaque discontinuité était associée à un paroxysme tectonique, scellant des failles ou reposant en discordance angulaire accusée (exemples de la Clue de Vançon et du ravin des Fayards près d'Authon, B. Beaudoin *et al.,* 1975). Ces observations se sont depuis généralisées, notamment dans les parties internes des Alpes (J.C. Barfety *et al.,* 1979, ... M. Lemoine, 1985).

* Ecole des Mines de Paris, C.G.G.M.-Sédimentologie, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cédex
** Total - C.F.P.

ANALYSE SEQUENTIELLE DU LIAS-DOGGER



1 _ discordance, failles, fentes. 2 _ mud cracks. 3 _ surface durcie, stromatolithes. 4 _ conglomérats. 5 _ calcarénites (encrinites). 6 _ calcaires à silex. 7 _ calcaires. 8 _ marno-calcaires. 9 _ marnes.

Fig. 2 - Analyse séquentielle Sequential analysis

Les produits de démantèlement sont rarement conservés. Cependant quelques affleurements permettent de les observer : nous en choisissons ici quatre, les deux premiers dans la Nappe de Digne (La Cine, La Curnerie), les suivants respectivement dans l'autochtone et le parautochtone (Rochers de Hongrie et Authon).

II - AU COL DE LA CINE

L'accident du Col de La Cine correspond à une structure majeure ayant joué tout au long du Jurassique et du Crétacé (B. Beaudoin *et al.*, 1986). Son rôle au Lias avait été reconnu (R. Chappaz *et al.*, 1971) et les réductions d'épaisseur spectaculaires attribuées à de vigoureuses ablations (observations de A. Coadou et B. Beaudoin *in* P. Renaud, 1986). Deux surfaces sont particulièrement notables (fig. 3) :

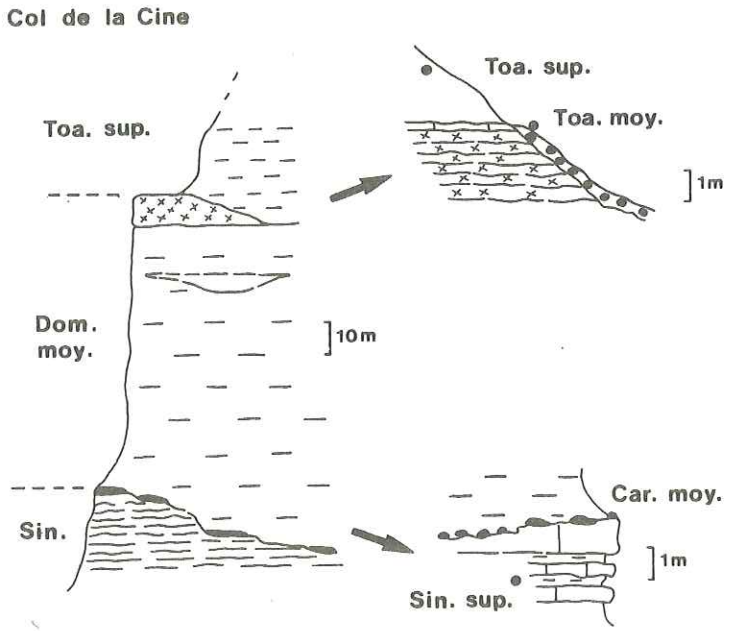


Fig. 3 - La série du col de La Cine (Ravin de Cougnes)

- la première, en marches d'escalier, tronque les calcaires ondulés du Sinémurien (supérieur) et supporte un conglomérat à éléments centimétriques ; elle fournit une faune du Carixien moyen et est surmontée - en onlap - par les habituelles marnes domériennes (datées) ;

- la seconde recoupe un faisceau encrinitique décamétrique ; de la même façon, elle est couverte par un mince conglomérat à éléments pluricentimétriques associés à des ammonites du Toarcien moyen, avant un recouvrement, en onlap, par des marnes sombres datées, peu au-dessus, du Toarcien supérieur.

III - A LA CURNERIE

Juste au Sud de la Durance, à la marge occidentale de la Nappe de Digne, l'affleurement de la Curnerie montre un dispositif inhabituel (fig. 4) :

plusieurs blocs décamétriques apparaissent disposés sensiblement suivant le plan de stratification générale, entourés de toute part par les faciès habituels de la série au passage Domérien/Toarcien ; certains de ces blocs montrent, sur leur surface supérieure irrégulière, un encroûtement ferrugineux (associé à la plupart des discontinuités ; les datations par ammonites indiquent que ces blocs ont un âge domérien supérieur) et que le faisceau marneux est d'âge toarcien inférieur.

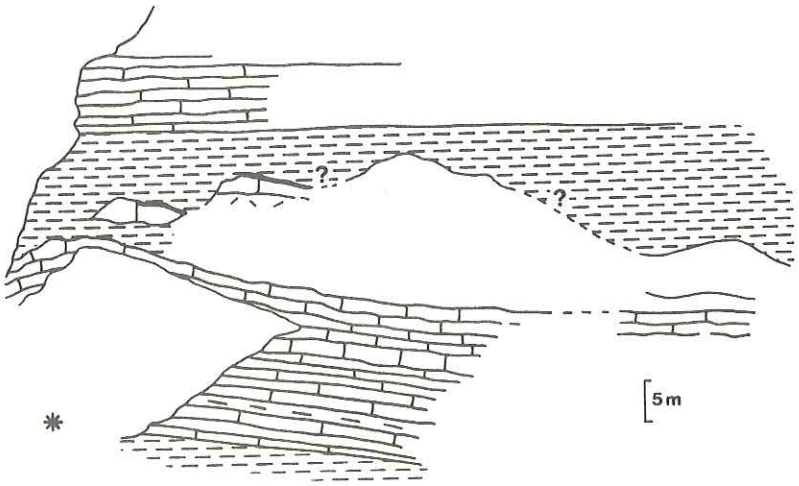


Fig. 4 - Les olistolithes du Domérien supérieur de la Curnerie
Upper Domerian olistolites at the Curnerie

IV - DANS LES ROCHERS DE HONGRIE

La structure complexe des Rochers de Hongrie, longuement énigmatique en raison du caractère très inhabituel des faciès en des violents contrastes d'épaisseur, résulte essentiellement (P. Glénat, 1979) d'un jeu diapirique tout au long du Lias-Dogger induisant une vigoureuse tectonique cassante, démontrable notamment au flanc sud de la structure (fig. 5).

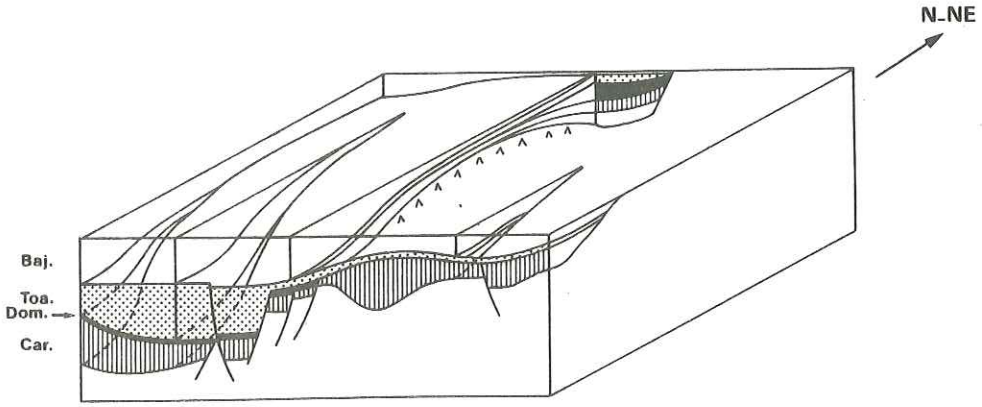


Fig. 5 - Déformations anté-bathoniennes dans Les Rochers de Hongrie
Ante-Bathonian deformations in the Rochers de Hongrie

La resédimentation de blocs avait été envisagée par P. Artru (1966) qui avait interprété les éléments gréseux du Riou d'Entraix comme des olistolithes de matériel triasique. Si l'origine triasique n'est pas contestable, il apparaît que l'on a surtout là au Bajocien supérieur-Bathonien, une sédimentation turbiditique (slumps et séquences granoclassées du "Pont de Fer"), alimentée depuis le Nord, remaniant des éléments millimétriques à pluricentimétriques de Trias gréseux, de Carbonifère, à oolithes ... et fragment de grès domériens (datés).

Au sein-même de la structure, dans le ravin de Batie-Vieil, la série toarcienne réserve une autre surprise (fig. 6) :

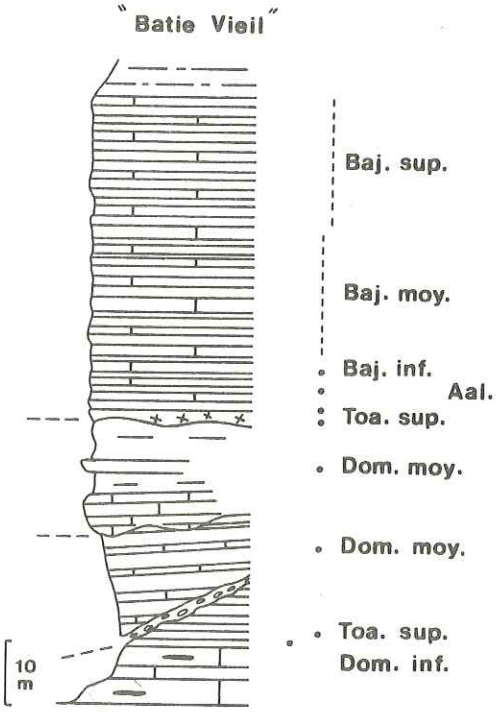


Fig. 6 - Les olistolithes de Batie Vieil (Rochers de Hongrie)

au-dessus de calcaires à silex reposent quelques mètres de calcaires encrinitiques en petits bancs datés à leur base du Domérien inférieur et très près au-dessus du Toarcien supérieur. Ce premier ensemble est (une fois encore) recoupé par un conglomérat à éléments pluricentimétriques. Puis viennent deux faisceaux lithologiquement contrastés, qui sont à leur tour recouverts par des encrinites du Toarcien supérieur et une alternance marno-calcaire habituelle, datée depuis l'Aalénien jusqu'au Bajocien supérieur ; le premier, alternant marno-calcaire, et le second à marnes micacées et quelques bancs dont un à patine rousse, ont livré une faune du Domérien moyen : il s'agit donc d'**olistolithes** d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, suivis latéralement sur une cinquantaine de mètres. En poursuivant leur niveau, on trouve d'ailleurs, sous les marno-calcaires du Dogger, une série de blocs métriques rapportés au Rhétien, à l'Hettangien, au Carixien.

V - PRES D'AUTHON

C'est dans cette zone que J. Bodelle (1964) mit en évidence les importantes lacunes associées aux discordances affectant la série (Valavoire ...). Parmi les multiples affleurements significatifs (A. Dieulin, 1976) nous en retiendrons ici deux :

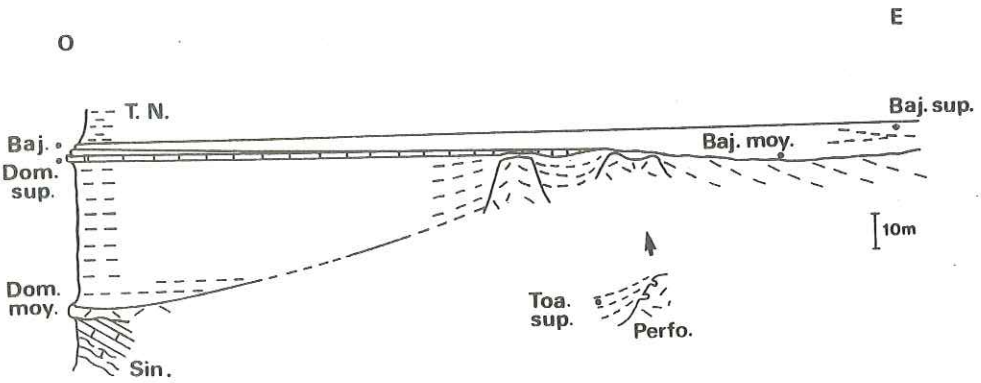


Fig. 7 - Brèches domériennes discordantes dans le Ravin des Fayards et régularisation des surfaces (Authon)
Domerian breccias unconformity in Ravin des Fayards, and regularization of the surfaces (Authon)

- Dans le ravin des Fayards, au Nord de l'anticlinal d'Authon, on peut suivre une brèche à éléments centimétriques à décimétriques reposant par une surface discordante ravinante sur les calcaires sinémuriens (les éléments sont d'âge sinumérien à domérien inférieur). Les marnes et calcaires du Domérien moyen reposent en onlap (fig. 7) sur la surface de cette brèche, scellant des morphologies induites par le jeu de failles ; les calcaires domériens qui couronnent ne sont eux pas affectés, tandis que localement cette brèche à la surface perforée par des lithophages supporte directement des marnes du Toarcien supérieur.
Latéralement on observe, emballés dans une même brèche, des blocs décamétriques de calcaires à silex carixiens.

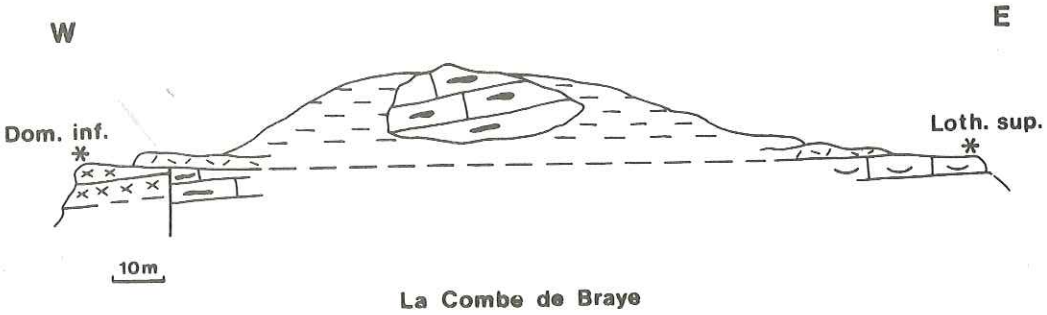


Fig. 8 - Brèches et olistolithes domériens de La Combe de Braye (Authon)
Domerian breccias and olistolites at La Combe de Braye (Authon)

- A la hauteur de la Combe de Braye on retrouve cette même brèche reposant (fig. 8) sur le Lotharingien supérieur ou le Domérien inférieur, et scellant des failles. Au sein des marnes domériennes qui la surmontent, on note deux blocs pluridécamétriques de calcaire à silex (Carixien) entourés de toute part, olistolithes également.

VI - RELATIONS AVEC LA DYNAMIQUE DU BASSIN

Ce dernier exemple d'Authon permet d'associer clairement (fig. 9) le redépôt des blocs et olistolithes avec le jeu des failles (cartographiées) et les discontinuités (datées). Il en était de même dans les Rochers de Hongrie, et plus généralement pour tous les points montrant de tels dépôts.

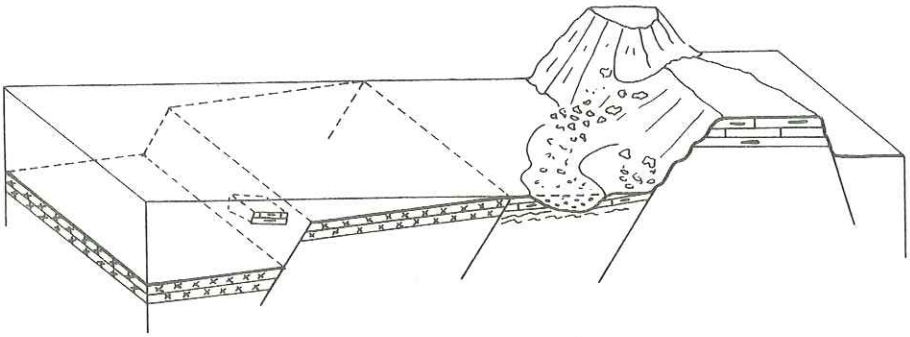


Fig. 9 - Tectonique synsédimentaire et resédimentation de blocs au Domérien dans la région d'Authon
Synsedimentary tectonics and resedimentation of blocks at Domerian time in Authon area

Cependant il apparaît - dans l'état actuel des travaux - que les manifestations les plus spectaculaires sont associées aux discontinuités les plus radicales (fig. 2) :

- passage Carixien-Domérien,
- passage Domérien-Toarcien
- Toarcien supérieur
- passage Bajocien-Bathonien,

et qu'elles sont associées également à des situations structurales critiques (fig. 1) :

- l'accident du Col de La Cine a joué un rôle majeur, méconnu, bordant à l'Est les faciès épais, marneux de la Nappe de Digne (B. Beaudoin *et al.*, 1986) et jouant tout au long du dépôt ;

- la zone de Barcilonnette (près de laquelle se trouve la Curnerie) semble avoir joué un rôle analogue, mais limitant cette fois à l'Ouest les mêmes faciès épais (Serres-Ponçon) (H. Arnaud *et al.*, 1978) ;

- les Rochers de Hongrie correspondent à un fonctionnement diapirique (H. Arnaud *et al.*, 1978 ; P. Glénat, 1979, B. Beaudoin et A. Coadou, 1984), tandis que la zone Melan-Authon-Valavoire-Clamensane est marquée par une intense activité tectonique pérenne (H. Arnaud *et al.*, 1977 ; A. Coadou et B. Beaudoin, 1973 ; M. Gidon et J.L. Pairis, 1985).

BIBLIOGRAPHIE

ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1977). - Précisions sur la structure des chaînes subalpines méridionales dans la région de Faucon-Turriers-Clamensane (Alpes de Haute-Provence). - *Géologie Alpine,* t. 53, p. 5-34.

ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1978). - Dislocations synsédimentaires du socle et déformations ultérieures de la couverture : l'exemple des chaînons subalpins au NE de Sisteron. - *C. R. Acad. Sci. Paris,* (D), t. 287, p. 787-790.

ARTRU Ph. (1966). - Les olistolithes du Riou d'Entraix et leur signification paléo-structurale. - *Bull. Soc. géol. France,* (7), t. VIII, n° 3, p. 401-404.

BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M. et MOUTERDE M. (1979). - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon. - *C. R. Acad. Sci. Paris,* (D), t. 289, p. 1207-1210.

BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P. et GIGOT P. (1975). - Alpes Méridionales françaises : reconstitution du bassin de sédimentation. - IXè Congr. Int. de Sédimentologie, Nice, Livret-guide, Excursion n° 7, 221 p.

BEAUDOIN B. et COADOU A. (1984). - Discontinuités sédimentaires et paroxysmes de la déformation : le Lias-Dogger du bassin subalpin. - Journée "Tectonique et Sédimentation", A.S.F., Paris, Résumés, p. 3.

BEAUDOIN B., RENAUD P., COJAN I. et DESMAISON Y. (1986). - Mise en évidence du contrôle tectonique de la sédimentation : le jeu de l'accident du Col de La Cine au long du Mésozoïque (région de Digne, SE France). - *C. R. Acad. Sci. Paris,* II, t. 303, n° 9, p. 857-862.

BODELLE J. (1964). - Lacunes et réductions d'épaisseur du Lias moyen et supérieur au NE de Sisteron. - *Bull. Soc. géol. France,* (7), t. VI, p. 635-649.

CHAPPAZ R. COURTILLOT V. et DAGBERT M. (1971). - Etude stratigraphique et tectonique détaillée de la bordure mésozoïque septentrionale de la zone synclinale de Barrême. - Rapport E.N.S.M.P., 72 p.

COADOU A. et BEAUDOIN B. (1973). - Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales. - *C. R. somm. Soc. géol. France,* fasc. 1, p. 236-238.

DIEULIN A. (1976). - Analyse des paléogéographies liasiques emboîtées et des déformations corrélatives au NE de Sisteron. - Rapport E.N.S.M.P., 130 p.

GIDON M. et PAIRIS JL. (1985). - La position structurale du Houiller des abords NE de Sisteron (Alpes-de-Haute-Provence, France) : à propos d'une interprétation nouvelle. - *C. R. Acad. Sci. Paris,* II, t. 301, n° 6, p. 411-414.

GLENAT P. (1979). - Etude du Lias-Dogger du Rocher de Hongrie et de Chateaufort (N.E. de Sisteron). - Rapport E.N.S.M.P, 23 p.

LEMOINE M. (1985). - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspatique de la Téthys ligure. - *Bull. Soc. géol. France,* (8), t. I, p. 127-137.

RENAUD P. (1986). - Le jeu de l'accident du Col de La Cine du Lias au Crétacé supérieur (SE de la France). - Rapport E.N.S.P.M., 105 p.

ORIGINE ET EVOLUTION DU DETRITIQUE QUARTZEUX DURANT LE JURASSIQUE INFERIEUR ET MOYEN EN PROVENCE ET SARDAIGNE : NOUVELLE CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DES PALEO-MILIEUX CONTINENTAUX ET LITTORAUX

Par Michel ARNAUD* et Claude MONLEAU*

RESUME. - Les épisodes détritiques en Provence et Sardaigne sont synchrones. Les apports s'effectuent à partir du SE vers le NW, c'est donc le "continent" corso-sarde qui alimente cette sédimentation en quartz d'origine cristalline, cristallophyllienne et rhyolitique. Les quartz magmatiques rhyolitiques présentent un pourcentage de bipyramidés excluant les rhyolites de l'Estérel comme source d'apport. Les phases d'érosion correspondent à des périodes où des activités tectoniques ont été décelées dans le bassin ou sur la plate-forme. Les quartz montrent une même évolution plus ou moins complète : traces d'éolisation, altérations pédogénétiques, faibles indices de transport fluviatile avec dissolution, immobilisation dans un milieu infralittoral de type deltaïque, plage ou confiné.

Cette évolution implique une aire continentale étroite, une altération éolienne brève, l'existence d'un couvert végétal, un milieu marin littoral de type lagune confinée. Une fois dans le domaine marin ces quartz sont soit oolithisés soit piégés dans une vase. On en retrouve resédimentés dans le domaine de bassin au Bathonien grâce à la présence de pentes et de courants turbides.

ABSTRACT. - Detritical periods of Provence and Sardinia are synchronous. The alluvial deposits are coming from SE to NW. It is the corso-sarde "land" which supply the sedimentation with metamorphism and rhyolitic quartz. Magmatic quartz of the rhyolite have such a percent of bipyramidal quartz that the origin from the rhyolite of the Esterel is impossible. The periods of erosion are connected with some tectonic features discovered into the basin or upon the platform. These quartz show the same evolution more or less complate : an eolian marks, pedogenetic deterioration, small sign of fluvial transport with dissolution, immobilization into an infralittoral environment from deltaïc, beach or confined type.

Such evolution requires a limited continental area, a short brevious aeolian deterioration, a vegetal cover, a marine littoral environment (confined lagoon). Coming into the marine environment, these quartz are included into oolites or trap into the silts. It is possible to find some quartz into the Bathonian basin carried upon by slope effect and by turbiditic streams.

* Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie - U.A.1208 du CNRS
Université de Provence - 3, place Victor Hugo - 13331 MARSEILLE Cedex 3

Des influences détritiques quartzeuses ont été signalées dans les terrains jurassiques de ces régions (C. TEMPIER 1975 ; G. CHABRIER et al., 1975 ; Ph. FAURE et al. 1983). Cependant aucune étude détaillée a été réalisée. Il nous paraissait, donc, important d'étudier ce matériel dans les deux provinces, de comparer sa nature et son évolution et de préciser son origine. Les observations exoscopiques ont été réalisées au microscope électronique à balayage* (L. LE RIBAULT, 1975, 1977).

1. PRINCIPAUX CARACTERES DE LA SEDIMENTATION AU LIAS-DOGGER

La Provence et la Sardaigne présentent une évolution séquentielle semblable (C. MONLEAU, 1985, 1986) et constituent un même domaine paléogéographique (fig.1). Le NW de la Sardaigne (faciès laguno-saumâtre ou de plate-forme externe) se rattache au SE de la Provence (faciès de plate-forme externe ou de bassin) le tout s'ouvrant au NW sur le bassin dauphinois. A l'Est de la Sardaigne (Posada) par contre, la série jurassique ne débute qu'au Bathonien et son évolution rappelle celle des Alpes-Maritimes.

Dans ce contexte les apports détritiques sont limités à la fois dans le temps et dans l'espace : ils se manifestent principalement au Lotharingien, dans le Domérien, le Toarcien inférieur et le Bathonien, ils disparaissent à partir du Callovien. Bien que réduits ils peuvent former localement d'importantes passées gréseuses ou conglomératiques.

Ces niveaux quartzeux au nombre de sept sont synchrones dans les deux provinces à l'exception du niveau 5 qui n'est présent que dans le secteur de Brignoles et que nous ne retrouvons pas dans le reste de la Provence et en Sardaigne.

Ces phénomènes suivent ou accompagnent des discontinuités, observables dans le bassin ou sur la plate-forme carbonatée, qui sont contrôlées par un tectono-eustatisme (M. ARNAUD et C. MONLEAU, 1979) :

- au Lotharingien, transgression par effondrement d'une partie de la plate-forme dolomitique hettangienne.
- au Domérien supérieur, régression marine.
- au Toarcien inférieur, nouvelle transgression.
- au Bajocien, approfondissement de la plate-forme.
- au Bathonien inférieur, apparition du bassin.

Les phases d'érosion les plus intenses sont localisées pendant le Lotharingien et le Bathonien inférieur.

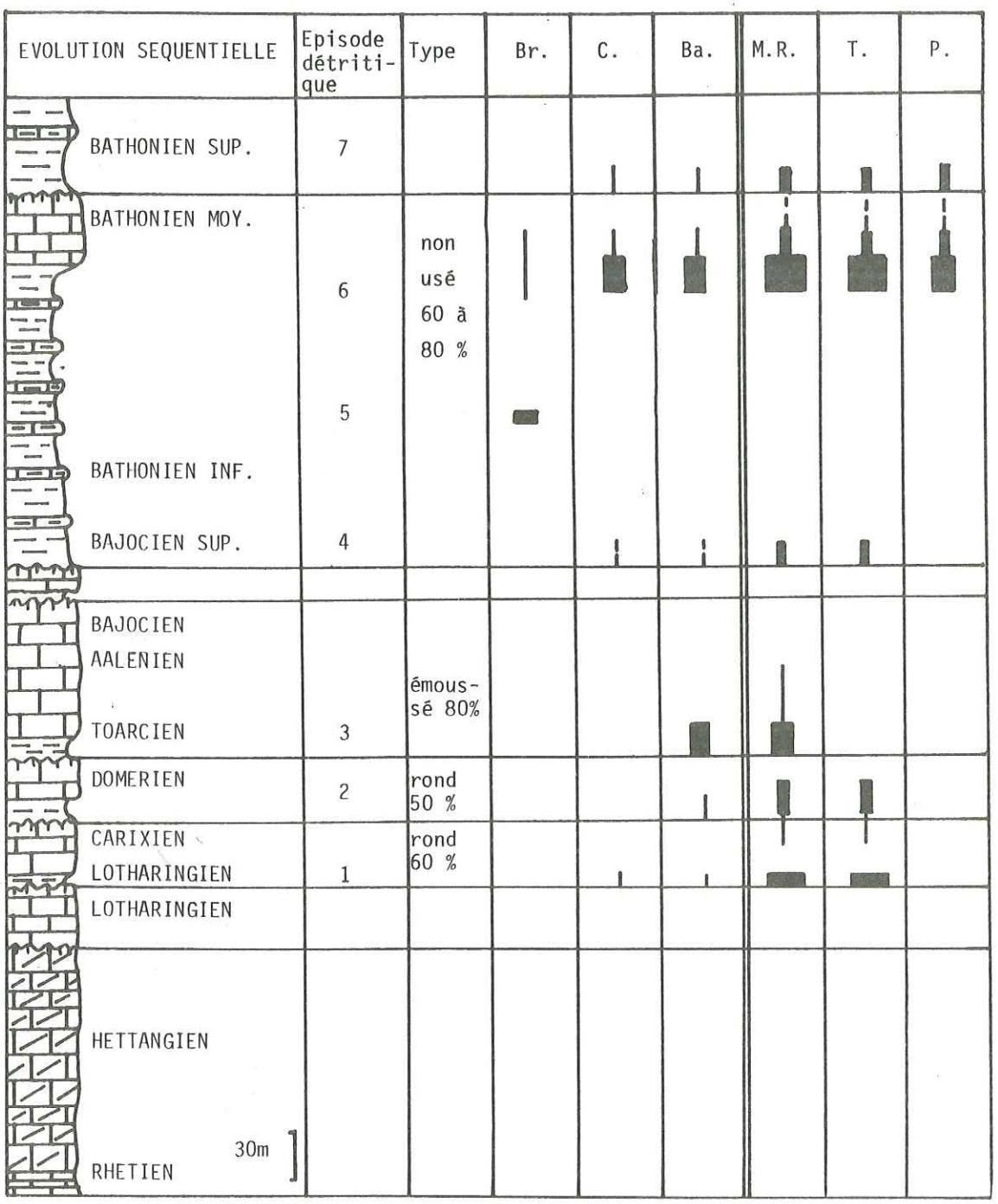
2. ETUDE DU MATERIEL QUATZEUX

2.1. Au Lotharingien (fig.1, n°1)

- Sédiment encaissant : calcaire micritique noir à débris de bois et marnes en Provence ; calcaire gréseux (oolithique), conglomératique (galets centimétriques) à stratifications obliques dans une série marno-calcaire à Brachiopodes en Sardaigne.
- Description : les galets sont très usés et d'origine quartzeuse métamorphique, les grains sont très arrondis de 1/10 de mm à 2,5 mm (le mode étant de 1,5 mm) d'origine cristallophyllienne et éruptive. Les quartz d'origine rhyolitique (10%) sont présents au Mont Rose et absents au Timidone.
- Modelé : ils témoignent d'une évolution aérienne et sont recouverts par une pellicule pédogénétique très importante. Certains, avant leur dépôt, ont stationné dans des milieux calmes d'eaux douces comme en témoignent les bactéries et les filaments englobés dans un voile de silice. On remarque également, quelquefois, le début de la dissolution de la pellicule pédogénétique et la présence de pyritosphères et de baguettes de gypse.

* Service Commun de Microscopie Electronique, JEOL JSM 35, Technicien R. Notonier.

Fig. 1 - REPARTITION SPATIALE ET TEMPORELLE DU DETRITIQUE QUARTZEUX



Marne

Calcaire argileux

Calcaire

Dolomie

Provence : Br. Brignoles ; C. Cuers ; Ba. Bandol.
Sardaigne : M.R. Mont Rose ; T. Timidone ; P. Posada.

2.2. Au Pliensbachien (fig.1, n°2)

C'est surtout au NW de la Sardaigne qu'on peut l'étudier (granulométrie trop fine) :

- Sédiment encaissant : calcaire oolithique à ciment sparitique, stratifications obliques et Madréporaires coloniaux.
- Description : au Carixien la taille est souvent inférieure à 0,1 mm puis augmente au Domérien. On note la persistance des deux zones d'apports mais le pourcentage des quartz rhyolitiques atteint 45%.
- Modelé : Après une évolution pédogénétique ils témoignent d'un séjour en milieu deltaïque (chocs sur crêtes, coulées de silice) avec des périodes évaporitiques (cristaux de chlorure de sodium).

2.3. Au Toarcien inférieur (fig.1, n°3)

En Provence les éléments détritiques sont limités au SE.

- Sédiment encaissant : marnes sableuses en Provence, marnes grises azoïques ou marnes ligniteuses à faune laguno-saumâtre au NW de la Sardaigne.
- Description : en Provence la taille des quartz est inférieure à 0,1 mm avec de rares grains pouvant atteindre 3 mm. En Sardaigne on note de petits galets quartzeux et des grains émoussés et ronds.
- Modelé : ils présentent des chocs éoliens (croissants et V de chocs) recouverts par une pellicule d'altération pédogénétique antérieure au dépôt marin. On ne trouve pas d'indice de transport fluviatile important. En Sardaigne quelques quartz montrent une dissolution importante de la pellicule d'altération d'origine pédogénétique, des traces de chocs, des bactéries et des cristaux de pyrite. Ils ont donc séjourné dans un milieu aquatique d'eaux douces puis dans un milieu intertidal (globules siliceux) confiné (pyrite).

2.4. Au Bajocien supérieur (fig.1 n°4)

La granulométrie est très fine, les seuls échantillons pouvant être étudiés sont ceux du NW de la Sardaigne et présentent une évolution identique à ceux du Lias.

2.5. Au Bathonien

C'est à cette époque qu'ils sont les plus importants et que leur répartition géographique est la plus large.

2.5.1. A la base du Bathonien inférieur (fig.1, n°5)

Le niveau ne s'observe que dans le secteur de Brignoles dans des alternances marno-calcaires associés à des courants turbides et des glissements sous-marins. Les quartz sont oolithisés et mélangées avec des débris d'organismes vivant sur une plate-forme carbonatée récifale. Ils ont une origine rhyolitique (80 à 90%) avec des pourcentages de quartz automorphes pouvant atteindre 30%. Ils ont séjourné brièvement sur une plate-forme (dissolution orientée, début de fleur de silice) qui devait être peu étendue.

2.5.2. A la fin du Bathonien inférieur (fig.1, n°6)

- En Provence (SE) ils apparaissent à la fin des alternances marno-calcaires puis participent à l'élaboration de dunes hydrauliques à la limite plate-forme - bassin en constituant le nucleus d'oolithes. La taille des grains varie de 0,1 mm à 4 mm, ils sont non usés et émoussés.

Ces éléments éolisés ont subi une évolution pédogénétique (réseau pseudopolygonal, goethite, kaolinite) puis un transport pendant lequel la pellicule est polie et dissoute au moins en partie. Enfin, ils sont oolithisés. Ils ont séjourné plus longuement qu'à la base du Bathonien inférieur sur une plate-forme : fleur de silice, dépôts salins, dissolution plus importante. Certains quartz (ronds) montrent des traces d'un transport fluviatile de courte durée. Les pourcentages de quartz de socle sont de 30 à 40% à Cuers et de 90% à Bandol.

- Au Nord de la Sardaigne la granulométrie et plus grossière (galets), les faciès sont de types confinés ou péri-deltaïque. On note la présence fréquente de pyritosphères et de filaments d'Algues ou de Champignons. Avant leur sédimentation, ces quartz ont stationné dans des lagunes à tendance réductrice. Au Mt. Rose les quartz rhyolitiques sont toujours présents mais en moindre quantité (10%).

- A l'Est de la Sardaigne (Posada) des calcaires oolithiques directement transgressifs sur le socle contiennent des quartz de socle non usés à émoussés avec une granulométrie fine de 0,1 à 1,5 mm.

2.5.3. Au Bathonien supérieur (fig.1, n°7)

La granulométrie des quartz est nettement plus fine mais reste plus grossière en Sardaigne. Les caractéristiques sont les mêmes que précédemment.

3. INTERPRETATIONS

L'étude du détritique quartzeux nous permet de mieux appréhender des domaines marins et continentaux qui du fait des érosions postérieures et de la tectonique ne sont plus visibles de nos jours. Si le détritique jurassique n'a pas l'importance de celui du Trias ou du Crétacé il n'est, toutefois, pas négligeable et révèle des phases d'érosion continentale intra-jurassique.

Les données granulométriques nous montrent que les apports sont plus grossiers en Sardaigne qu'en Provence où ils sont localisés dans la partie Est et SE. Dans l'ensemble les évolutions observées sont très voisines ou identiques. Enfin ces phases à part celle de la base du Bathonien inférieur se retrouvent au même moment dans les deux provinces. Tout cela implique une même source d'apport. L'abondance des quartz automorphes rhyolitiques montre que les rhyolites permiennes du massif de l'Estérel ne peuvent pas être les zones nourricières car elles n'en contiennent que de faibles pourcentages (A. PRONE et al., 1981). En revanche les rhyolites corso-sardes en présentent un pourcentage compatible avec celui que l'on observe dans les sédiments jurassiques. Ceci confirme les reconstitutions paléogéographiques qui impliquent la présence d'une couverture sédimentaire pendant le Jurassique sur les massifs des Maures et de l'Estérel (M. ARNAUD et C. MONLEAU, 1979 ; C. MONLEAU, 1986).

Ces arguments nous conduisent à admettre le continent corso-sarde comme source de ce détritisme (Fig.2)

Tout au long du Jurassique les quartz montrent un modelé d'altération assez semblable du fait de la constance d'un même climat. Ils témoignent, d'abord, d'une évolution aérienne plus ou moins forte en phase sèche (éolisation). C'est pendant le Lotharingien que ces phénomènes sont les plus importants. Puis ils sont piégés dans un sol pendant une phase humide à couvert végétal important. Ils sont, alors, recouvert d'une pellicule d'altération pédogénétique. Après un transport fluviatile bref, ils se sédimentent une première fois dans un milieu margino-littoral de type réducteur ou péri-deltaïque. Ils sont remobilisés, très souvent, par des courants, oolithisés sur une plate-forme externe puis se resédimentent soit dans des dunes hydrauliques soit dans le domaine de bassin par l'intermédiaire de courants turbides et de glissements sous-marins. C'est pendant le Bathonien inférieur que cette dernière phase se réalise.

Pour les quartz liasiques nous ne pouvons pas affirmer que leur évolution ait débuté au Jurassique. Cependant les pourcentages de quartz automorphes rhyolitiques observés dans les séries triasiques provençales (A. PRONE et al., 1981) sont très différents (2%) de ceux du Lias (9%). Au Bathonien inférieur, il est certain que nous avons à faire à un nouveau stock de matériel détritique car dans sa grande majorité les grains de quartz sont peu ou pas usés.

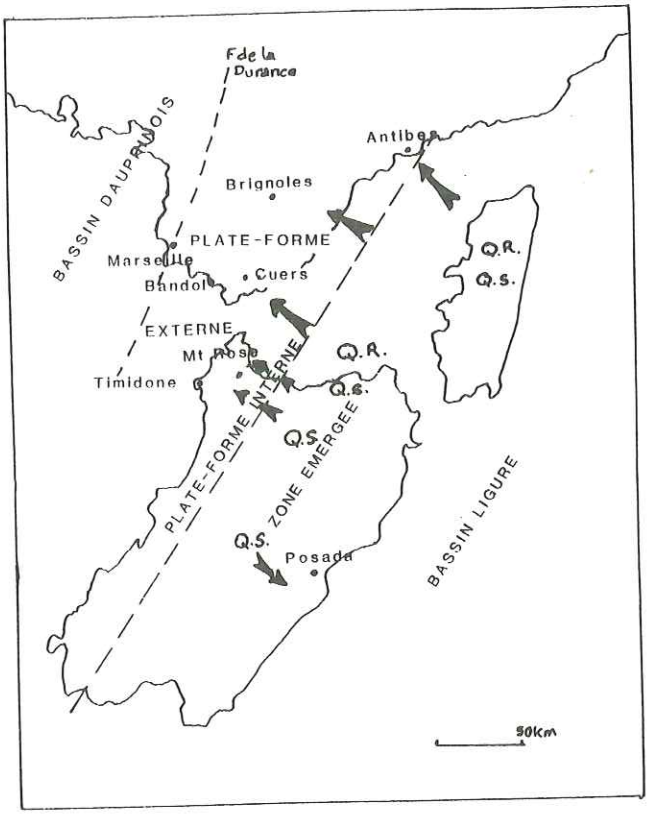


Fig.2 - Zones d'apports du détritique quartzeux

Q.R. : Quartz rhyolitique, Q.S.: Quartz du socle.

Cette évolution nous renseigne sur le climat : alternance de phases chaudes et sèches et de phases chaudes et humides (M. ARNAUD, C. MONLEAU, 1986) et sur la morphologie des terres émergées : peu élevées, étroites, avec cours d'eaux très courts.

Au Bathonien inférieur ce détritique nous révèle l'existence d'une plate-forme carbonatée récifale qui n'est plus visible actuellement et qui devait se situer entre la Corse et la Provence.

A la base du Bathonien inférieur la présence d'apports détritiques (n°5) au Nord de la Provence et leur absence au SE de la Provence et en Sardaigne sont dues à un mouvement tectonique qui a débuté à cette période au Nord de la Provence pour se déplacer au cours du Bathonien inférieur vers le Sud. Les érosions débutent puis s'arrêtent plus tôt au Nord qu'au Sud.

Les activités tectoniques provoquent une nouvelle érosion de socle ; en effet au Lias les quartz sont très évolués (ronds et émoussés) alors qu'au Bathonien le pourcentage de non usés est prédominant.

L'arrêt de tout détritique quartzeux au Callovien, malgré une tectonique très active confirme l'immersion des terres émergées. Ce fait est à relier à l'ouverture océanique ligure. Ce n'est qu'au Crétacé supérieur que réapparaîtra la terre émergée corso-sarde.

BIBLIOGRAPHIE

ARNAUD M. et MONLEAU C. (1979). - Etude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien - Oxfordien). **Thèse Doctorat d'Etat, Marseille**, Fasc. 1 et 2.

ARNAUD M. et MONLEAU C. (1986). - Un écosystème de plate-forme sur une marge passive : intéractions des contraintes tectoniques, structurales et climatiques. **Bull. Elf-Aquitaine**, vol.10, n°2, p.457-466.

CHABRIER G. et FOURCADE E. (1975). - Sur le Jurassique du Nord-Ouest de la Sardaigne. **C.R. Acad. Sc. Paris**, t. 281, série D, p. 493-496.

FAURE Ph. et PEYBERNES B. (1983). - Le Lias de la Nurra (Sardaigne nord-occidentale). Implications paléogéographiques. **C.R. Acad. Sc., Paris**, t. 296, série II, p. 1799-1802.

LE RIBAULT L . (1975). - L'exoscopie méthode et applications. **Notes et Mémoires** n°12, Compagnie Française des Pétroles Paris, 231 p., 456 figures.

LE RIBAULT L. (1977). - L'exoscopie des quartz. Techniques et méthodes sédimentologiques. **Masson**, 150 p.

MONLEAU C. (1985). - Evolution séquentielle et cadre paléogéographique du Jurassique inférieur et moyen de Sardaigne (Italie). **C.R. Acad. Sc. Paris**, t.301, série II, n°6, p. 425-430.

MONLEAU C. (1986). - Le Jurassique inférieur de Provence, Sardaigne et Alpes maritimes : corrélations, essai de synthèse paléogéographique. **Rev. de Géol. Dyn. et de géogr. phys.**, vol. 27, fasc. 1, p. 3-11.

PRONE A. et ROUSSET C. (1981). - Les quartz des rhyolites permiennes comme marqueurs de la rupture paléogéographique médio-crétacée dans le Sud-Est de la France. **Bull. Soc. Géol. Fr.** (7), t. XXIII, n°5, p. 487-492.

TEMPIER C. (1975). - Une partie du matériel des bauxites de Provence pourrait résulter des actions climatiques d'âge jurassique. **C.R. somm. Soc. Géol. Fr.**, fasc. 3, p. 71-72.

PLANCHE 1

Fig. 1 - Grain non usé (Bathonien, Bandol) X 100.

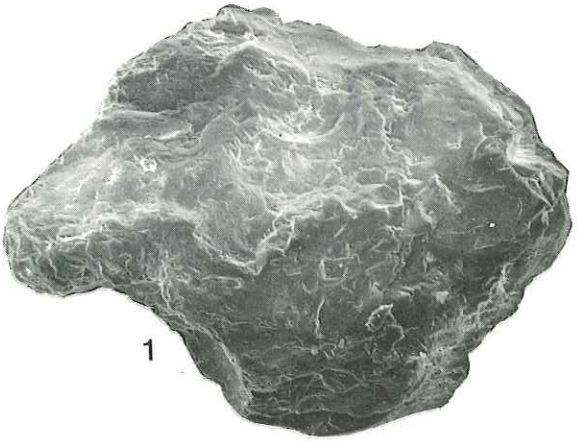
Fig. 2 - Quartz automorphe rhyolitique très légèrement émoussé recouvert par des dépôts siliceux d'origine pédogénétique. (Bathonien, Brignoles) X 160.

Fig. 3 - Quartz automorphe rhyolitique évolué : les arêtes et les sommets des pyramides ont été émoussés. (Lotharingien, Nord Nurra) X 48.

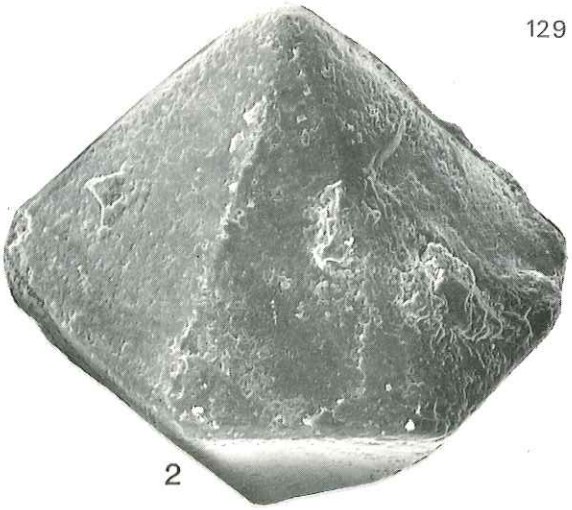
Fig. 4 - Grain rond-mat montrant des traces de chocs et des dépôts siliceux d'origine pédogénétique. (Domérien, Nord Nurra) X 48.

Fig. 5 - Filament (mycélien ou algaire) tapissant la surface d'un quartz et se "fondant" dans la pellicule siliceuse. (Lotharingien, Nord Nurra) X 1100.

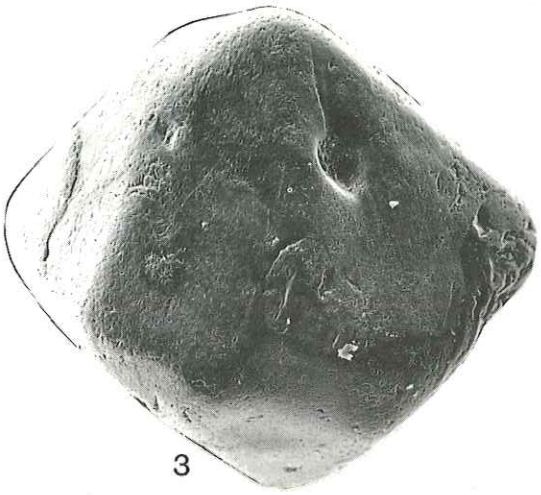
Fig. 6 - Réseaux siliceux pseudo-polygonaux (origine pédogénétique) (Domérien, Nord Nurra) X 480.



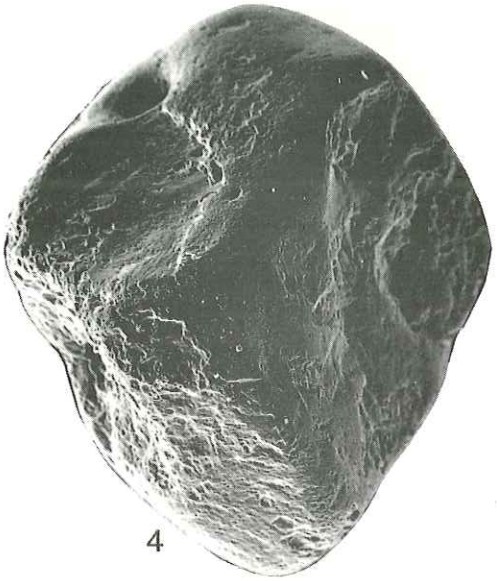
1



2

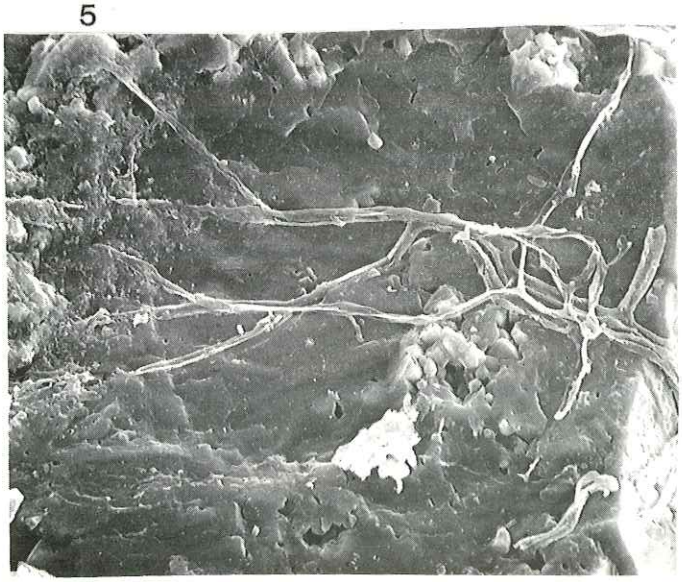


3



4

5



6

LE DÉTRITISME LIÉ À L'ÉMERSION DU DOMAINE BRIANÇONNAIS AU DÉBUT DU MÉSOZOÏQUE

par Jacques DEBELMAS*

Sommaire.- Le domaine briançonnais a émergé par places dès le Trias supérieur et, dans son ensemble, au Lias-Dogger inférieur.

Sur la plate-forme émergée, on décrit différents exemples de détritisme carbonaté, siliceux et même latéritique à bauxitique qui y sont conservés, soit dans des cavités karstiques, soit à la base de la transgression du Bathonien supérieur - Callovien.

Sur les flancs immergés du domaine, on examine les différents amas de brèches ou de roches siliceuses reconstituées qui y sont interstratifiées dans les sédiments subbriançonnais et piémontais. Mais les plus spectaculaires résultent davantage d'écroulements sous-marins que du jeu normal de l'érosion aérienne sur la plate-forme.

Les conclusions concernent la modicité du matériel détritique conservé (rôle de la dissolution dans la disparition de la fraction carbonatée) et les principales périodes d'apport qui soulignent assez grossièrement les grandes étapes du rifting téthysien.

Abstract.- The emersion of the Briançonnais realm began as early as the Late Triassic in a few places and became complete only during the Late Lias and Early Dogger.

On the plateforme itslef, the carbonated, siliceous, and even lateritic to bauxitic detrital formations are described, either preserved in karstic depressions or reworked by the Late Bathonian-Callovian transgression.

On the lateral submarine slopes of the platform, different accumulations of breccias or siliceous reconstituted rocks are interstratified in the Subbriançonnais and Piemont stratigraphic sequences, but the most conspicuous result more from submarine landslides than from aerial erosion of the neighbouring platform.

The conclusions deal with the paucity of preserved detrital material (role of the dissolution in the erosion of the carbonated Briançonnais cover) and with the different periods of detrital supply which roughly outline the main stages of the Tethyan rifting.

C'est maintenant une donnée classique que, dès la fin du Trias par places, puis partout, du Lias moyen à la fin du Jurassique moyen, le domaine briançonnais a représenté, au sein de la marge continentale européenne, (LEMOINE, 1984), une zone émergée et en proie à l'érosion. Les produits détritiques correspondant, conservés sur le domaine briançonnais lui-même ou sur ses marges, comprennent surtout du matériel carbonaté triasique. C'est seulement dans la partie la plus interne de ce domaine, c'est à dire dans la zone d'Acceglio et dans quelques secteurs de la zone Vanoise-Ambin

*Institut Dolomieu -Université de Grenoble I (U.A.69 "Géologie Alpine")

que l'érosion a atteint le substratum siliceux des carbonates triasiques. Il y a là une bonne indication, reconnue depuis longtemps, de la disposition dissymétrique de cette plate-forme qui devait donc être inclinée vers l'W ou le NW. Cela signifie que, dans cette partie interne du Briançonnais, un détritisme siliceux pourra se développer, superposé au détritisme carbonaté habituel.

I. LES DEPOTS DETRITIQUES AU SEIN DE LA ZONE BRIANCONNAISE ELLE-MEME

Ils peuvent se présenter de plusieurs façons, que nous décrirons dans l'ordre stratigraphique.

1. Les premiers sont stratigraphiquement associés au Trias supérieur (Fig.1.1), plus précisément au Carnien. Depuis les travaux synthétiques de J. MEGARD-GALLI (1972) et de J. MEGARD-GALLI et A. BAUD (1977), on sait en effet que le détritisme carnien, assez bien daté, peut prendre deux aspects:

- **des shales et des grès fins à Equisetum.** Les grès sont toujours abondamment feldspathiques et riches en micas blancs détritiques. Ils miment ainsi ceux du Houiller mais il n'y a jamais de galets (voir leur description détaillée dans Ellenberger, 1958). L'origine de ce matériel détritique reste inconnue.
- **des brèches,** à matériel surtout dolomitique, mais parfois calcaire et même gréseux, qui interrompent à plusieurs reprises une sédimentation argilo-carbonatée ou même la remplacent totalement. Il devient alors très difficile de les séparer de celles que nous décrirons dans le paragraphe suivant. Il n'est pas impossible que tout ou partie de ces brèches soit déjà alimenté par l'érosion de reliefs émergés au cours de cette "crise carnienne" qu'elles révèlent. De fait, l'absence **régulière** de Trias supérieur marin dans tout le Briançonnais frontal, alors qu'il existe dans le Subbriançonnais et une bonne partie du Briançonnais interne, suggère l'émersion de reliefs linéaires préfigurant localement l'émersion de l'ensemble du domaine au Lias.

2. Un deuxième type de dépôts détritiques est fait de **brèches à matériel presqu'exclusivement dolomitique, qui tapissent la surface corrodée des carbonates triasiques et remplissent les poches karstiques qui y sont creusées** (DEBELMAS 1953, GIDON 1962, BAUD et al. 1977, DETRAZ 1984, JAILLARD 1985). (Fig. 1.2).

Ces brèches sont le plus souvent à patine rousse à jaune, à galets presqu'exclusivement dolomitiques, de toute taille, toujours anguleux. Le ciment, peu abondant, est argileux ou argilo-dolomitique. Les réticulations siliceuses (diagénétiques car elles recoupent aussi bien les galets que le ciment) traduisent une certaine teneur originelle en silice qu'il paraît logique de relier aux altérations continentales classiques sur toutes les surfaces émergées, altérations qui expliquent également la teneur en oxyde de fer responsable de la patine de ces brèches.

L'âge exact de ces formations n'est pas toujours très clair, et l'on peut hésiter entre le Trias supérieur et le Lias, mais les travaux récents effectués tant en Suisse (Préalpes) qu'en Vanoise et Briançonnais, ont montré que, localement ces brèches pouvaient contenir des blocs de calcaires à silex liasiques, voire des débris charbonneux. De plus, la partie supérieure au moins du remplissage de ces poches, sinon la totalité, peut prendre localement un aspect de sédiment relativement bien stratifié , avec des sables dolomitiques ou calcaires, ces derniers contenant même des débris de Crinoïdes pentagonaux et peut-être des radioles d'Oursins (BAUD & MASSON, 1975; JAILLARD, 1985; J. MEGARD-GALLI in JAILLARD, 1985). La tendance actuelle est donc de relier plutôt le creusement et le remplissage de ces poches à l'émersion du domaine briançonnais qui se fait au Lias et au début du Dogger. Les couches marines évoquées représenteraient alors les prémices de la transgression bathonienne ou callovienne.

Certaines de ces brèches de ravinement montrent un ciment argileux rouge abondant (illite, chlorite, hématite et quartz détritique). Ces brèches rouges sont connues depuis longtemps dans les environs de Briançon, mais ont également été signalées dans les Préalpes suisses (Gummfluh, St-Triphon, BAUD & MASSON, 1975; BAUD & al., 1977) où elles sont souvent mélangées à des silts dolomitiques. Elles y sont indiscutablement antébathoniennes à antécalloviennes car recouvertes par les transgressions correspondantes. Localement, elles peuvent passer à une véritable latérite, avec des nodules de goethite.

En Briançonnais, l'étude précise de ces formations a permis à MERCIER (1977) de montrer que ce ciment rouge riche en quartz et en illite, résulte de l'érosion d'un sol ferrallitique et que ce matériel, d'origine pédologique, a été piégé dans des réseaux de fissures après un certain transport. Mais, pour cet auteur, l'altération serait néogène à quaternaire, ce qui paraît difficile à admettre car on ne comprendrait pas dès lors l'absence complète de ses produits dans les calcaires néocrétacés ou jurassique supérieur, d'une part, la position de ces sables argileux rouges sous la transgression bathonienne d'autre part. Si, localement, les calcaires bathoniens sont eux mêmes rubéfiés, c'est probablement par le jeu des circulations aquifères per ascensum dans des plans de failles ou de diaclases tardifs. De fait, l'étude granulométrique du quartz détritique montre que seule la fraction la plus fine des grains y a été entraînée.

Enfin, une cause d'erreur supplémentaire est le remaniement quaternaire de ces sables argileux rouges que l'on trouve parfois mélangés avec des produits morainiques dans des cavités karstiques récentes (galerie EDF du Fournel, par exemple).

Dans les Préalpes du Chablais, le remplissage rubéfié des cavités creusées au sein du Trias carbonaté va de boues argileuses ou de sables dolomitiques fins jusqu'à des amas de galets décimétriques surtout dolomitiques. Les dépôts fins montrent une certaine stratification témoignant de la mise en place sous-aquatique de ces produits. La fraction argileuse est surtout de l'illite. La coloration rouge est toujours due à l'hématite. Il y a aussi un peu de goethite, de chlorite

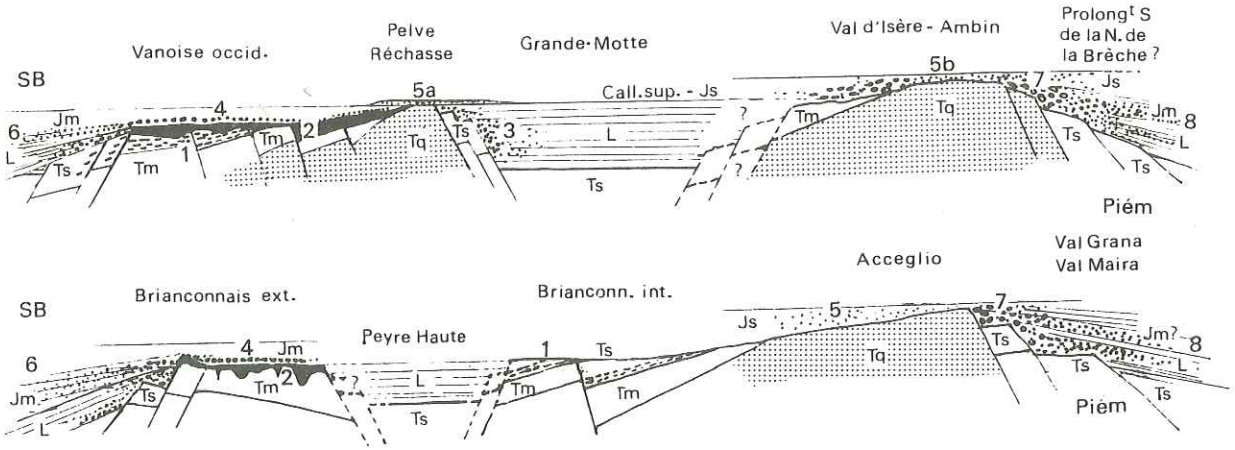


Fig.1.- Schéma de la répartition du matériel détritique lié à l'émersion du domaine briançonnais sur les transversales de la Vanoise (en haut) et du Briançonnais - Alpes cottiennes (en bas).

Les échelles de longueur et de hauteur ne sont pas respectées. Les chiffres désignent les formations détritiques décrites dans le texte.

SB: Subbriançonnais. **Js:** Malm. **Jm:** Dogger. **Call.:** Callovien. **L.:** Lias. **Ts.:** **Tm.:** Trias supérieur, moyen. **Tq.:** Quartzites infratriasiques.

et une proportion non négligeable de quartz détritique. Cet assemblage suggère des altérations pédologiques continentales remaniées par les eaux courantes, mais l'évolution n'a pas été suffisante pour aboutir aux bauxites avec kaolinite, boehmite et diaspore dont on parlera plus loin et qui sont liées à la base du Dogger.

Localement les formations étudiées ici passent peu à peu, à leur partie supérieure, aux dépôts marins déjà évoqués, témoins probables de la transgression bathono-callovienne. Leur genèse serait donc bien antérieure à cette transgression.

Une observation ponctuelle va dans ce sens (DONDEY, 1986). Dans le massif de la Dent Parrachée (Vanoise), où il existe un Lias marin intrabriançonnais (série de la Grande Motte), on a observé que les derniers mètres du Lias se tranforment en une roche pulvérulente, véritable sable calcaire et siliceux de teinte rouge (arête N de la Pointe de Bellecombe). A la pointe de Bellecôte, ce faciès remplit même des poches arrondies creusées dans le Lias.

3. Le troisième type est représenté par les apports détritiques qui se font dans les sédiments marins du bassin liasique intrabriançonnais de la Grande Motte - Dent Parrachée (Vanoise)

Il s'agit de microbrèches, brèches et olistolites de matériel triasique carbonaté, contenus dans les calcaires de l'Hettangien ou les calcaires à zones siliceuses du Lias (JAILLARD et al., 1986; DONDEY, 1986; DEVILLE, 1986). Leur répartition permet de rattacher ces apports détritiques à l'érosion d'escarpements de failles synsédimentaires limitant le bassin liasique en question (Fig. 1-3). L'âge de cette crise distensive serait donc hettangien-sinémurien.

4. Le quatrième type de dépôts détritiques intrabriançonnais est représenté par les produits liés à la base du Dogger transgressif (Bathonien supérieur) (fig. 1-4).

Ces dépôts peuvent être quartzo-alumineux ou carbonatés.

4a/ Le détritisme quartzo-alumineux. F. ELLENBERGER (1958) a le premier reconnu ces niveaux en Vanoise et y a distingué des bauxites, des schistes alumineux noirs et des quartzites noirs.

Les bauxites (ELLENBERGER, 1958; BADOUX et de WEISSE, 1959; SEPTFONTAINE, 1980 in JAILLARD, 1985; GOFFE, 1982; JAILLARD, 1985; BROUDOUX, 1985).
Ce sont des roches massives rouges (48 % d'Al_2O_3) ou vertes (33% d'Al_2O_3), riches en chloritoïde. Elles se présentent comme un banc assez régulier, mais peuvent aussi garnir des poches ou des fissures du substratum. Enfin, la bauxite peut former le ciment de brèches monogéniques à matériel carbonaté triasique. Les études géochimiques récentes de B. GOFFE (1982) confirment qu'il s'agit de sédiments "allochtones" provenant de l'érosion et de l'altération d'un socle granito-gneissique dans lequel il est bien difficile de ne pas voir la zone d'Acceglio ou certains secteurs de la Vanoise et d'Ambin.

Les schistes et quartzites noirs, décrits au Roc de la Pêche ou à l'écaille des Prioux, en Vanoise (ELLENBERGER, 1958; GOFFE, 1982; JAILLARD, 1985), et peut-être beaucoup plus au Sud, dans la bande du Roure (Haute Ubaye) , LEMOINE , 1957). Riches en alumine, en quartz et même en hydrocarbures (GOFFE, 1982), ces roches ont fourni quelques débris végétaux. On peut les interpréter comme des dépôts de deltas marécageux précédant la transgression marine. En tout cas, elles passent latéralement aux bauxites dont elles sont contemporaines.

La mise en place de ces sédiments quartzo-alumineux paraît avoir été rapide, probablement contemporaine d'une oscillation positive de la plate-forme briançonnaise, juste avant la transgression du Bathonien supérieur. De fait, dans les Préalpes, les bauxites de Dréveneuse sont intercalées entre les calc-schistes fossilifères du Bathonien inférieur et les calcaires noirs du Bathonien supérieur (SEPTFONTAINE, 1980 in JAILLARD, 1985).

4b/ Le détritisme carbonaté. Plus franchement marin que le précédent, il marque la base de la transgression bathonien supérieur sous forme de brèches ou, plus fréquemment, de conglomérats à galets roulés parfois pluridécimétriques. Ces faciès de base restent toujours peu épais (quelques mètres), avec un matériel

fait de dolomies triasiques, plus rarement de calcaires jurassiques, parfois à silex. La matrice est calcaire à argileuse: dans le premier cas, elle a fourni des micro-organismes qui, joints à la présence de galets perforés, permettent de conclure à un dépôt marin. A Champcella (au S de Briançon), ce conglomérat repose sur une couche charbonneuse qu'il remanie à sa base (DEBELMAS, 1955).

Mais ce détritisme carbonaté peut localement envahir tout le Dogger et ceci sous forme de microbrèches dolomitiques grises, ce qui implique des reliefs restés émergés. C'est surtout le cas au niveau du Briançonnais externe (DEBELMAS, 1955; BOURBON et al., 1976; MERCIER, 1977).

5. Le détritisme siliceux de la base du Malm

Les parties du domaine briançonnais où les quartzites du Trias inférieur, voire un socle siliceux plus ancien, avaient été dégagés par l'érosion au cours de l'émersion du Lias-Dogger, seront définitivement envahies par la mer au Callovien ou au tout début du Malm. La mer y remanie donc un matériel détritique siliceux que l'on retrouve sous forme de quartzites dans le Callovien ou, plus fréquemment, de faciès gréseux dans le Malm briançonnais s.l..

Les premiers sont les minces bancs de quartzites bleus à patine rouille, connus en quelques points de Vanoise (parties internes de Vanoise occidentale et externes de la nappe de la Grande Motte), immédiatement sous les calcaires blancs du Malm (JAILLARD et al., 1986; DEVILLE, 1986) et qu'il ne faut pas confondre avec les quartzites noirs, deltaïques, plus grossiers et hétérométriques de la base du Dogger. Mais ce faciès de quartzites bleus est local et volumétriquement infime (Fig. 1-5a).

Plus important est le détritisme siliceux qui envahit tout ou partie du Malm là où celui-ci repose directement sur les quartzites triasiques, c'est-à-dire dans la zone d'Acceglio (MICHARD, 1962; LEFEVRE, 1984; LE GUERNIC, 1967) et dans certains secteurs internes de la Vanoise occidentale (Aiguille de l'Epéna, plateau de la Réchasse: RAOULT et al. 1984; BROUDOUX, 1985) (Fig. 1-5b). Le calcaire du Malm devient sableux avec par places de véritables bancs de grès ou de quartzites reconstitués. Les galets de quartzites n'y sont pas rares, pouvant atteindre des dimensions pluridécimétriques.

Ce sont là les dernières manifestations du détritisme lié à l'émersion du géanticlinal briançonnais. Le détritisme ultérieur ne sera dû qu'à l'écroulements de reliefs sous-marin plus ou moins réactivés.

II. LES DEPOTS DETRITIQUES SUR LES FLANCS DU DOMAINE BRIANCONNAIS

Tant du côté ouest (Subbriançonnais) qu'à l'Est (Piemontais), le régime marin est quasi constant dès le Trias. La sédimentation qui y règne peut donc comprendre du matériel détritique issu du domaine briançonnais. L'intérêt de ces séries qui représentent un enregistrement constant de ce qui se passait sur la plate-forme émergée, est de montrer si cet apport se fait préférentiellement à certaines époques bien déterminées. On pourrait ainsi dater les crises positives affectant la plate-forme et réactivant son érosion.

1. Le versant ouest (ou subbriançonnais) (Fig. 1-6)

Les résultats des études stratigraphiques récentes sont assez concordants, qu'elles aient été réalisées dans les Préalpes (Médianes Plastiques, BAUD et SEPTFONTAINE, 1980) ou dans le Subbriançonnais français (CHENET, 1979; LEREUS, 1986).

La première décharge détritique se fait dans l'Hettangien où l'on a décrit des niveaux de brèches dolomitiques associées à de véritables bancs gréseux. On peut évidemment se demander si ce matériel détritique vient du Briançonnais ou d'escarpements de failles actives, sous-marins, en domaine subbriançonnais ou des deux.

En tout cas, dès le Sinèmurien, les choses se calment. La mer s'approfondit. On ne trouve plus que très localement de rares microbrèches à éléments dolomitiques, mais ce qui est plus intéressant c'est que de la silice colloïdale s'ajoute à la sédimentation argilo-carbonatée, donnant des silex rubanés et traduisant probablement des altérations pédologiques importantes sur le domaine émergé . Un peu de quartz détritique fin est également connu au Lias moyen.

Au Dogger, les faciès bréchiques et conglomératiques redeviennent fréquents, avec un matériel dolomitique abondant, auquel s'ajoutent quelques galets de Lias impliquant un démantèlement sur place du substratum: l'origine du matériel dolomitique s'en trouve donc obscurcie.

C'est à ce stade qu'il convient d'évoquer aussi les brèches que l'on trouve fréquemment dans le domaine subbriançonnais au sommet du Callovien ou à l'Oxfordien inférieur (brèche du Télégraphe, des Neyzets, etc.). Elles remanient tous les termes antérieurs, du Trias dolomitique au Dogger, à l'exclusion du socle. Ces brèches résultent de l'écroulement de reliefs situés à la limite des domaines subbriançonnais et briançonnais. Rappelons en effet que, sur une grande partie de la chaîne, le Briançonnais frontal constituait une zone haute qui était encore émergée et en proie à l'érosion à cette époque puisqu'elle alimentait également en débris variés les sédiments marins de son versant oriental (nappes de Roche-Charnière et de Champcella par exemple, J. DEBELMAS, 1955, M. BOURBON et al., 1976).

En résumé, le matériel détritique d'origine briançonnaise est difficile à cerner mais il doit être d'assez faible volume et presqu'exclusivement dolomitique. Les périodes d'apport sont l'Hettangien et, surtout, le Jurassique moyen.

2. Le versant est (ou piémontais)

Comme il a été recouvert par les nappes de Schistes lustrés, une grande partie nous en est inaccessible. Et c'est dommage car, en raison de la dissymétrie de soulèvement du bloc briançonnais, c'est là que le soulèvement, donc l'érosion ont été les plus forts. On devrait donc y trouver le volume maximum de produits détritiques, y compris du matériel de socle puisque l'érosion jurassique y a atteint le socle antétriasique (zone d'Acceglio des auteurs et divers secteurs de Vanoise interne). Deux régions seulement permettent de retrouver ces produits: au Sud, les Alpes cottiennes, au Nord, les Préalpes du Chablais.

1/ Commençons par le Sud, où la **zone d'Acceglio et le Piémontais externe** ont été particulièrement étudiés.

Au contact de ces deux ensembles, par exemple au Col du Longet (LEMOINE, 1967), dans la région d'Acceglio (LE GUERNIC, 1957; LEFEVRE et MICHARD, 1976), dans le massif d'Ambin (CARON et GAY, 1977; ALLENBACH et CARON, 1986), on a décrit des brèches chaotiques (Fig. 1-7) à matrice schisto-quartzitique, c'est-à-dire reconstituant des quartzites triasiques ou des anagénites permiennes, mais à ciment plus ou moins carbonaté et éléments dolomitiques par places. Il y a même des olistolites hectométriques de quartzites et de dolomies triasiques. Malheureusement, l'âge de ces brèches n'est pas connu. Elles peuvent très bien être Crétacé supérieur, comme cela a été prouvé pour d'autres brèches, d'aspect très analogue, de ce même secteur structural (brèche de l'Eychauda, près de Briançon, LEMOINE 1967, par exemple). Auquel cas elles n'auraient évidemment aucun rapport avec l'émersion jurassique du Briaçonnais.

Les choses deviennent plus claires quand on pénètre dans les **unités piémontaises externes situées entre Val Grana et Val Maira**, unités dont la stratigraphie est maintenant assez bien connue (MICHARD, 1967) (Fig. 1-8).

Contrairement à ce que révèle le Subbriançonnais, la première décharge détritique se fait ici au Sinémurien moyen, avec l'apparition de microbrèches granoclassées à matériel dolomitique, parfois surmontées d'énormes olistolites. MICHARD cite un bloc de 150 x 50 m. Cet ensemble détritique est assez bien calé

stratigraphiquement puisqu'il est recouvert par le Sinémurien supérieur daté par des ammonites.

Un deuxième épisode bréchique intervient au Lias moyen, dans une série calcaréo-marneuse, avec une vingtaine de bancs bréchiques granoclassés très continus latéralement. Les débris, jusqu'à 2 à 3 cm de diamètre, sont des dolomies associées à des calcaires noirs plus ou moins marneux (Lias ?). Localement, ces brèches, bien réglées, passent à des faciès plus chaotiques, en lentilles de 150 m d'épaisseur, mais d'extension latérale plus faible. Les blocs sont de toute taille, jusqu'à quelques milliers de mètres cubes. Il s'agit surtout de dolomies (parfois datées du Norien), mais il y a quelques éléments calcaires de type Lias inférieur et de très rares quartzites triasiques. Il est évident que, dans ce cas, les reliefs qui s'écroulent impliquent aussi le bord du bassin piémontais avec ses séries liasiques déjà déposées et qu'il ne s'agit plus de l'érosion du domaine briançonnais proprement dit.

Mais ce qui suit est plus intéressant. En effet, à ce Lias bréchique du Val Grana, succèdent des formations très différentes, brusquement enrichies en matériel terrigène. D'âge encore mal précisé (Jurassique moyen à Oxfordien), ce sont des grésomicaschistes vert pâle, mimant des couches permiennes mais contenant de rares galets dolomitiques, puis viennent des quartzophyllades noires, plus ou moins graphiteuses. Localement, existent des brèches à ciment calcaire, gréseux ou micaschisteux, à galets centimétriques à décimétriques de dolomies grises à patine brune, de roches siliceuses et même de roches à patine verte , à actinote, chlorite, muscovite phengitique, albite et quartz qui sont probablement des roches volcaniques permo-carbonifères. Une partie de ce matériel vient évidemment de l'érosion du socle permo-carbonifère du Briançonnais (zone d'Acceglio).

Un peu au NNW du secteur Val Grana - Val Maira, **la région comprise entre Briançon et Oulx** fournit des coupes analogues pour le Piémontais le plus externe. Ce sont les séries du Gondran et de la Roche des Clots (LEMOINE et al., 1978; DUMONT, 1983), de Crèche-Meyriès et de Gad ou du Caire (CARON, 1977).

Dans les séries décrites par LEMOINE, le détritisme est surtout marqué par un véritable flysch fin qui se développe seulement dans la partie considérée comme Lias supérieur-Dogger. On a là en effet des calcaires gréseux, des schistes argileux, des bancs microbréchiques granoclassés à éléments triasiques calcaréo-dolomitiques, puis, au sommet, des grès granoclassés.

Dans les séries décrites par CARON, on trouve, en plus des termes détritiques précédents, des niveaux bréchiques plus grossiers dans l'Hettangien (Crèche Meyriès), à éléments parfois décimétriques, mais surtout, dans l'unité de Gad, au S d'Oulx, une brèche chaotique très grossière, à blocs énormes de Trias carbonaté et quartzitique, avec même des bancs quartzitiques ou des micaschistes verts, de type permien, reconstitués, car ils contiennent des galets de dolomies et de calcaires. Il est même possible que le Trias carbonaté de la base de la série soit en fait un amas de blocs kilométriques et non le Trias en place. L'âge de cette formation (stratigraphiquement inférieure au "flysch" du Lias supérieur-Dogger) n'est pas connu (Hettangien à Lias moyen).

Le matériel ancien proviendrait de l'érosion de la zone d'Acceglio ou du socle d'Ambin.

2/ Dans les Préalpes du Chablais, le Piémontais le plus externe est représenté par la **nappe de la Brèche**, dont le nom est dû à l'existence de plusieurs niveaux de brèches. Seule la "Brèche inférieure", d'âge Lias supérieur - Dogger, concerne le problème traité ici, mais elle apporte des informations intéressantes car, si l'on déroule les plis de l'unité en question, on peut observer l'évolution de cette formation bréchique sur une distance de l'ordre de 12 km (CHESSEX, 1959; LEMOINE, 1961, 1967; WEIDMANN, 1972).

Dans sa partie la plus externe, ce sont des brèches chaotiques à blocs énormes de quartzites et de dolomies triasiques, au point que certains d'entr'eux, situés à la base de la formation, ont été considérés comme des écailles tectoniques jalonnant la base de la nappe.

Un peu plus à l'Est, on a des brèches moins grossières en gros bancs mal stratifiés, où les galets sont décimétriques. Plus loin encore, la brèche s'affine: elle est mieux stratifiée et ses lits alternent avec des calcaires. Le granoclassement apparaît. Enfin, dans les parties les plus internes visibles, la brèche passe latéralement à une formation de calcschistes contenant seulement quelques lits microbréchiques.

L'étude stratigraphique montre que le matériel détritique fin a été apporté pendant presque tout le Lias-Bajocien, et que l'écroulement à gros blocs s'est fait en plusieurs étapes au Bajocien et surtout au Bathonien où les matériaux grossiers sont allés le plus loin.

Le matériel remanié est surtout dolomitique dans les parties les plus fines de la formation, mais on y a cependant cité de véritables niveaux quartzitiques reconstitués, surtout au sommet (Callovo-Oxfordien). Par contre, dans la partie grossière, on trouve beaucoup de quartzites triasiques avec même des grès attribués au Permien de type Verrucano. Ce matériel siliceux est surtout abondant au sommet de la série tandis que la base est plus riche en dolomies, avec des éléments calcaires, à silex, probablement liasiques, ce qui est une distribution logique.

Il est évident que cette formation dérive non seulement de l'érosion du domaine briançonnais, mais également de l'écroulement de certaines portions de la marge briançonnaise ainsi que de reliefs sous-marins actifs situés sur le talus immergé de ce domaine, donc en "territoire" piémontais. Mais ces reliefs étaient peut-être eux-mêmes plus ou moins recouverts de débris briançonnais.

Ainsi une partie de la Brèche inférieure du Chablais ne rentre pas dans le cadre de cet article car il s'agit d'écroulements sous-marins liés à la surrection du géanticlinal briançonnais, exactement comme la "Brèche supérieure" sera liée à l'effondrement, toujours sous-marin, de ce domaine.

III - **EN CONCLUSION** deux faits ressortent nettement de cette enquête.

1/ Le faible volume relatif du matériel détritique conservé

On l'explique classiquement (ELLENBERGER, 1958) par le caractère carbonaté de la couverture briançonnaise offerte à l'érosion, couverture au sein de laquelle les phénomènes de dissolution ont dû jouer le rôle essentiel. Diverses évaluations ont été proposées pour l'épaisseur de la carapace carbonatée ainsi disparue. Les chiffres varient entre 500 et 1000 m dans certains secteurs de la Vanoise (JAILLARD, 1985, par exemple). Ils ont été obtenus en additionnant les épaisseurs habituelles des terrains manquants. Mais ce chiffre me paraît trop fort car on a, semble-t-il, minimisé l'effet de la crise carnienne qui a pu faire émerger des panneaux entiers du domaine briançonnais et ainsi y arrêter ou y réduire la sédimentation. Par ailleurs, là où le Briançonnais est érodé jusqu'aux quartzites ou même plus bas, il est possible que la tendance au soulèvement se soit manifestée très tôt, dès le Trias moyen ou supérieur, et que ces zones ainsi mises en saillie n'aient reçu qu'une sédimentation réduite. C'est par exemple le cas de certains secteurs d'Ambin où les quartzites triasiques manquent parfois sous le Trias dolomitique.

2/ Les séries sédimentaires complètes, déposées sur les deux flancs du domaine briançonnais émergé, montrent **des décharges détritiques qui traduisent des pulsations positives du domaine en question.**

Si nous exceptons la crise carnienne qui est mal connue dans ces séries de bordure souvent décollées dans les évaporites de cet âge, on peut relever:

- une certaine activité à **l'Hettangien** et au **Sinémurien moyen**, mais ne donnant que des décharges très localisées;

- puis une longue période d'activité allant du **Lias supérieur à la fin du Dogger** qui voit la mise en place de la plupart des formations bréchiques, avec, semble-t-il, une crise au Callovien ou au Callovo-Oxfordien, cette dernière étant d'ailleurs à la limite du sujet traité ici car les produits détritiques correspondants sont surtout liés à des écroulements sous-marins traduisant l'immersion du "géanticlinal briançonnais et non son émersion.

Si l'on compare ces périodes d'activités à celles mises en évidence dans la zone externe (LEMOINE, 1984), la correspondance n'est qu'approximative. La crise hettangienne des zones externes n'est que très localement traduite ici. Celle de la limite Domérien-Toarcien n'apparaît pas non plus nettement sinon par quelques amas de brèches grossières trop localisés pour être significatifs. La crise de la limite Lias supérieur - Aalénien se confond dans la très longue période d'activité du Jurassique moyen du domaine briançonnais, période que les zones externes reflètent mal.

En définitive, ce sont plutôt les grandes étapes de l'évolution de la marge téthysienne que le Briançonnais et ses abords ont enregistrées.

En effet, la crise hettangienne représente les prémices de la distension téthysienne car c'est seulement après que les grands domaines paléogéographiques seront définitivement individualisés. La crise du Lias supérieur - Dogger correspond à l'émersion principale du géanticlinal et à la période de rifting maximum. Enfin la crise callovienne (ou callovo-oxfordienne) annonce la fin du rifting et le début de l'expansion océanique. Elle a dû s'accompagner d'un mouvement de blocs lié à l'immersion du domaine briançonnais.

OUVRAGES CITES DANS LE TEXTE

ALLENBACH B. et CARON J.M. (1986).- Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Ecl. Geol. Helv., 79, 75-116.

BADOUX H. et De WEISSE G. (1959).- Les bauxites siliceuses de Dréveneuse (Préalpes valaisannes). Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, 126, 9p.

BAUD A. et MASSON H. (1975).- Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes Médianes, Suisse). Ecl. Geol. Helv., 68, 131-146.

BAUD A., MASSON H., SEPTFONTAINE M. (1979).- Karsts et paléotectonique jurassique du domaine briançonnais des Préalpes. Symp. "Sedim. Jurass. W-Europ." 1977, A.S.F. Publ. sp., n°1.

BAUD A. et SEPTFONTAINE (1980).- Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes Médiane en Suisse occidentale. Ecl. Geol. Helv., 73, 651-660.

BOURBON M., CHENET P., FAURE P., GIDON M., REAU J. (1976).- Importance et signification des érosions mésozoïques à la marge externe de la zone briançonnaise (Alpes du Sud). C.R. Acad. Sc. Paris, 283, 1269-1272.

BROUDOUX Br. (1985).- Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale, de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). Thèse Lille, 227 p.

CARON J.M. (1977).- Evolution paléogéographique et tectonique de la zone piémontaise dans les Alpes cottiennes. Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XIX, 893-899.

CARON J.M. et GAY M. (1977).- La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais. Ecl. Geol. Helv., 70, 643-665.

CHENET Y. (1979).- Le secteur subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier au Mésozoïque, sa place dans la marge européenne de la Téthys. Géologie Alpine, t.55, 43-74.

CHESSEX R. (1959).- La géologie de la haute vallée d'Abondance, Hte Savoie (France). Ecl. Geol. Helv., 295-400.

DEBELMAS J. (1955).- Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Mem. Expl. C. Geol. France, 171 p.

DETRAZ G. (1984).- Etude géologique du bord interne dela zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse Grenoble, 170 p.

DEVILLE E. (1986).- Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'unité de la Grande Motte (massif de la Vanoise, Savoie). Conséquences paléogéographiques. Géologie Alpine, t.62, 51-61.

DONDEY H. (1986).- Etude géologique des unités de Vanoise méridionale, de Pralognan à Aussois. Evolution sédimentaire et structurale. Thèse, Grenoble, 232 p.

DUMONT Th. (1986).- Le chaînon de Rochebrune au SE de Briançon. Thèse Grenoble, 250 p.

ELLENBERGER F. (1958).- Etude géologique du pays de Vanoise. Mem. Expl. C. Géol. Fr., 561 p.

GIDON M. (1962).- La zone briançonnaise en Haute Ubaye (Basses Alpes) et son prolongement au Sud-Est. Mem. Expl. C. Géol. Fr., 271 p.

GOFFE Br. (1982).- Définition du faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP/BT dans les métasédiments alumineux. Thèse, Paris, 2 vol.

JAILLARD E. (1985).- Evolution sédimentaire et paléotectonique de la zone briançonnaise de Vanoise occidentale (Alpes occidentales françaises). Géologie Alpine 61, 85-114.

JAILLARD E., DONDEY H. et DEBELMAS J. (1986).- Reconstitution paléogéographique de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales); nouveaux arguments pour une origine intrabriançonnaise de l'unité de la Grande Motte. C.R. Ac. Sc. Paris, 302, 1091-1094.

LEFEVRE R. (1984).- Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises entre Maira et Grana (Alpes cottiennes méridionales). Géologie Alpine, 60, 27-36.

LEFEVRE R. et MICHARD A. (1976).- Les nappe briançonnaises internes et ultrabriançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéïte. Sc. Géol. 29, 183-222.

LE GUERNIC J. (1967).- La zone du Roure: contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en Haute Ubaye. Géologie Alpine, 43, 95-128.

LEMOINE M. (1957).- Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye. C. R. Som. Soc. Géol. Fr., p. 42-42.

LEMOINE M. (1961).- La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.,(2), IV, 163-180.

LEMOINE M. (1967).- Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Geol. Rdsch., 51, p.320-325.

LEMOINE M. (1984).- La marge occidentale de la Téthys ligure. In G. BOILLOT: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson, 155-248.

LEMOINE M. (1986).- La paléoctectonique mésozoïque dans les zones internes. In C.R. Exc. extr. Soc. Geol. Fr. Alpes 1984, Bull. Soc. Géol. Fr. (sous presse).

LEMOINE M., BOURBON M. et TRICART P. (1978).- Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys: données nouvelles et conséquences. C.R. Ac. Sc. Paris, 286, 1237-1240.

LEREUS Ch. (1986).- Les séries subbriançonnaises du massif du Morgon. Evolution paléogéographique du secteur durancien de la paléomarge téthysienne (nappe de l'Embrunais-Ubaye). Thèse Grenoble, 154p.

MEGARD-GALLI J. (1972).- Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil: conséquences tectoniques et paléogéographiques. Géologie Alpine, 48, 131-142.

MEGARD-GALLI J. et BAUD A. (1977).- Le Trias moyen-supérieur dans les Alpes nord occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. B.R.G.M. (2), sect. IV, n°3, 233-250.

MERCIER D. (1977).- Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, H.A.). Etude stratigraphique et sédimentologique. Thèse, Paris, 345 p.

MICHARD A. (1962).- Le lambeau de Roccasparvera: un élément de la zone d'Acceglio isolé dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes méridionales. C.R. Som. Soc. Géol. Fr., 217-218.

MICHARD A. (1967).- Etude géologique dans les zones internes des Alpes cottiennes. Ed. C.N.R.S., 414 p.

RAOULT J.F., LANGLET Ph. et BROUDOUX Br. (1984).- Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes Françaises). Implications structurales et paléogéographiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 298, 525-538.

WEIDMANN M. (1972).- Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de St Jean d'Aulph (Haute Savoie). Quelques remarques générales sur la nappe de la Brèche. Géologie Alpine, 48, fasc.2, 229-246.

NATURE, SIGNIFICATION ET RÉPARTITION DU DÉTRITISME DANS LA ZONE BRIANÇONNAISE DE VANOISE

par **Etienne JAILLARD**

RESUME - De nouvelles études permettent de reconnaître trois types principaux de détritisme dans la zone briançonnaise de Vanoise.

1 - **Des niveaux argilo-gréseux**, minces mais de vastes extension sont associés aux transgressions (Anisien inférieur, Dogger supérieur), mais certains niveaux gréseux du Callovien sont accompagnés de légers mouvements tectoniques.

2 - **Des brèches carbonatées**, parmi lesquelles il faut distinguer:

a/ des formations résultant de glissements et fragmentations synsédimentaires (Carnien et certaines brèches du Lias-Dogger (?);

b/ des brèches polygéniques provenant d'escarpements de failles (Lias à Dogger inférieur et Callovo-Oxfordien).

Ces brèches carbonatées sont liées à l'évolution en extension de la marge passive téthysienne.

3 - **Un détritisme mixte** (siliceux fin et carbonaté grossier) caractérisant certaines zones internes de Vanoise au Crétacé supérieur (et au Tertiaire ?). L'absence des brèches massives dans ces niveaux suggère que les failles n'y ont joué qu'un rôle mineur. Ce détritisme semble en relation avec l'apparition d'un régime compressif dans la zone briançonnaise.

-=-

ABSTRACT-New data allow three main detritism types to be distinguish in the Briançonnais zone of Vanoise:

1 - Thin and widespread, argillaceous, sandy levels are associated with transgressions (Early Anisian, Late Middle Jurassic) though, during Callovian time, some sandy levels are associated with faint tectonic events.

2 - Among the carbonated breccias, it is convenient to distinguish:
a/ formations resulting from synsedimentary fragmentation and gliding (Carnian as well as some Liassic-Dogger breccias);
b/ Polygenic breccis resulting from scarp-faulting (Liassic to early Dogger and Callovo-Oxfordian time).

These carbonated breccias are linked with the extensional evolution of the Tethysian passive margin.

3 - Mixed, fine siliceous + coarse carbonated, detritism characterizes some internal zones of Vanoise during upper Cretaceous (and Tertiary ?) time. Lack of any massive breccias suggests that fault played a minor part in its generation. This detritism seems to be in relation with the appearance of a compressive stress regime in the Briançonnais zone.

---

* Institut Dolomieu et Laboratoire de Géologie Alpine associé au CNRS.
Rue Maurice Gignoux - 38031 GRENOBLE CEDEX

I - INTRODUCTION

La zone briançonnaise constitue, au Mésozoïque, un segment de la marge européenne de la Téthys dont l'histoire est liée à l'évolution géodynamique de l'océan liguro-piémontais situé plus à l'Est (LEMOINE, 1984). En Vanoise (fig.1), malgré la complexité structurale et l'intensité des recristallisations, ELLENBERGER a établi dès 1958, avec une remarquable précision, la stratigraphie de la série briançonnaise et a caractérisé les grands domaines paléogéographiques.

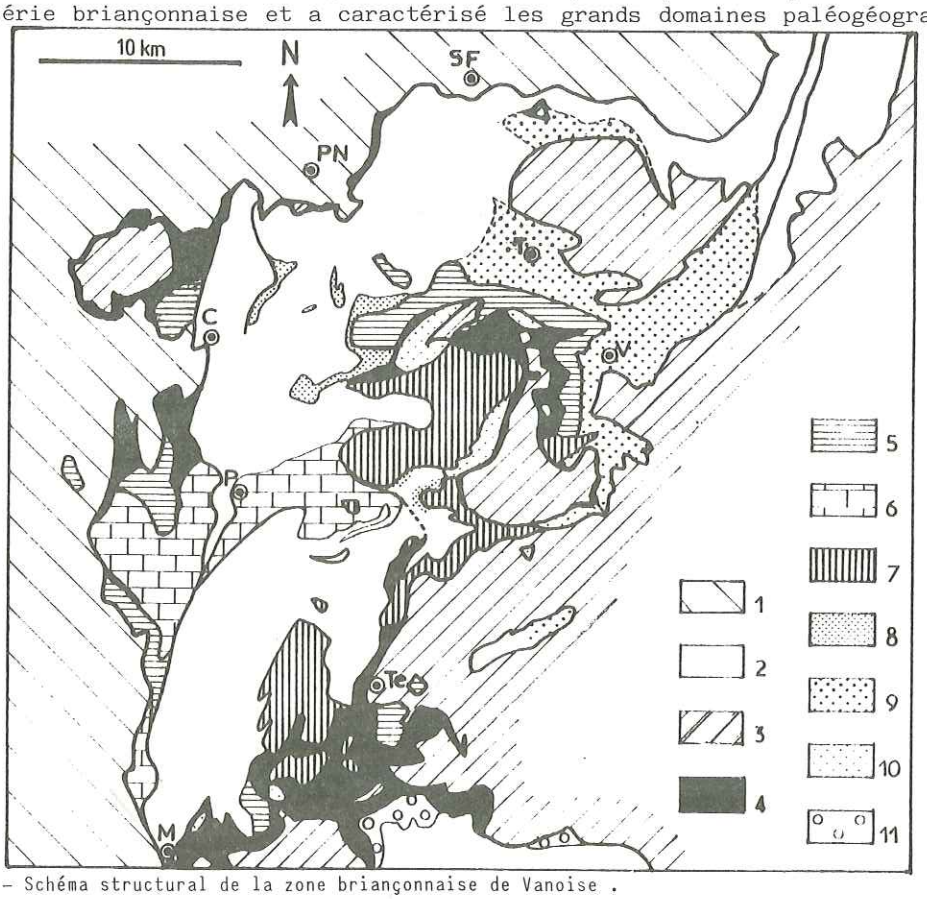


Figure 1 - Schéma structural de la zone briançonnaise de Vanoise .
C: Champagny.M:Modane.P:Pralognan.PN:Peisey-Nancroix.SF:Sainte-Foy.T:Tignes(Les Boisses).Te:Termignon.
V:Val d'Isère - 1:Zone houillère.2:Socles de Vanoise et d'Ambin.3:Zone piémontaise.4:Gypses.
Zone briançonnaise.5:Unités triasiques.6:Unités de Vanoise occidentale.7:Unités de la Grande Motte.8:Séries de Vanoise septentrionale.9:Séries du Chevril.10:Unités du type aig. des Aimes.11:Séries d'Ambin
5 et 6 constituent la Vanoise externe.8 et 10 consituent la Vanoie interne. 9 à 11 constituent la zone de Val d'Isère - Ambin de ELLENBERGER (1958).

Depuis, de nombreuses études détaillées plus ponctuelles sont venues préciser, compléter, et parfois modifier ce schéma. Parmi ces résultats, ont retiendra les suivants.

Le Trias moyen de Vanoise (ELLENBERGER, 1958; JAILLARD, 1984; BROUDOUX, 1985; DONDEY, 1986) est comparable et corrélable avec les formations équivalentes mieux préservées du Briançonnais et des Préalpes suisses (BAUD et MEGARD-GALLI, 1975).

Des brèches non datées, parfois fortement discordantes (JAILLARD, 1984; DETRAZ, 1984; BROUDOUX, 1985; JAILLARD & al., 1986) surmontent le Trias moyen et ont été attribuées au Carnien (MEGARD-GALLI et BAUD, 1977; JAILLARD, 1984), au Lias (ELLENBERGER, 1958, JAILLARD, 1985a) ou au Dogger (MARION, 1984, JAILLARD et al., 1986; JAILLARD et DEBELMAS, 1986; BROUDOUX et RAOULT, 1986).

Une phase tectonique d'âge probable Hettangien à Sinémurien et matérialisé par des olistolites, des brèches et des discordances individualise le domaine paléogéographique de la Grande Motte (JAILLARD et al., 1986; DONDEY, 1986; DEVILLE, 1986).

La transgression du Jurassique moyen s'effectue en Vanoise occidentale sur un substratum inégalement érodé, structuré par la tectonique liasique (ELLENBERGER, 1958; RAOULT et al., 1984; JAILLARD, 1984, 1985a, 1985b; BROUDOUX, 1985; JAILLARD et al., 1986; DONDEY, 1986; DEVILLE, 1986). Diachrone, elle s'accompagne du dépôt de trois niveaux détritiques siliceux successifs (JAILLARD et al., 1986) et semble séparée du Jurassique supérieur par une importante discontinuité sédimentaire (JAILLARD, 1984, 1985b).

Les modalités de la transgression jurassique en Vanoise occidentale sont schématisées sur la figure 2.

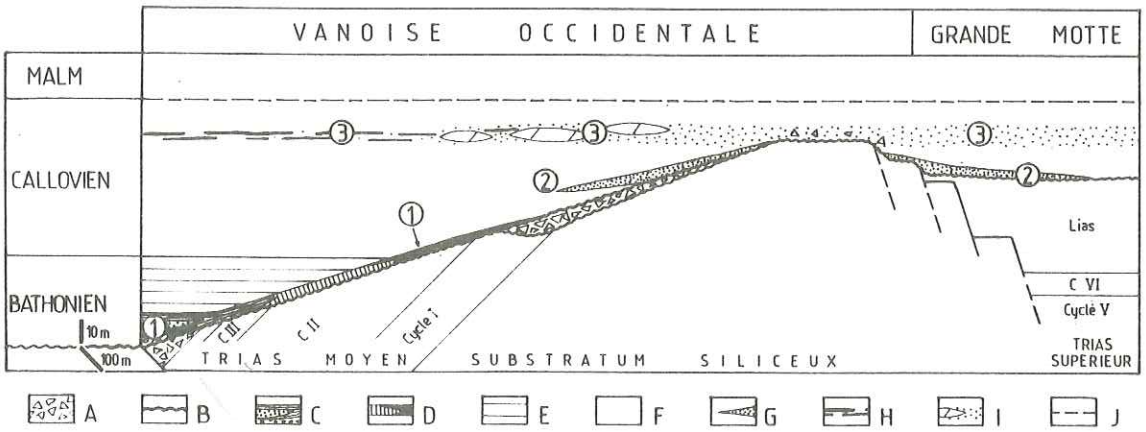


Figure 2: Représentation schématique de la sédimentation jurassique en Vanoise externe. A:Brèches B: Discordance post-rift. C: Conglomérats, quartzites et schistes alumineux deltaïques. D: Argilites vertes et bauxites rouges. E: Calcaires lités noirs (Dogger à Mytilus). F: Marbres massifs clairs. G: Quartzites bleus. H: Zone gréso-siliceuse blanche. I: Horizon gréseux et/ou dolomitique jaune . J: Probable discontinuité sédimentaire (lacune ?).
1: Dépôts deltaïques et bauxites (Bathonien). 2: Quartzites bleus néritiques (Callovien probable). 3: Horizon gréso-siliceux marin (Callovien probable).

La série pélagique des marbres chloriteux est constituée de deux niveaux successifs (ELLENBERGER et RAOULT, 1979), l'un d'âge turonien à sénonien inférieur et l'autre, d'âge paléocène supérieur à éocène inférieur (ELLENBERGER et RAOULT, 1979; JAILLARD, 1985a; BROUDOUX, 1985; DEVILLE, 1986; BROUDOUX et RAOULT, 1986), chacun ayant des caractéristiques géochimiques bien distinctes (BROUDOUX, 1985; BROUDOUX et al., 1985).

Dans certains secteurs de Vanoise interne, les marbres chloriteux sont bréchiques et contiennent des olistolites (Tsanteleina, ELLENBERGER, 1958; MARION, 1984) et des faciès reconstitués (BOUSSAC, 1913; NIEMEYER, 1979; DEVILLE, 1986; JAILLARD et DEBELMAS, 1986).

D'un point de vue paléogéographique, de nombreux auteurs s'accordent sur une origine intra-briançonnaise de la Nappe de la Grande Motte (CARON et GAY, 1977; ALLENBACH, 1982; BROUDOUX, 1985; JAILLARD et al., 1986; ALLENBACH et CARON, 1986; DONDEY, 1986; DEVILLE, 1986). Par ailleurs, à l'intérieur de la zone de Val d'Isère - Ambin (ELLENBERGER, 1958), DEVILLE (1986) distingue des séries à Trias carbonaté conservé et des séries à Trias moyen décapé par l'érosion liasique.

A ces résultats s'ajoutent trois types d'observations nouvelles qu'il importe de développer maintenant.

II - NOUVELLES DONNEES CONCERNANT LE DETRITISME EN VANOISE

1- Mise en évidence des termes attribuables au Carnien

Les brèches supra-ladiniennes assignées au Rhétien par ELLENBERGER (1958) avaient été attribuées au Carnien par MEGARD-GALLI et BAUD (1977). L'ensemble des brèches supra-ladiniennes fut donc considéré comme carnien (JAILLARD, 1984; DETRAZ, 1984; BROUDOUX, 1985). Cependant, certaines furent ensuite attribuées au Lias ou au Dogger (MARION, 1984; JAILLARD, 1985a; JAILLARD et al., 1986; BROUDOUX et RAOULT, 1986).

L'étude détaillée de quelques coupes (fig.3) montre que les dolomies grises du Ladinien supérieur sont surmontées **en concordance** par une formation de 20 à 30 m de puissance, elle-même surmontée **en discordance** par des brèches (DONDEY, 1986).

Cette formation concordante non datée est constituée de calcaires noirs, ou, plus souvent, de dolomies interstratifiées de niveaux argileux ou marneux. La couleur noire, l'abondance de pyrite secondaire, la fréquence des pseudomoprhoses et des laminations indiquent un milieu confiné (sursalé ?) et très peu profond. Les bancs dolomitiques sont fréquemment disloqués ou glissés (DONDEY, 1986). Des petites failles synsédimentaires, des microravinements et de rares niveaux de brèches indiquent une sensible instabilité tectonique distensive (MEGARD-GALLI, 1972; BAUD et MAGARD-GALLI, 1975), mais les remaniements n'affectent que rarement plusieurs bancs à la fois.

Cette formation semble pouvoir être attribuée au Carnien inférieur (Ch.IV.a. de BAUD et MEGARD-GALLI et BAUD, 1975). Les brèches discordantes sus-jacentes n'ont pas encore été étudiées en détail, mais on notera qu'il s'agit principalement de brèches, et non de bancs disloqués, et que les éléments y sont souvent polygéniques. Leur âge est inconnu (Trias supérieur en partie ?, Lias et Dogger ?).

2- Mise en évidence d'un niveau de brèches callovo-oxfordien

Dans de nombreuses coupes de Vanoise interne, on trouve dans les faciès jurassiques un horizon de marbre rouge riche en croûtes ou nodules ferromagnesiens, galets mous remaniés, ammonites indéterminables , débris d'échonodermes et parfois bélemnites. Ce niveau a été attribué au Jurassique supérieur (RAGUIN, 1930; ELLENBERGER, 1958; MARION, 1984; BROUDOUX, 1985; BROUDOUX et RAOULT, 1986).

A l'Aiguille des Aimes, ce niveau rouge a fourni une microfaune riche en *Protoglobigérines (Globuligérines)*, *Saccocomidés* et en foraminifères dont des *Epistominidés* et de probables *Spirillinidés* (dét. de G. MASCLE et A. ARNAUD).

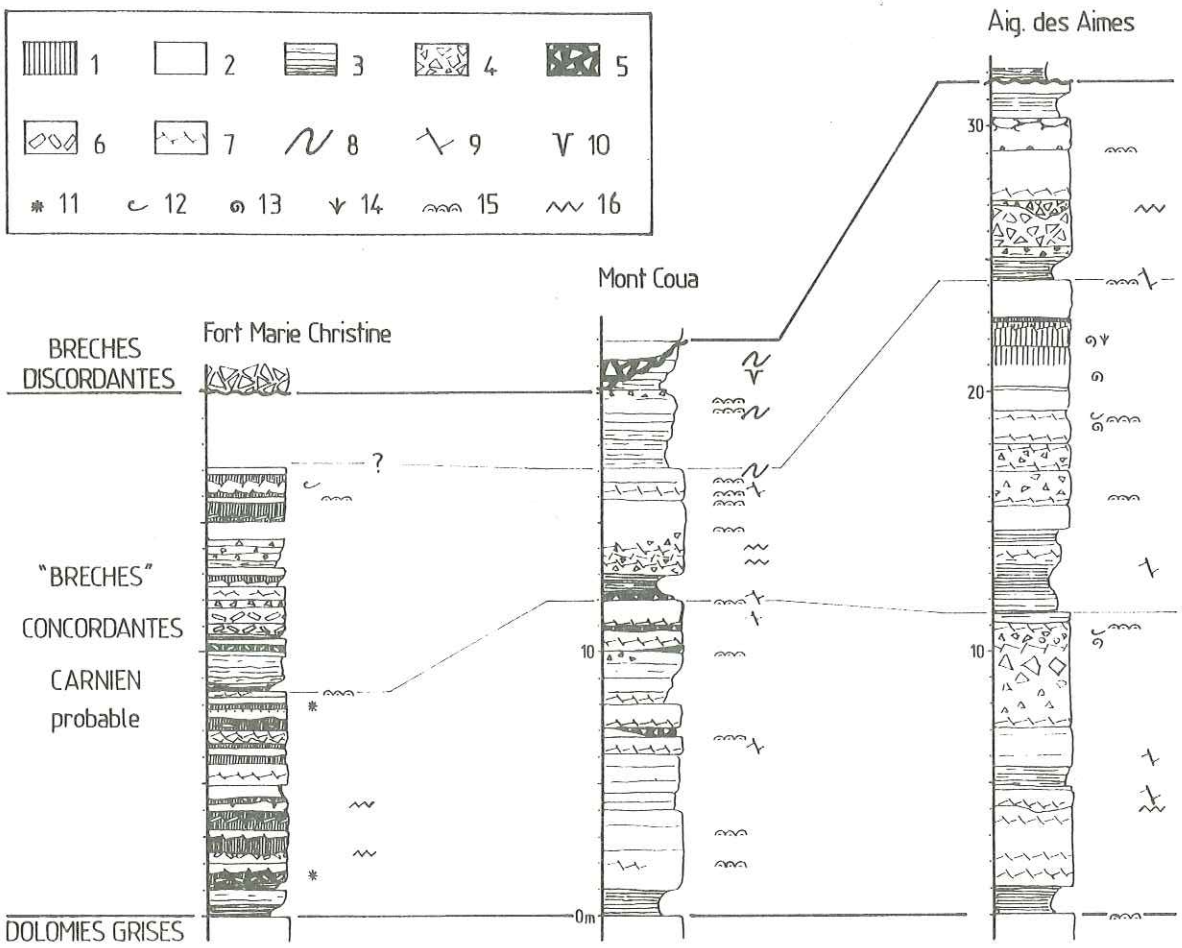


Figure 3: Exemples de formations concordantes sur les Dolomies Grises, et attribuables au Carnien. 1:Calcaires noirs.2:Dolomies sombres.3:Schistes et marnes.4:Brèches à ciment dolomitique.5:Brèches à ciment argileux orangé.6:Bancs disloqués et déplacés.7:Bancs fragmentés sur place.8:Plis synsédimentaires (glissements).9:Failles synsédimentaires.10:Filons sédimentaires.11:Echinodermes.12:Lamellibranches.13:Gastéropodes. 14: Algues.15:Laminations algaires. 16:Ravinements.

L'association *Protoglobigérines - Saccocomidés* en l'absence de Calpionelles est caractéristique de l'intervalle Oxfordien moyen - Tithonique inférieur, en particulier, dans la zone briançonnaise, où existe par ailleurs une lacune quasi généralisée de l'Oxfordien inférieur et moyen (LECANU et al., 1978; FURRER 1979; BOURBON, 1980; SEPTFONTAINE, 1984). De plus, ce faciès rouge à remaniements rappelle beaucoup les marbres de Guillestre (faciès "argoviens") qui sont connus essentiellement à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien (moyen ?) (ENAY et al., 1979; BOURBON, 1980, p.91). Enfin, des faciès rouges sont également connus en Vanoise au Plan des Nettes où ils sont datés du Jurassique supérieur (ELLENBERGER 1958, p. 235 et 303), et au Roc du Bourget où ils sont datés par ammonites de l'Oxfordien supérieur -Kimméridgien (ELLENBERGER, 1958, p. 226 et 303). On admettra donc que cet horizon a valeur de niveau repère en Vanoise interne, et qu'il est d'âge Oxfordien supérieur - Kimméridgien.

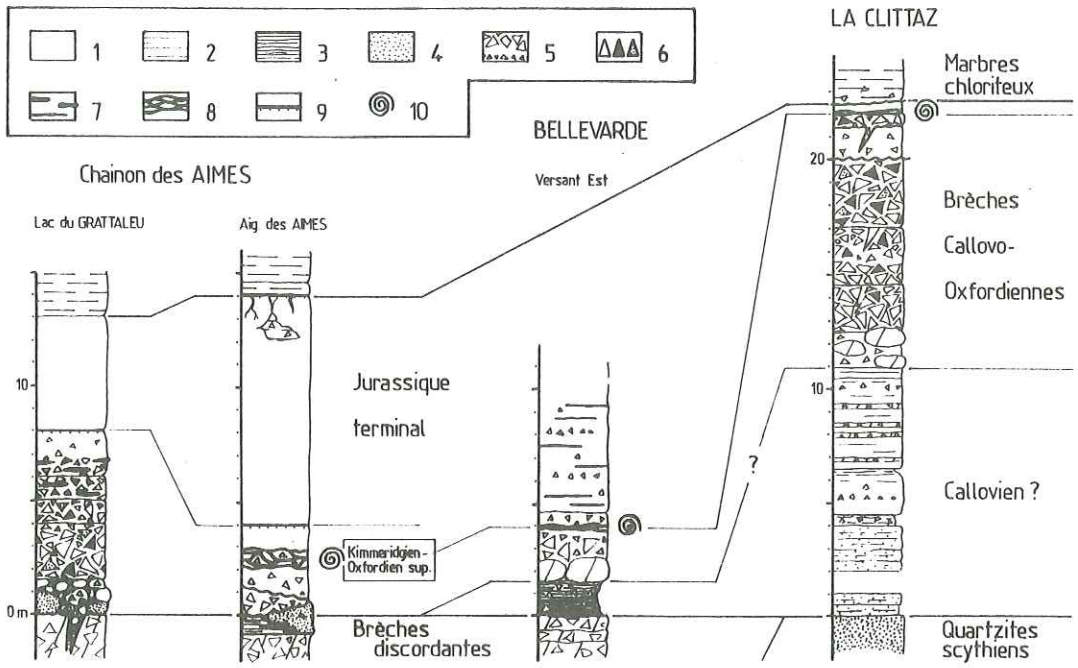


Figure 4 - Exemples de séries jurassiques de Vanosie interne, présentant des brèches polygéniques surmontées de marbres rouges à ammonites.
1: Marbres clairs. 2: Mabres micacés. 3: Marnes. 4: Grès ou quartzites. 5: Brèches et microbrèches. 6: Eléments: dolomitique, calcaire, siliceux. 7: Silex et zone siliceuses. 8: Marbres rouges noduleux. 9: Croûte métallifère. 10: Ammonites indéterminables.

Quand il existe ce niveau surmonte des brèches (fig.4 , voir aussi ELLENBERGER 1958, p. 234-5 pour le Plan des Nettes) qu'on peut donc considérer comme équivalentes aux brèches callovo-oxfordiennes des zones briançonnaise et subbriançonnaise (CHENET, 1979; BOURBON, 1980, KERCKHOVE, 1980).

Ces brèches sont fréquemment "sans matrice" (BOURBON, 1980, p.65), les interstices entre les éléments jointifs étant alors remplis par des microbrèches et du sable dolomitiques. La majorité des éléments est carbonatée, mais il en apparaît également, issus du substratum siliceux (quartzites, exceptionnellement micaschistes). L'épaisseur de ces brèches est variable.

Notons que l'âge callovo-oxfordien n'est pas généralisable à l'ensemble des brèches de Vanoise interne. Certaines, qui comportent un ciment de marbres gris gréseux, pourraient être contemporaines du détritisme gréseux callovien (niveau 3 de la figure 2); d'autres, plus diluées dans des marbres clairs pourraient être plus récentes.

3- Caractéristiques du détritisme Néocrétacé - Tertiaire de Vanoise interne

Dans la région du Chevril, les marbres chloriteux contiennent des intercalations schisto-gréseuses, des galets décimétriques de carbonates brunis, des olistolites à matériel sédimentaire briançonnais et des lentilles de matériel à faciès paléozoïque (faciès de la Tsanteleina (ELLENBERGER, 1958 ; NIEMEYER, 1979; MARION, 1984; DEVILLE, 1986; JAILLARD et DEBELMAS, 1986). Dans ce dernier cas, il est difficile de déterminer s'il s'agit d'olistolites ou de faciès "reconstitués" à partir des produits de l'érosion d'un substratum paléozoïque.

Le phénomène de "reconstitution" est en effet classique, particulièrement aux abords de la marge interne de la zone briançonnaise (LEMOINE, 1967; LE GUERNIC, 1967; MICHARD, 1967; CABY, 1968, 1981; ELTER, 1971, 1972; CARON, 1977; CARON et GAY, 1977; BARBIER et al., 1980; LEFEVRE, 1982; ALLENBACH et CARON, 1986). Dans la région de Val d'Isère, le phénomène avait été observé par BOUSSAC (1913), et discuté par ELLENBERGER (1958, p. 146 par exemple) qui interprétait les lentilles à faciès paléozoïque de la Tsanteleina comme des olistolites plus ou moins "arénisés" (ELLENBERGER, 1958, p. 327). Cependant, il semble que la grande majorité de ces lentilles soit faite de roches reconstituées. En effet, elles contiennent souvent des galets carbonatés brunis, et des interstratifications ou des lentilles de marbres chloriteux; enfin, elles passent souvent de manière progressive aux marbres encaissants, par l'intermédiaire de zones comportant un ciment carbonaté. Selon l'interprétation développée ici, le détritisme siliceux serait donc essentiellement un détritisme fin (argile et sable).

Dans la région du Chevril (fig.5), on observe tous les intermédiaires entre, au NW (Les Brévières), d'épais faciès de socle reconstitué (300 m) contenant de gros olistolites de Jurassique et de rares lentilles de marbres chloriteux; et, au SE (Le Chargeur), un mince niveau de marbres chloriteux gréseux (50 m), à rares et petites lentilles de faciès paléozoïques (fig. 5). Dans ce dernier cas, les lentilles sont bien délimitées, et suggèrent une mise en place dans de petites dépressions (chenaux ?). Ce dispositif évoque celui d'un cône détritique sous-marin dont les produits se mêlent à la sédimentation pélagique autochtone. L'alimentation en détritisme siliceux fin se serait faite ici à partir d'un relief situé au Nord ou à l'Ouest (fig. 5) qui pourrait être représenté par une partie du massif du Mont Pourri (JAILLARD et DEBELMAS, 1986).

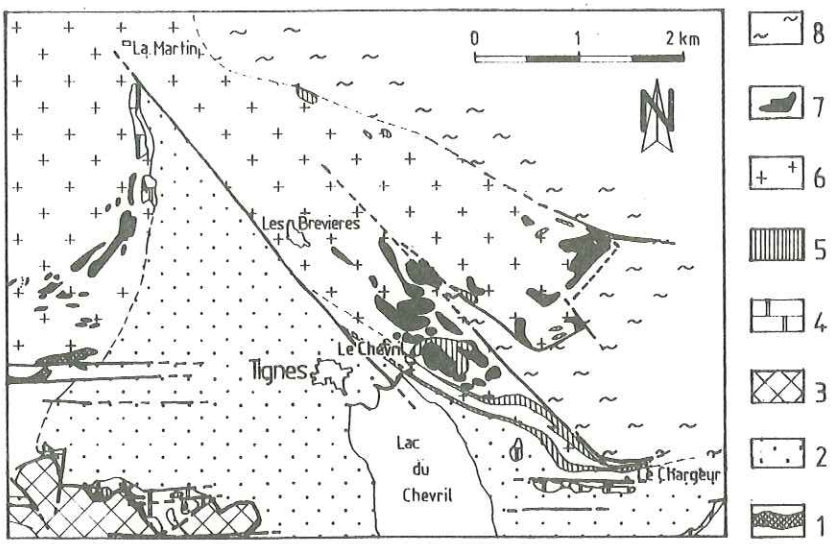
L'existence à différentes époques de pentes et de reliefs est confortée par deux autres types d'observations.

Les olistolites se présentent souvent en chapelets, leur nombre et leur taille croissant progressivement dans une direction donnée (fig.5). De plus ces olistolites ne sont pas associés à des brèches ou à des microbrèches. Il semble donc que les olistolites aient pu glisser doucement sur des sédiments non indurés et se rassembler en bas de pente, les éléments de petite taille pouvant rester en route. En tous cas, il n'est pas possible d'évoquer des écroulements brutaux au pied d'escarpements soudainement créés.

A côté de ce faciès reconstitués totalement dépourvus de carbonates, et de marbres chloriteux à lentilles resédimentées bien délimitées, on observe parfois des micaschistes très carbonatés contenant de nombreux éléments très hétérométriques (Haute Calabourdane rive gauche, par exemple). Ces formations hybrides semblent dûes au mélange, par glissement sur des pentes, de sédiments non indurés originellement mieux organisés.

Un autre trait marquant de ce type de détritisme est l'absence de brèches massives, malgrè un très faible taux de sédimentation qui aurait dû favoriser la formation de brèches sans ciment.

Ceci pourrait s'expliquer par une alimentation distale, ce qui s'accorderait avec l'aspect émoussé de certains éléments, mais n'est guère compatible avec les contours anguleux de nombreux autres, et avec l'hétérométrie de ces éléments. On peut aussi supposer que ces brèches aient été remaniées par glissement sur des pentes, mais les endroits ou les glissements sont prouvés restent limités. Il est également possible que dans les secteurs où la sédimentation détritique était importante, les failles génératrices de brèches aient été amorties dans la masse des sédiments non indurés; cependant, les brèches massives sont aussi absentes là où les sédiments sont minces.



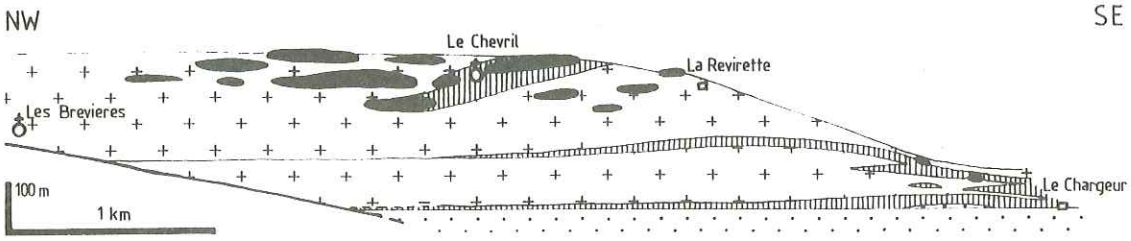


Figure 5: La sédimentation néocrétacée (et paléocène ?) dans la région du Chevril.
1: Cargneules. 2: Quartzites (Scythien). 3: Calcaires et dolomies (Trias moyen allochtone). 4: Brèches et marbres (Jurassique). 5: Marbres chloriteux (Néocrétacé et Paléocène ?). 6: Faciès reconstitués (Néocrétacé et Paléocène ?). 7: Olistolites. 8: Schistes lustrés de la Grande Sassière.

En définitive, la rareté des brèches massives indique soit que les failles ont joué différemment des accidents jurassiques (plus progressivement?) soit que leur jeu a été faible et que leur rôle est mineur relativement au rôle joué par les glissements et les pentes.

L'âge de ces resédimentations est encore mal connu. Nous avions proposé un âge Eocène pour la mise en place des olistolites (JAILLARD et DEBELMAS, 1986). Cependant, ELLENBERGER mentionne des microfaunes probablement néocrétacées au Pelaou Blanc (ELLENBERGER, 1958, p. 319 et 448), et DEVILLE (1986) signale des Globotruncanidés du Crétacé supérieur dans la vallée de la Calabourdane. Ces formations sont donc, au moins en partie néocrétacées, et seraient alors liées aux évènements tectono-sédimentaires signalés ailleurs au début du Crétacé supérieur (TISSOT, 1956; VANOSSI, 1974; BOURBON, 1977, 1980; KERCKHOVE, 1980; KERCKHOVE et al., 1984; MAURY et RICOU, 1984).

Rappelons que nombre de masses reconstituées et d'olistolites avaient été interprétés jusqu'à présent comme des écailles tectoniques (ELLENBERGER, 1958; MARION, 1984; SIDDANS, 1984).

III - NATURE ET SIGNIFICATION DU DETRITISME

Trois types de détritisme, très différents, douvent être distingués en Vanoise.

1) Le premier est constitué de niveaux argileux ou gréseux, associés à des formations subaériennes (évaporites, bauxites, charbons). Ces horizons sont minces, mais de vaste extension et sont associés aux transgressions (Anisien basal, Bathonien (niveau 1 de la figure 2) et Callovien). Le matériel provient du remaniement de produits d'altération continentaux et l'origine de ces dépôts est essentiellement sédimentaire. Néanmoins, certains d'entre eux, en particulier au Callovien (niveaux 2 et 3 de la figure 2), à position stratigraphique et à répartition paléogéographique bien définies, semblent signer l'ennoyage soudain de secteurs plus ou moins vastes de la zone briançonnaise de Vanoise. Cette subsidence saccadée, associée à quelques manifestations distensives locales (failles, brèches, RAOULT et al., 1984; DONDEY, 1986) montre que des évènements tectoniques y ont probablement joué un rôle.

2) Le deuxième type de détritisme est constitué de brèches carbonatées parmi lesquelles il faut distinguer:

a) **Des niveaux disloqués** par des glissements et fragmentation en milieu marin. Le caractère essentiellement monogénique implique des remaniements limités. Ils caractérisent les termes attribués au Carnien (cf. § II.1), mais on peut également en trouver dans certains niveaux de brèches discordantes.

Des brèches brunes, à ciment argileux, quasi monogéniques, qui constituent une partie importante du volume des brèches discordantes pourraient constituer un équivalent, formé en milieu subaérien, des précédentes. En effet, elles semblent ne remanier que les formations dolomitiques immédiatement sous-jacentes et la nature argileuse du ciment suggère une resédimentation à la faveur du glissement sur des pentes de nappes boueuses faites d'argiles d'altération.

Ces formations semblent donc essentiellement dûes à la présence de pentes favorisant des glissements, et probablement à une instabilité du substratum (fragmentations).

b) **Des brèches polygéniques**, fréquentes du Lias inférieur (Grande Motte) au Malm (Vanoise interne, fig.6), indiquent le remaniement de nombreuses formations différentes. Jusqu'à la fin du Dogger, les éléments sont essentiellement carbonatés. Des éléments du substratum siliceux apparaissent au Callovo-Oxfordien, attestant d'une érosion plus profonde à cette époque, plutôt que de rejets plus importants des accidents générateurs.

La nature anguleuse et polygénique des éléments, la présence de brèches "sans matrice" et le caractère lenticulaire de ces brèches suggèrent leur association à des jeux de failles, qui sont d'ailleurs parfois visibles. Par ailleurs, tout au long du Lias et du Dogger, de nombreux indices témoignent d'un régime distensif (fentes ouvertes, failles normales, blocs basculés) (cf. BAUD et MASSON, 1975), qui a dû persister au moins jusqu'au Callovo-Oxfordien (BOURBON et de GRACIANSKY, 1975). Ces brèches polygéniques sont donc à rattacher à l'évolution passive, en extension, de ce secteur de la marge téthysienne.

3) Le troisième type de détritisme, associé aux marbres chloriteux, est beaucoup plus polymorphe (fig.6).

Un détritisme fin, argilo-siliceux, existe en Vanoise externe. D'après les données géochimiques de BROUDOUX (1985), on trouve en moyenne 8% de SiO_2 et 3% d'Al_2O_3 au Crétacé supérieur, et 23% de SiO_2 et 7% d'Al_2O_3 au Tertiaire dans les marbres chloriteux (contre 1,7 % de SiO_2 et 0,7 % d'Al_2O_3 en moyenne

au Malm). La présence exceptionnelle de blocs de granite (JAILLARD, 1985a) montre que ce détritisme provient au moins en partie d'un socle paléozoïque.

Dans certains domaines de Vanoise interne, ce détritisme néocrétacé (?) prend un volume très important, "reconstitue" les faciès dont il est issu, et est mêlé à des blocs de matériel mésozoïque briançonnais. La géométrie de ces corps resédimentés et les indices de glissement indiquent la présence ou la naissance de reliefs et de pentes. Néanmoins, la rareté des brèches suggère que les jeux de failles ont eu un rôle mineur dans la formation de ces reliefs. En particulier, il ne semble pas possible d'attribuer les créations de pentes à des basculements de blocs.

Les phénomènes de resédimentation et la nature du détritisme apparaissent donc comme différents de ceux enregistrés au Jurassique. Une partie de ces différences est imputable au changement de contexte sédimentaire, mais le mécanisme des déformations génératrices de reliefs semble avoir changé lui aussi. Les micro- ou mésostructures synsédimentaires relatives à cette déformation restent à trouver et à analyser pour préciser ces mécanismes. On notera cependant que certaines zones internes de la marge sont soumises dès le Crétacé supérieur à un métamorphisme de Haute-Pression, ce qui implique que certaines portions au moins de la marge sont déjà en régime compressif.

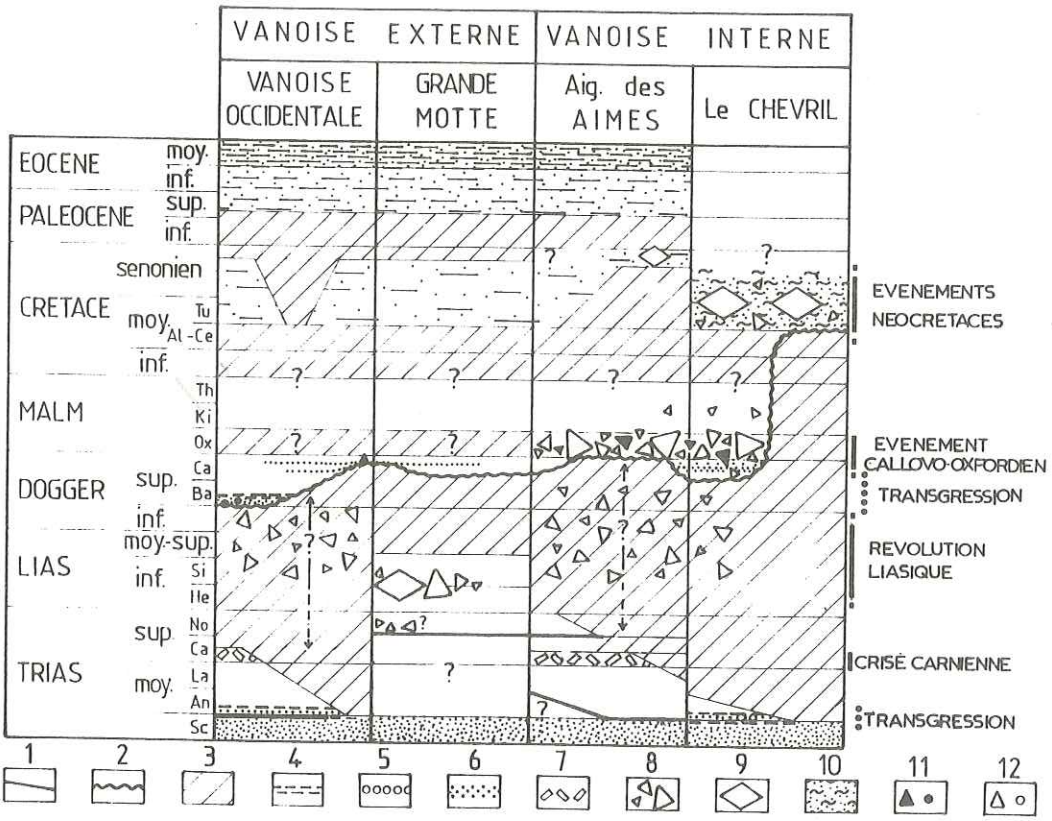


Figure 6: Tableau synthétique de la sédimentation détritique dans différents types d'unités de Vanoise.
1: Troncature tectonique. 2: Discordance post-rift. 3: Lacunes. 4: Argiles. 5: Conglomérats. 6: Grès. 7: Bancs disloqués. 8: Brèches. 9: Olistolites. 10: Faciès reconstitués. 11: Eléments siliceux. 12: Eléments carbonatés.

IV - CONCLUSIONS

1) Histoire paléotectonique de la zone briançonnaise de Vanoise

A la lumière de ces données, l'histoire de la Vanoise est très comparable à celle de la région de Briançon. Quatre niveaux détritiques y soulignent des événements majeurs (fig.6).

Les niveaux disloqués qui surmontent en concordance le Trias moyen représenteraient la "crise carnienne" (BAUD et MEGARD-GALLI, 1975).

Au Lias inférieur, les brèches marines de la Grande Motte marquent l'individualisation de ce domaine paléogéographique. Ailleurs, des niveaux superposés de brèches diverses traduisent la tectonique polyphasée qui provoque l'émersion du domaine au Lias-Dogger ("révolution liasique" de BOURBON et al., 1973; Rifting , LEMOINE 1984).

A la fin du Callovien et à la base du Malm, l'ensemble de la Vanoise interne voit se déposer des brèches polygéniques qui marquent le brutal effondrement de cette partie du domaine et son passage au domaine pélagique ("événement callovo-oxfordien" de CHENET, 1979; BOURBON, 1980).

Au Crétacé supérieur, l'ensemble de la Vanoise enregistre l'arrivée de détritisme fin, qui s'accompagne dans certains secteurs de Vanoise interne, d'importants phénomènes de resédimentation. Ces manifestations peuvent être attribuées à l'instauration d'un régime compressif, au moins sur cette portion de la marge ("événements" vraconien à coniacien de BOURBON, 1980; KERCKHOVE et al., 1984).

2) Conséquences paléogéographiques

La figure 6 souligne le contraste entre, d'une part, la Vanoise externe (Vanoise occidentale et Grande Motte), et d'autre part, la Vanoise interne ou zone de Val d'Isère, caractérisée par une transgression jurassique tardive et des brèches callovo-oxfordiennes.

De plus, à l'intérieur de cette dernière, il est nécessaire de distinguer, à l'instar de DEVILLE (1986), d'une part des séries comportant un Trias carbonaté peu érodé et une série réduite de marbre chloriteux normaux, et d'autre part, des séries marquées par un Trias carbonaté très érodé, voire absent, et par des phénomènes de resédimentation au Crétacé supérieur.

En revanche, l'absence de brèches callovo-oxfordiennes dans la zone de la Grande Motte constitue à nos yeux un argument de plus pour replacer cette dernière immédiatement à l'Est ou au Sud-Est de la Vanoise occidentale, les séries de type aiguille des Aimes à brèches callovo-oxfordiennes étant très probablement plus internes (fig.6).

Références Bibliographiques

ALLENBACH B. (1982).- Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Lithostratigraphie des séries mésozoïques. Analyse tectonique et modélisation de la déformation. Thèse 3ème cycle, Univ. Strasbourg, 1982, 144 p.

ALLENBACH B. et CARON J.M. (1986).- Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Eclogae Geol. Helv., 79, 75-116.

BARBIER R., BARFETY J.C., DEBELMAS J. (1980).- Précisions sur la formation détritique de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). C.R.Acad.Sc.Paris, 290, D, 1451-1453.

BAUD A., MEGARD-GALLI J. (1975).- Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique: cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IXe Cong.Intern.Sedim.Nice, 1975, thème 5, 45-52.

BAUD A., MASSON H. (1975).- Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarsts à St-Triphon. Eclogae Géol. Helv., 68, 131-145.

BOURBON M. (1977).- Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne: le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais externe près de Briançon. Bull.Soc.Geol.Fr., (7), 19, 729-733.

BOURBON M. (1980).- Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique: la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse Strasbourg, 1980, 580 p., 2 vol.

BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C., MEGARD-GALLI J., LEMOINE M. (1973).- L'évolution paléogéographique du domaine briançonnais au mésozoïque: carbonates de plate-forme subsidente, révolution du Lias supérieur, instauration progressive d'un régime pélagique profond. C.R.Acad.Sc.Paris, (D), 277, 769-772.

BOURBON M., DE GRACIASNKY P.C. (1975).- L'enregistrement d'un épisode de tectonique cassante par un système de filons sédimentaires en Briançonnais. IXe Cong.Intern.Sédim.Nice, 1975, thème 4, 27-32.

BOUSSAC J. (1913).- Feuilles de Tignes au 50.000e. Bull.Serv.Carte Géol. Fr., 23, 193-204.

BROUDOUX B. (1985).- Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). Thèse 3ème cycle, Univ. Lille, 1985, 299p.

BROUDOUX B., DEBRABANT P., RAOULT J.F. (1985): Géochimie des calcaires et encroûtements du Malm à l'Eocène en Vanoise: données préliminaires (zone briançonnaise interne, Alpes). Ann.Soc.Géol.Nord, C. 4, 193-207.

BROUDOUX B., RAOULT J.F. (1986).- Précisions sur les coupes de l'Aiguilles des Aimes et de la cascade du Manchet, exemples de la série Val d'Isère-Ambin (zone briançonnaise, Vanoise, Alpes de Savoie). Trav.Sc.Parc Nat. Vanosie (sous presse).

CABY R. (1968).- Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales: subdivisions stratigraphiques et structures de la zone du Grand-St-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). Géol. Alpine, 44, 95-111.

CABY R. (1981).- Le mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes graies): imbrications tectoniques entre séries issues des domaines penniques, austro-alpin et océanique. Géol.Alpine, 57, 5-13.

CARON J.M., GAY M. (1977).- La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais ? Eclogae géol. Helv., 70, 643-665.

CHENET P.Y. (1979).- Le secteur subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier au mésozoïque, sa place dans la marge européenne de la Téthys. Geol. Alpine, 55, 45-74.

DETRAZ G. (1984).- Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse 3e cycle, Univ. Grenoble, 1984, 176 p.

DEVILLE E. (1986).- Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'unité de la Grande Motte (Massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques. Geol.Alpine, 62, 51-61.

DONDEY H. (1986).- Etude géologique des unités de Vanoise méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). Nouv. Thèse Univ. Grenoble, 1986, 235 p.

ELLENBERGER F. (1986).- Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie). Mem. Serv. carte géol. Fr., 1958, 561 p.

ELLENBERGER F., RAOULT J.F. (1979).- Les enseignements géologiques des roches de Loze à Pralognan (massif de la Vanoise, Savoie). Trav. Sc. Parc Nat. Vanoise, 10, 37-69.

ELTER G. (1971).- Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. Géol. Alpine, 47, 147-170.

ELTER G. (1972).- Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 28, 3-19.

ENAY G., BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C. (1979).- Diachronisme des faciès ammonitico rosso dans la zone briançonnaise (région de Briançon). Symp. "Sedimentation jurassique ouest-européenne". Paris 1977, A.S.F.Publ.Spec., n°1, 145-154.

FURRER U. (1979).- Faciès de bassin et de plate-forme (domaines subbriançonnais et briançonnais) au Dogger dans les Préalpes médianes et orientales. Symp. "Sédimentation jurassique ouest-européenne", Paris 1977, A.S.F. Publ. Spec. n°1, 145-154.

JAILLARD E. (1984).- Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud-Ouest de Pralognan (Savoie). Evolution sédimentaire et structurale. Thèse 3e cycle univ. Grenoble, 1984, 212 p.

JAILLARD E. (1985a).- Evolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone briançonnaise de Vanoise occidentale (Alpes occidentales françaises). Geol. Alpine, 61, 85-113.

JAILLARD E. (1985b).- La transgression jurassique en Vanoise occidentale (zone briançonnaise, Alpes occidentales françaises). Conséquences paléogéographiques. C.R.Ac.Sc.Paris (II), 301, 633-636.

JAILLARD E., DONDEY H., DEBELMAS J. (1986).- Reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales). Nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de l'unité de la Grande Motte. C.R.Ac.Sc.Paris, (II), 302, 1091-1094.

JAILLARD E., DEBELMAS J. (1986): Nouvelles hypothèses pour l'interprétation stratigraphique et structuralee des zones internes de Vanoise dans la région de Val d'Isère (Alpes occidentales françaises) C.R.Ac.Sc.Paris,(II), 302, 35-38.

KERCKHOVE C. (1980).- Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. In "Evolutions géologiques de la France". Mem. B.R.G.M., n°107, 1980, 234-255.

KERCKHOVE C., BOURBON M., CHENET P.Y. (1984).- Zones internes duranciennes. Livret guide excursion Groupe Français du Crétacé, 1984.

LECANU J.P., VILLEY M., RAOULT M. (1978).- La série jurassique des Alpes ligures occidentales (unités briançonnaises ligures de Montgioie-Saline et Upaga-Nava). Géol. Alpine, 54, 113-124.

LEFEVRE R. (1982).- Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. Thèse Doctorat Sc. Nat., Univ. Paris-Sud, Orsay, 1982, 435 p.

LE GUERNIC J. (1967).- La zone du Roure: Contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en Haute-Ubaye. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 43, 95-127.

LEMOINE M. (1967).- Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Geol. Rundschau, 56, 320-335.

LEMOINE M. (1984).- La marge européenne de l'océan téthysien dans les Alpes occidentales. In "Marges continentales actuelles et fossiles autour de la France". BOILLOT G. coord., Masson ed., Paris, 155-248.

MARION R. (1984).- Contribution à l'étude géologique de la Vanoise (Alpes occidentales). Le massif de la Grande Sassière et la région de Tignes - Val-d'Isère. Thèse 3ème cycle, Univ. Savoie, Chambéry, 1984, 172 p.

MAURY P., RICOU L.E. (1983).- Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. Rev. Géol. dyn. Geog. Phys., 24, 3-22.

MEGARD-GALLI J. (1972).- Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil: Conséquences tectoniques et paléogéographiques. Géol. Alpine, 48, 131-142.

MEGARD-GALLI J., BAUD A. (1977).- Le Trias moyen et supérieur des ALpes nord-occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. B.R.G.M., IV, 3, 233-250.

MICHARD A. (1967).- Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes méridionales Thèse Doctorat, Paris, 1966, 364p., 2 vol.

NIEMEYER H. (1979).- Contribution à l'étude géologique de la haute-vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand-Paradis. Région du Val d'Isère. Thèse 3e cycle, Univ. Paris VI, 1979, 175 p.

RAGUIN E. (1930).- Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). Mem. Expl. Carte Géol. Fr., 107 p.

RAOULT J.F., LANGLET P., BROUDOUX B. (1984).- Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes Françaises). Implications structurales et paléogéographiques. C.R.Ac.Sc.Paris (II), 298, 535-538.

SEPTFONTAINE M. (1984).- Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. Mem. Soc. Helv. Sc. Nat., vol. 97, Ed.Birkhaüser Verlag Basel, 121 p.

SIDDANS A.W.B. (1984).- L'évolution tectonique d'une partie de la Vanoise: la zone Vanoise-Mont Pourri des environs des Val d'Isère. Géologie de la France, 4, 3-39.

TISSOT B. (1956).- Etude géologique des massifs du Grand Galibier et des Cerces (zone briançonnaise Hautes- Alpes et Savoie). Trav. Labo. Géol. Grenoble, 32, 111-193.

VANOSSI M. (1974).- L'unita di Ormea: une chiave par l'interpretazione del Brianzonese ligure. Atti. Ist. Geol. Univ. Paris, 24, 74-91.

SEQUENCES DE TEMPETE DANS LES PREALPES MEDIANES (SUISSE ROMANDE), DU RHETIEN AU TOARCIEN

Par Monique METTRAUX*

RESUME. - Les sédiments de la Nappe des Préalpes Médianes se sont accumulés sur la marge Nord-téthysienne lors de sa phase de subsidence et d'extension. Les dépôts de tempête du Rhétien au Toarcien sont brièvement décrits et analysés dans ce travail.

Trois groupes de séquences de tempête ont été reconnus. L'analyse de leurs faciès et microfaciès a permis l'interprétation des processus de dépôt et des environnements de sédimentation.

1. Durant le "Rhétien", les ouragans redistribuaient les sédiments mixtes d'une lagune peu profonde à tendance émersive. Ces séquences de tempête sont tantôt infratidales, tantôt supratidales.

2. Le détritisme siliciclastique s'intensifiait à la limite Trias-Jurassique. Les couches de tempête indiquent un milieu de dépôt franchement infratidal; les tempestites sont des bancs granoclassés coiffés de rides de vagues. La quantification à partir des structures sédimentaires nous indique une profondeur maximale de 9 à 15 m. Estimée par la même voie d'analyse, l'étendue des lagunes ne devait pas dépasser 50 km.

3. Enfin, lors de l'approfondissement différentiel du bassin au Jurassique inférieur, les séquences mamelonnées (de type HCS) se développaient entre les seuils (par endroits émersifs) et les fonds de bassin. Les séquences montrent de fortes variations selon la nature argileuse, siliceuse ou carbonatée du sédiment. L'évolution de ces faciès permet de mieux cerner la dynamique du bassin.

ABSTRACT. - Extensional half-graben basins of the North-Tethyan margin (Médianes Nappe, Swiss Prealps) accumulated Mesozoic sediments within a variety of depositional environments at very shallow to intermediate depths. In this study, we focus on storm deposits of the upper Trias and Lias.

Three storm associated facies sequences have been recognized. Facies and microfacies analyses have allowed us to interpret both processes and depositional environments of these deposits.

1. During the "Rhaetian", hurricanes and intense winter storms redistributed carbonate/clastic mixed sediments across a shallow and emergent lagoon. These storm sequences are subtidal or supratidal.

2. Siliciclastics became progressively more important at the Trias-Jurassic limit. The storm deposits were now subtidal; they are graded layers with wave ripple marks. Quantitative analysis of ripple marks indicates depths between 9 and 15 m. By the same analyses, the fetch of these lagoons should not have exceeded 50 km.

3. Finally, with differential subsidence of the basin during Early Jurassic, hummocky cross stratification developed between locally emergent ridges and basins. Here, the different sequences are due to varying composition of the sediment : marly, siliceous or carbonate. The evolution of these facies allows a better understanding of the dynamics of the basin.

* Institut de Géologie de l'Université, CH-1700 Fribourg, Suisse.

INTRODUCTION

La nappe des Préalpes Médianes est une nappe de chevauchement d'origine pennique. Elle forme l'ossature des unités préalpines (Fig. 1). Sa série stratigraphique s'étend du Trias au Tertiaire. Les coupes étudiées pour ce travail comprennent des sédiments d'âge "Rhétien" à Toarcien. Lemoine (1984) intègre cette stratigraphie dans un modèle de blocs basculés le long de failles listriques normales à partir d'un profil palinspastique relativement détaillé de Baud & Septfontaine (1980).

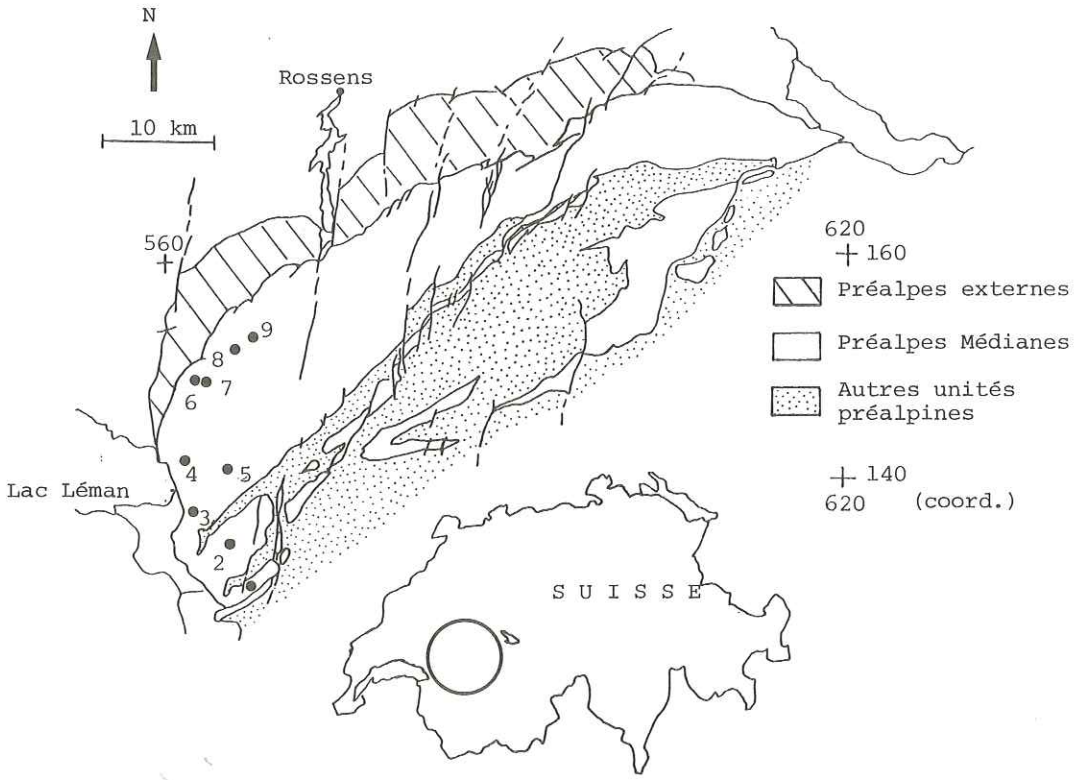


Fig. 1 : Carte schématique des Préalpes Médianes et unités encadrantes, modifiée selon R. Plancherel (1979), et localisation des coupes :

1. La Douve	4. Montreux	7. Dévin 2
2. Plan Falcon	5. Col de Chaude	8. Gros Molojy
3. Arvel	6. Dévin 1	9. Par aux Boeufs

L'histoire téthysienne a commencé au Permien tardif (Trümpy, 1980) pour le segment des Alpes occidentales nous concernant. La configuration de la marge Nord de la Téthys est étroitement liée au régime distensif qui affecte cette "plate-forme". Une analyse dynamique (travaux en cours avec J. Mosar) nous permet de mettre en évidence des failles distensives, originellement orientées N-NE à S-SW et E-W, actives au moment du dépôt. Celles-ci contrôlaient la subsidence et juxtaposent, au Lias, des hauts-fonds néritiques (émersifs ou émergés) avec des "bassins" de moyenne profondeur. On observe des remplissages de fissures neptuniens, des mégabrèches et des basculements et glissements du N vers le S, durant le Lias supérieur.

Les séquences de tempête triasiques et liasiques sont l'objet de ce travail, car elles documentent de manière précise la subsidence et nous permettent, dès lors, de mieux cerner l'évolution de cette partie de la marge.

SEDIMENTOLOGIE

Les séquences de tempête

Trois associations de faciès de tempête sont mises en évidence :

1. La première association de séquences de tempête (d'âge "Rhétien"), est une alternance de marnes et de bancs calcaires bioclastiques à bases érosives et lamines parallèles granoclassées, et parfois légèrement obliques entrecroisées. On observe de nombreuses fentes de dessication dans des niveaux de dolomicrite (Fig. 2b).

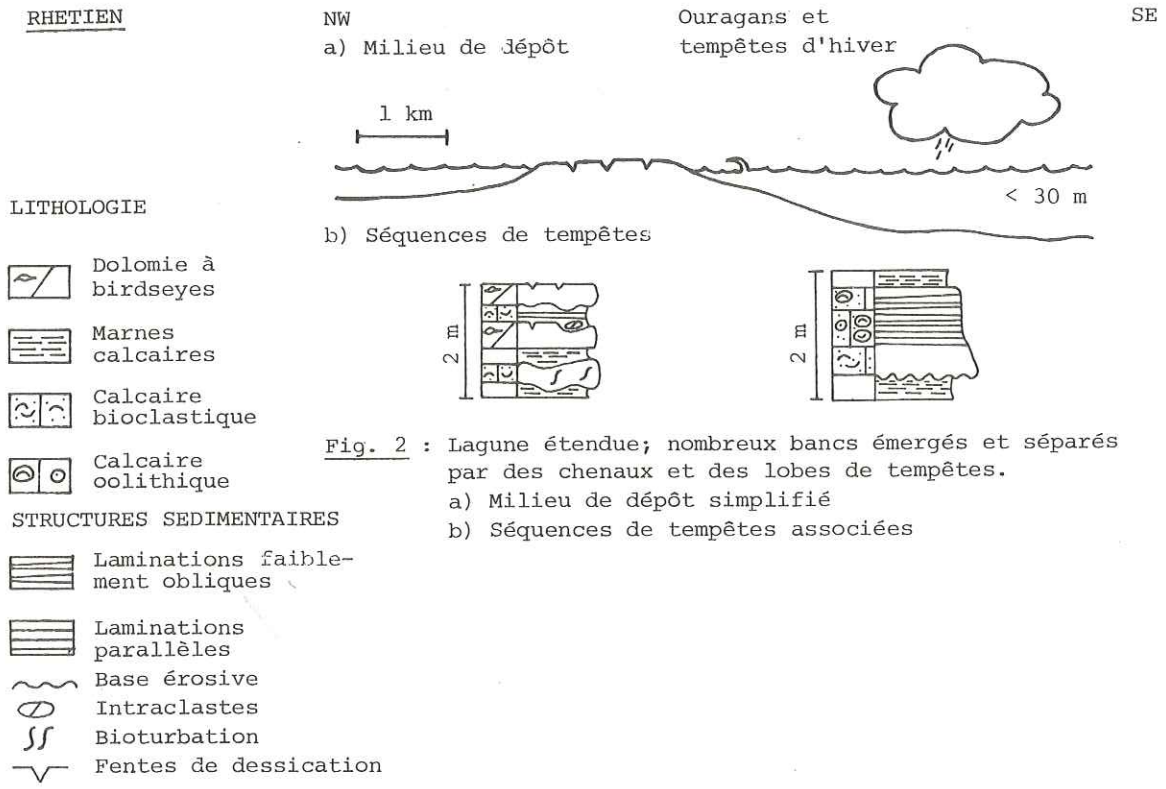


Fig. 2 : Lagune étendue; nombreux bancs émergés et séparés par des chenaux et des lobes de tempêtes.
a) Milieu de dépôt simplifié
b) Séquences de tempêtes associées

Les calcaires bioclastiques contiennent de 30 à 60% d'éléments figurés avec un pourcentage de quartz détritique de 5 à 15%. Ces grains de quartz sont d'une taille très petite : 0.016 mm. Les bioclastes sont des fragments de coquilles de Lamellibranches, de Brachiopodes, de Gastéropodes, d'Ostracodes, de rares Foraminifères benthiques, et les mêmes éléments peuvent former les noyaux d'ooïdes. La composition de la matrice micritique est carbonatée-argileuse. Les marnes contiennent des dents et écailles de poissons (*Saurichtys*, *Acrodus*), des débris squelettiques d'Ophiures, des Echinides, de rares entroques. Un niveau de marnes carbonatées a fourni des vertèbres d'Ichtyosaure et deux dents de Dinosaures (en préparation par H. Furrer, ETH-Zürich). Les Lamellibranches constituent la majorité de la faune.

Les coraux ne forment que des constructions très réduites ("patch"), mais celles-ci sont très diverses. Les données sédimentologiques actuelles et paléontologiques (Jeannet, 1912-1918) nous permettent d'interpréter ce milieu comme une lagune peu profonde aux nombreux bancs vaseux ou sableux par endroits émergés, soumis à un régime de tempêtes (Fig. 2a). En outre, la plupart des épibiontes sessiles présents dans ces niveaux ont des coquilles épaisses et des formes allongées qui leur permettent de mieux se protéger des vagues et courants intenses. Les valves irrégulières de *Rhaetavicula contorta*, très commun dans ces faciès, sont bien appropriées à l'orientation de l'animal, lorsque celui-ci est soumis à l'influence des courants (McKerrow, 1978). L'association 1 s'observe aux localités suivantes (Fig. 1) : Plan Falcon, Montreux, Dévin 1, Dévin 2, Gros Molojy, Par aux Boeufs.

2. La deuxième association de faciès de tempête est une alternance de marnes et d'arénites-siltites, à bases érosives, avec lamines granoclassées se terminant fréquemment par des rides de vagues au sommet de la couche. Ces arénites-siltites ont une matrice micritique carbonatée-argileuse. Les éléments figurés sont bien triés. Ce sont des grains de quartz monocristallins subanguleux à subarrondis de 0.250 mm à 0.016 mm, quelques feldspaths et micas. Dans certains niveaux amalgamés, la glauconie est présente. La bioturbation se manifeste par des traces fossiles de type *Thalassinoides* et *Rhizocorallium*. La faune est composée essentiellement d'huîtres et d'autres Lamellibranches, et de débris de poissons dans les marnes. Les séquences développées dans ce type de faciès sont schématisées dans la figure 3b.

LIMITE TRIAS-LIAS

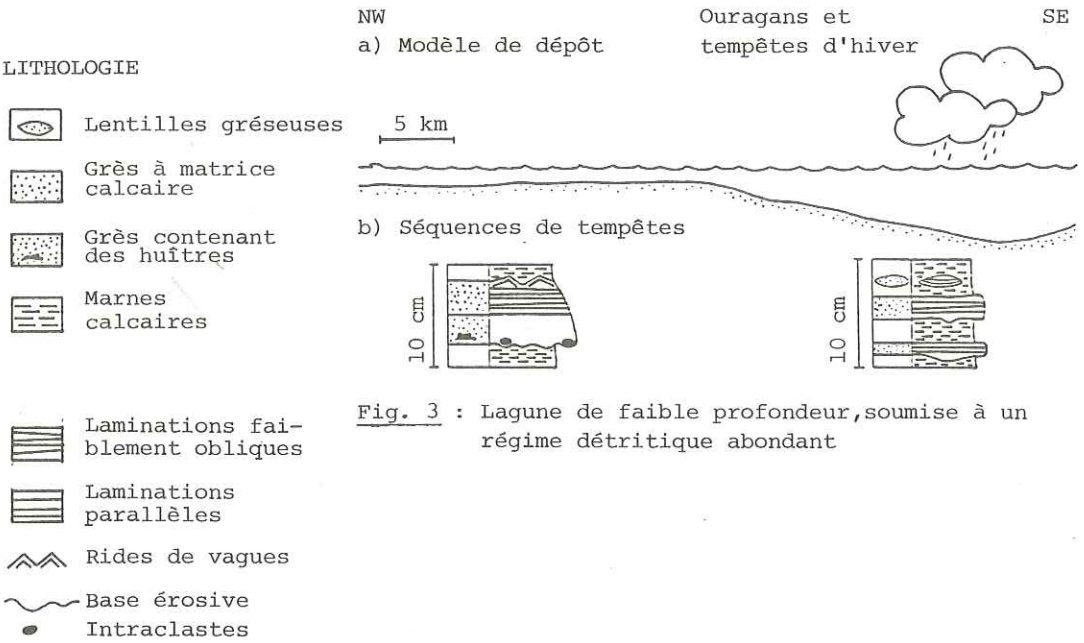


Fig. 3 : Lagune de faible profondeur, soumise à un régime détritique abondant

L'analyse microscopique en cathodoluminescence nous a permis de reconnaître les quartz monocristallins bruns (couleur de luminescence), typiques des dérivés de roches métamorphiques (Matter & Ramseyer, 1985). Ces séquences sont très semblables au modèle décrit par Aigner (1985) dans le Muschelkalk germanique. Nous pouvons

supposer que les sédiments siliciclastiques ont été vannés par le vent et concentrés sur le rivage (ce sont les produits d'érosion des socles varisques de la marge Nord de la Téthys ou sédiments continentaux associés), pour être ensuite redistribués lors des grandes tempêtes à travers ces lagunes étendues (Fig. 3a). L'association 2 s'observe aux localités suivantes (Fig. 1) : La Douve, Plan Falcon, Montreux, Col de Chaude, Dévin 1, Dévin 2.

3. La troisième association de faciès de tempête affecte des sédiments de nature variée : des calcarénites à entroques avec glauconie et extraclastes dolomitiques (granulométrie moyenne : 500 µm et bon tri des éléments); des calcaires micritiques contenant de nombreux spicules de spongiaires, des calcaires (wackestone) à débris d'entroques et extraclastes dolomitiques et des marnes. Les contacts primaires des bancs sont généralement érosifs à la base, et ondulés au sommet. Les structures sédimentaires primaires sont des laminations faiblement obliques, caractéristiques de la stratification mamelonnée ("hummocky cross stratification"; Harms et al., 1975; Dott & Bourgeois, 1982; Guillocheau, 1983). Les longueurs d'onde et amplitudes des "mamelons" sont plus faibles (60 cm/5 cm) dans les calcarénites à entroques que dans les calcarénites plus fines à spicules de spongiaires (> 100 cm/ 10 cm).

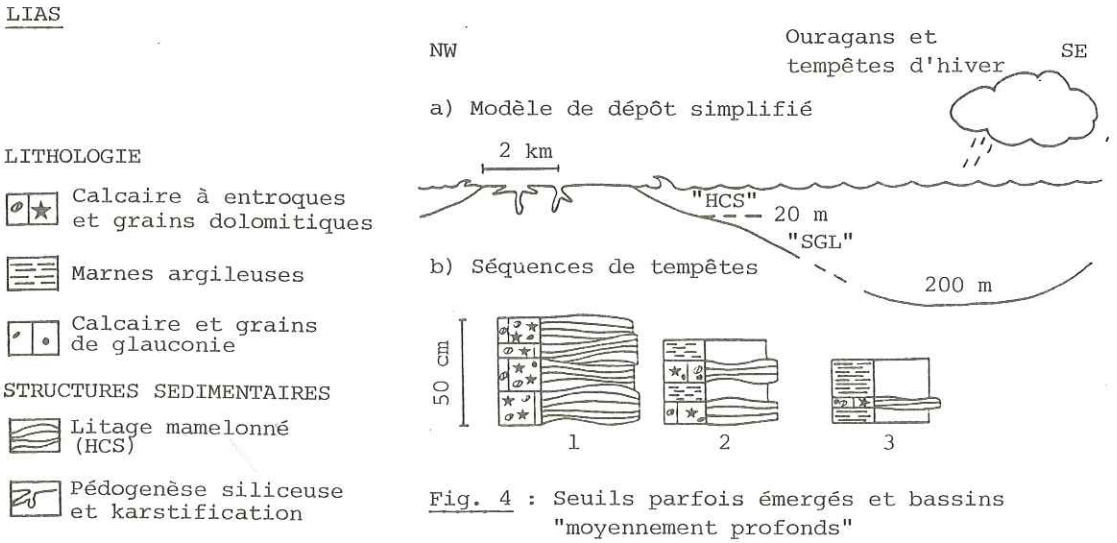


Fig. 4 : Seuils parfois émergés et bassins "moyennement profonds"
1. "HCS" : stratification oblique mamelonnée
2. "SGL" : Couches de tempêtes granoclassées
3. Tempestites distales

Certains bancs nous montrent des laminations faiblement obliques tangentielles associées à la stratification oblique mamelonnée. Les alternances de marnes et bancs calcaires granoclassés dont l'épaisseur varie latéralement, sont des "storm graded layers" (Reineck & Singh, 1973). Enfin dans les niveaux à base érosive, calcarénite granoclassée passant à une calcilutite sombre (Mettraux et al., 1986), nous reconnaissons les tempestites distales (Aigner, 1985) où des dépôts de tempête alternent avec des boues hémipélagiques (Fig. 4b).

Cette troisième association de faciès de tempête se manifeste dans un domaine où des hauts-fonds séparaient des bassins de 5 à 10 km de large. Ces dimensions sont interprétées à partir de la répartition régionale des faciès (par ex. Plancherel & Weidmann, 1972; Berchten, 1982). Les séquences se situaient de part et d'autre de la limite d'action des vagues (Fig. 4a). L'association 3 s'observe aux localités suivantes (Fig. 1) : Montreux, Arvel.

QUANTIFICATION

La quantification du régime de la houle peut être faite selon la méthode développée par Allen (1984) et Diem (1985). Les relations entre les rides de vagues et les caractéristiques des vagues sont relativement simples s'il s'agit de rides de vortex. Dans ce cas, l'indice de forme vertical (VFI), qui se calcule en divisant la longueur d'onde par l'amplitude, devrait être inférieur à 7.5 (Allen, 1984); mais en tenant compte de la compaction, on peut admettre des valeurs montant à 9 (Diem, 1985).

Les trois paramètres observés sont :

- la distance d'une crête de ride de vague à la prochaine (longueur d'onde) : λ (cm)
- la distance entre le creux de la ride et le sommet en ligne perpendiculaire (amplitude) : α (cm)
- la granulométrie du sédiment modelé par ces rides de vagues symétriques (estimation visuelle à partir d'une échelle granulométrique standard) : ϕ (µm)

Les valeurs obtenues pour la deuxième association de faciès nous indiquent des paléo-profondeurs maximales de 9 à 15 m. Ces chiffres correspondent uniquement aux séquences se terminant par des rides de vagues symétriques au sommet (Fig. 5).

No	Ø (µm)	λ (cm)	α (cm)	Tmax (S)	Dmax (m)
1	200	11	1,3	4,06	13,40
2	200	11	1,3	3,84	11,61
3	200	11,5	1,4	3,97	10,36
4	250	7,2	1,2	2,80	6,50
5	250	9,3	1,4	3,39	9,2
6	250	10,1	1,2	3,60	10,31
7	250	8,5	1.0	3,17	8,13
8	250	10,4	1,3	3,68	10,74
9	250	9,5	1,4	3,44	9,47
10	250	12,3	1,5	4,18	13,58
11	250	14	1,6	4,6	16,33
12	250	16	1,8	5,09	19,8
13	250	11,5	1,4	3,97	12,36
14	250	9	1.0	3,31	8,79
15	250	9,2	1,2	3,36	9,06
16	250	9,5	1,2	3,44	9,47

Fig. 5

Tableau des données :
Localités étudiées :
1-3 Dévin
4-13 Plan Falcon
14-16 La Douve
Paramètres :
Ø = granulométrie
λ = longueur d'onde
α = amplitude
Résultats
Tmax = périodes maximales des vagues
Dmax = profondeur maximale de la tranche d'eau

L'absence de rides de vagues au sommet de certains niveaux peut s'expliquer de deux manières : soit les sédiments s'étaient déposés au-dessous de la limite de base d'action des vagues, soit au contraire ils étaient déposés au-dessus de cette limite et étaient fréquemment érodés, ce qui produirait les amalgamations. L'utilisation des périodes de vagues (Fig. 6a) selon Neumann (1953) nous permet d'obtenir la dimension du bassin (fetch). Ces lagunes ne devaient pas dépasser 50 km (Fig. 6b).

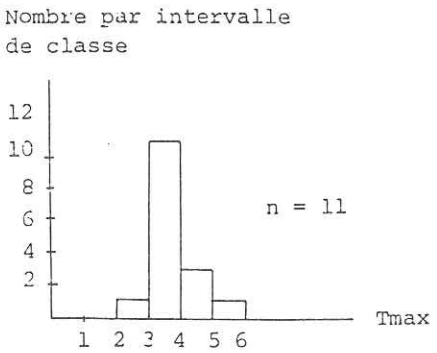


Fig. 6a : Histogramme des périodes de vagues

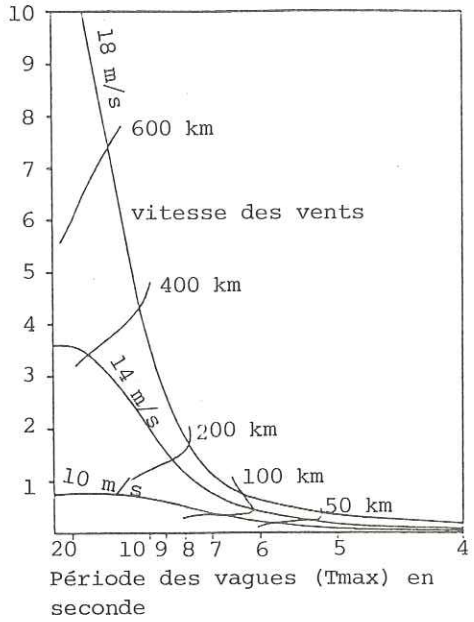


Fig. 6b : Spectre des densités d'énergie limitant les largeurs du bassin, par rapport à la périodes des vagues selon Neumann (1953, in Allen, 1984)

DISCUSSION

L'action des vagues exceptionnelles est vraisemblablement liée aux tempêtes (cyclones et ouragans, Marsaglia & Klein, 1983). Les accumulations ayant la structure mamelonnée sont probablement dues aux courants géostrophiques surimposés aux vagues de longue période, en eaux situées aux alentours de la profondeur de base de l'action des vagues (Swift et al., 1983; Allen, 1985). Les calcarénites passant aux calcilutites en seraient les équivalents un peu plus profonds, là où l'énergie des tempêtes ne suffit plus à éroder la boue déposée entre deux événements de haute énergie.

Si l'on examine le degré de confiance de la quantification, il est nécessaire de préciser que celle-ci est établie sur un nombre de mesures restreintes. En effet, de nombreuses mesures révélaient un indice vertical de forme (VFI) supérieur à 9. Néanmoins, les valeurs obtenues restent assez constantes dans l'ensemble, qu'il s'agisse des données dans la partie NW de la Nappe des Préalpes Médianes ou celles dans les coupes situées plus au SE. Nous pouvons dès lors estimer les paléoprofondeurs et dimensions des lagunes qui devaient être reliées à un littoral situé encore plus au NW ou NE. Il serait intéressant de comparer ces données avec des mesures provenant d'autres unités de positions paléogéographiques voisines.

Alors que les séquences de tempête nous permettent d'estimer les paléoprofondeurs qui sont nécessaires pour déterminer les taux de subsidence, la combinaison des données de sédimentologie et de pétrographie sédimentaire permettent de juger de l'importance relative des contrôles de la dynamique. Par exemple, pour les niveaux au détritisme abondant de la limite Trias-Lias, un contrôle eustatique (légère remontée du niveau marin) expliquerait la maturation et le bon tri granulométrique des grains détritiques. Ces caractéristiques nous montrent un recyclage des dépôts plus anciens. La granulométrie très fine nous permet de supposer un processus éolien pour le vannage et l'accumulation de ces grains dans les zones côtières. Cette association de faciès est la seule de la série ("Rhétien"-Toarcien) que nous retrouvons dans l'en-

semble de la nappe, sans changement latéral ni forte variation d'épaisseur. Un contrôle tectonique est plus difficile à concevoir : en effet, dans ce cas, il y aurait une faible maturité pétrographique ainsi que de fortes variations d'épaisseurs et de faciès dépendant de la structuration (Fig. 7). L'interprétation étayée ici contraste fortement avec celle proposée pour des zones équivalentes dans les Alpes Françaises. En effet, Lemoine & Trümpy (1987) décrivent des séquences turbiditiques accumulées sous un régime structural actif.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier P. Homewood, F. Guillocheau et P. Allen pour les heures de discussion passées sur le terrain et au laboratoire. Je veux également exprimer ma gratitude à R. Plancherel qui a lu le manuscrit, M. Weidmann qui a mis à disposition matériel et documents inédits, et tout particulièrement F. Mauroux qui a dactylographié le texte. Ces travaux sont poursuivis dans le cadre d'une thèse à l'Institut de Géologie, Université de Fribourg (Prof. C. Caron), qui a pris en charge une bonne partie des frais.

Références

AIGNER T. (1985). - Storm depositional systems. *Lecture Notes in Earth Sci.*, 3, 174 p. Springer, Berlin, New York.

ALLEN P.A. (1984). - Reconstruction of ancient sea conditions with an example from the Swiss Molasse. *Marine Geol.*, 60,p. 455-473.

ALLEN P.A. (1985). - Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves. *Nature*, 313, p. 562-564.

BAUD A. et SEPTFONTAINE M. (1980). - Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes Médianes en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.*, 73/2, p. 651-660.

BERCHTEN J.D. (1982). - Etude géologique des Préalpes Médianes plastiques entre Teysachaux et Dent de Lys. Dipl. inédit Univ. Fribourg.

DIEM B. (1985). - Analytical method for estimating paleowave climate and water depth from wave ripple marks. *Sedimentology*, 32/5, p. 705-720.

DOTT R.H. and BOURGEOIS J. (1982). - Hummocky stratification : Significance of its variable bedding sequences. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 93, p. 663-680.

GUILLOCHEAU F. (1983). - Les dépôts de tempêtes. Le modèle de l'Ordovicien moyen ouest armoricain. Thèse 3e cycle, Univ. de Bretagne occidentale, 223 p.

HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. and WALKER R.G. (1975). - Depositional environments interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleont. Min. Short Course*, 2, 161 p.

JEANNET A. (1912-1918). - Monographie géologique des Tours d'Aï. 1. Stratigraphie de la nappe rhétique, du Trias et du Lias des Préalpes médianes et de la zone interne. 2. Stratigraphie du Dogger, du Malm, du Crétacé, du Flysch et du Quaternaire. *Matér. Carte géol. Suisse*, N.L., 34.

LEMOINE M. (1984). - La marge occidentale de la Téthys ligure. *In* "Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France", G. Boillot, coord., Masson éd., Paris, p. 158-217.

LEMOINE M. and TRÜMPY R. (1987). - Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics*, 133, p. 305.

MARSAGLIA K.M. and KLEIN G. de V. (1983). - The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *J. Geol.*, 91, p. 117-142.

MATTER A. and RAMSEYER K. (1985). - Cathodoluminescence as a tool for provenance studies of sandstones. *In* "Provenance of arenites", G.G. Zuffa, ed., NATO, ASI Ser. C., 148, p. 191-211.

McKERROW W.S., ed. (1978). - The ecology of fossils. Duckworth & Co Ltd, London, 383 p.

METTRAUX M., DUPASQUIER C. et HOMEWOOD P. (1986). - Conditions de dépôt et diagenèse précoce du Toarcien inférieur des Préalpes Médianes Romandes (Suisse). *Docum. Bur. Rech. géol. min.*, 110, p. 231-237.

NEUMANN G. (1953). - On ocean wave spectra and a new way of forecasting wind-generated sea. *U.S. Army Corps Engineers*, Beach Erosion Board, *Techn. Mem.*, 43, 42 p.

PLANCHEREL R. (1979). - Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes Médianes plastiques entre Rhône et Aar. Implications cinématiques et dynamiques. *Eclogae geol. Helv.*, 72/1, p. 145-214.

PLANCHEREL R. et WEIDMANN M. (1972). - La zone anticlinale complexe de la Tinière (Préalpes médianes vaudoises). *Eclogae geol. Helv.*, 65/1, p. 75-91.

REINECK H.E. and SINGH I.B. (1973). - Depositional sedimentary environments. Springer, Berlin, New York, p. 311-349.

SWIFT D.J.P., FIGUEIREDO A.G. (Jr.), FREELAND G.L. and OERTLI, G.F. (1983). - Hummocky cross-stratification and megaripples : a geological double standard ? *J. sediment. Petrol.*, 53, p. 1295-1317.

TRÜMPY R. (1980). - Geology of Switzerland, a guide-book. Part A : An outline of the Geology of Switzerland. Comm. géol. suisse, Wepf & Co, Basel, New York, 105 p.

VAIL P.R., HARDENBOL J. and TODD R.G. (1984). - Jurassic unconformities, chronostratigraphy and biostratigraphy. *In* "International unconformities and hydrocarbon accumulation", J.S. Schlees, ed., *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 36, p. 129-144.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13, 1987

MISE EN EVIDENCE DE TURBIDITES BOUEUSES DANS L'OXFORDIEN DU SUD-EST. CONTROLE STRUCTURAL DE LEUR REPARTITION.

Fabienne BOREL, Alain CURIAL, Philippe MONIER, Serge FERRY *

RESUME : Nous corrélons des turbidites boueuses sur plus de 50 km dans l'Oxfordien supérieur des Baronnies et nous comparons l'évolution spatiale de leurs structures internes avec le modèle de Stow et Piper. La mise en place de ces turbidites d'origine méridionale semble guidée par les fractures SW-NE qui joueraient donc un rôle paléogéographique.

ABSTRACT : We have traced upper Oxfordian mud turbidites over more than 50 km in the Baronnies (Vocontian trough) and we compare their internal structures with the Stow and Piper's model for fine-grained turbidites. The emplacement of this south-coming material seems to have been controlled by some faults (SW-NE) of the present network, which would have acted early during the sedimentation period.

1 - Introduction

Il est exceptionnel de pouvoir corréler des turbidites banc à banc sur de grandes distances. Cela a pu etre réalisé pour la première fois dans le flysch bavarois des Alpes orientales et plus récemment par Ricci Lucchi et Valmori (1980) dans la formation "Marnoso-Arenacea" miocène du nord de l'Appenin.

La notion d'étalement dans l'espace des termes de la séquence de Bouma est une conception théorique, fondée davantage sur l'évolutin générale des structures sédimentaires dans les séries de flysch qu'une réalité démontrée de façon irréfragable.

Les possibilités de corrélation banc à banc, à l'échelle du bassin, dans l'alternance calcaire-marne mésozoïque (Cotillon et al., 1980, Borel, 1984) fournissent un guide exceptionnel pour suivre les turbidites une à une, à condition que celles-ci ne soient pas trop nombreuses. Nous avons choisi pour cela l'Oxfordien supérieur des Baronnies (fig. 1), immédiatement au Nord du chaînon Ventoux-Lure, depuis Beauvoisin à l'Ouest jusqu'à Ribiers à l'Est et Sahune au Nord (fig. 2).

Nous avons ainsi pu suivre l'évolution des structures sédimentaires dans sept turbidites parfaitement corrélées jusqu'à leur disparition complète.

Le deuxième intérêt de cette étude réside dans la nature particulière de ces turbidites. Si certaines débutent bien par un peu de sédiment bioclastique révélant ipso facto la nature allochtone du banc, d'autres sont <u>uniquement constituées de boue</u>. Elles représentent donc de "faux bancs" autochtones, <u>surnuméraires</u> dans l'alternance calcaire-marne indigène.

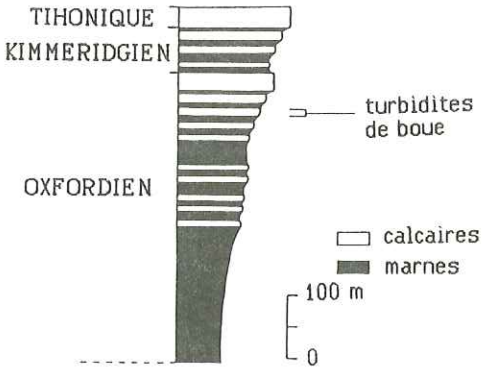


Fig. 1 : Série synthétique du Jurassique supérieur du bassin dauphinois.

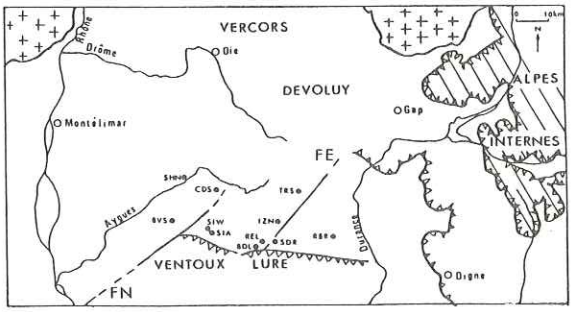


Fig. 2 : Localisation géographique des coupes étudiées (FE : faille d'Eygalayes ; FN : faille de Nimes ; SHN : Sahune ; CDS : Col de Soubeyrand ; TRS : Trescléoux ; BVS : Beauvoisin ; SIW : les Sias ouest ; SIA : les Sias ; BDL : Barret de Lioure ; REL : le Relais ; SDR : Séderon ; IZN : Izon ; RBR : Ribiers).

* Centre des Sciences de la Terre, Université LYON I, F-69622 Villeurbanne Cedex

2 - Les modèles de turbidites de boue

Un modèle de faciès a été proposé (Stow et Piper, 1984, fig. 3). Les auteurs remarquent que bien qu'observée, il est rare que la séquence idéale soit complète dans un seul banc. Dans de nombreux cas, les bancs sont minces (<10 cm) et constitués des termes T4 à T8 de la séquence ou au contraire des termes T0 à T4.

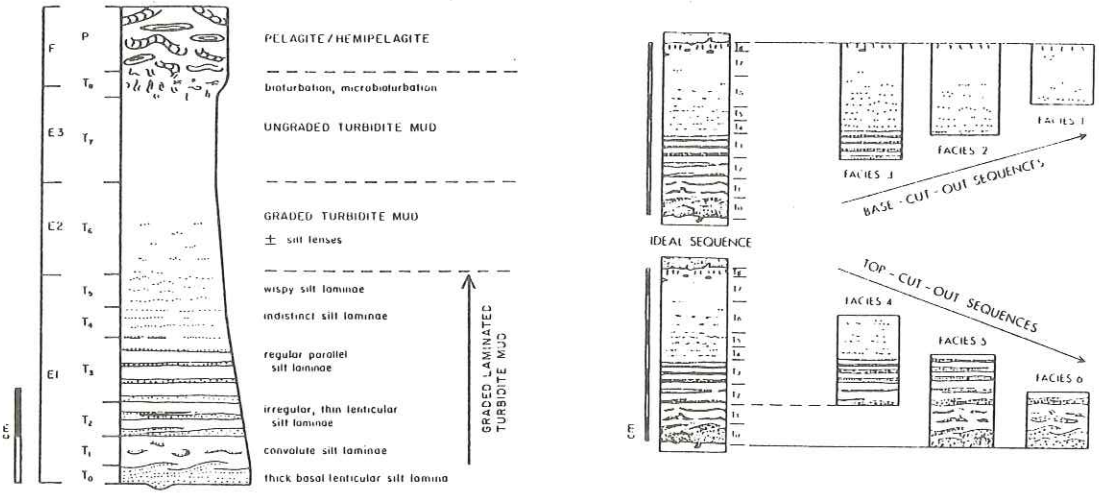


Fig. 3 : Modèle de turbidite de boue d'après Stow et Piper (1984).

3 - Corrélations et évolution spatiale des turbidites

Les turbidites sont très étroitement localisées dans l'espace : elles n'existent que dans la zone méridionale d'étude et disparaissent rapidement en direction du nord (fig. 4 et 5).

Nous les corrélons (fig. 4) sur toutes les coupes méridionales sauf les bancs T3, T5, T6 que l'on ne trouve qu'à deux endroits, les Sias et les Sias W, deux coupes distantes de 2 km.

Ces trois bancs ont pu etre reconnus en tant que turbidites car ils ne se corrèlent latéralement à aucun banc de l'alternance ni à aucune autre turbidite. Leur aspect à l'affleurement ne permet pas toujours de les distinguer des bancs calcaires pélagiques : ils sont pratiquement sans structures sauf le banc T3 qui montre de très minces laminations parallèles à la base. Pour cette raison, nous les avons rapprochés des "homogénites" décrites dans des carottes de la Méditerranée orientale par Cita et al. (1982) et Hieke (1984). L'étude du microfaciès a contribué à les ranger dans les turbidites : il est constitué d'une micrite parsemée de grains sombres dont la taille n'excède pas 40 µm ; vers le sommet, on n'observe pas de différences avec les calcaires pélagiques.

L'évolution spatiale des turbidites de boue (fig. 4 et 6) montre les caractéristiques suivantes :

dans la zone occidentale d'étude, aux Sias (SIA et SIW), toutes les turbidites ont ici leur épaisseur maximale (jusqu'à 1,60 m) ; des mesures effectuées en semelle de banc ont donné une direction N10 ; leur épaisseur décroît rapidement vers le nord (BVS), puis elles disparaissent (CDS, SHN) ;

dans le secteur de Séderon (SDR), la plus épaisse n'excède pas 44 cm d'épaisseur ; elles diminuent également d'épaisseur vers le nord et le nord-est (RBR, IZN), puis disparaissent (TRS).

Toutes les observations que nous avons faites sur ces turbidites (structures internes, évolution dans l'espace) sont semblables ; dans la suite de notre propos, nous allons étudier la turbidite T4.

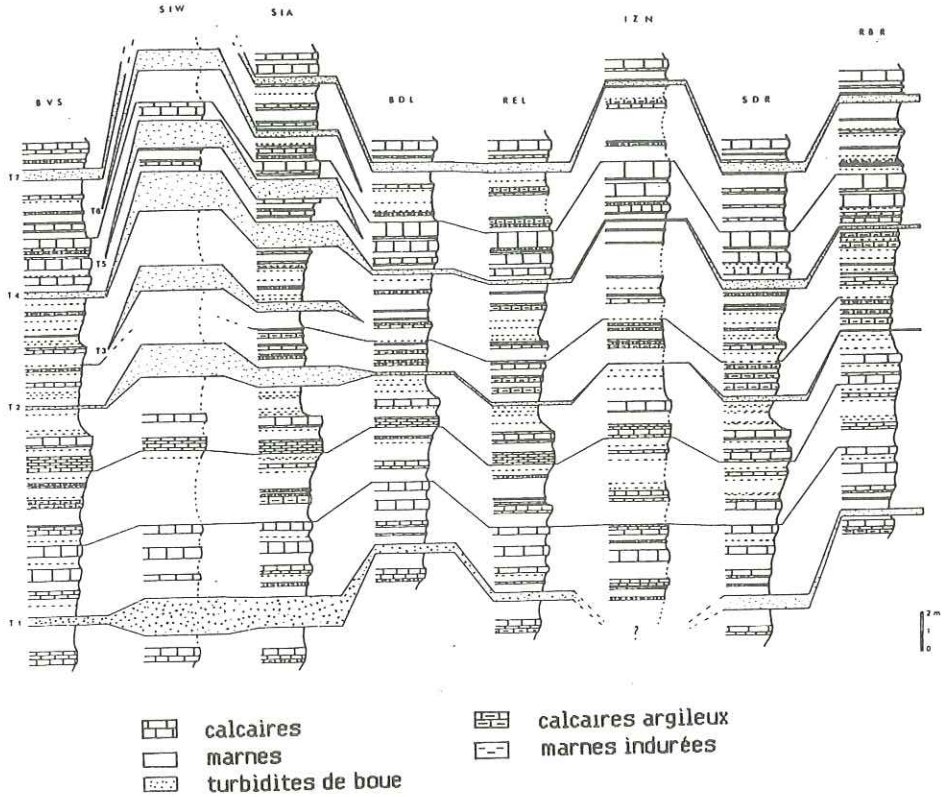


Fig. 4 : Corrélations lithologiques et évolution des turbidites entre les coupes méridionales. On note la grande épaisseur des turbidites aux Sias (SIA et SIW) et un amincissement en direction du Nord (IZN).

SHN : Sahune
CDS : Col de Soubeyrand
TRS : Trescléoux
BVS : Beauvoisin
SIW : les Sias ouest
SIA : les Sias
BDL : Barret de Lioure
REL : le Relais
SDR : Séderon
IZN : Izon
RBR : Ribiers

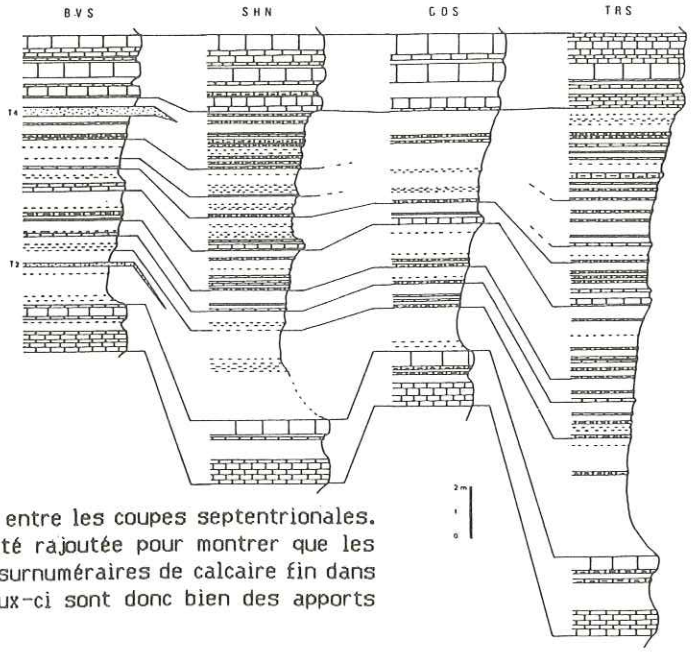


Fig. 5 : Corrélations lithologiques entre les coupes septentrionales. La coupe de Beauvoisin (BVS) a été rajoutée pour montrer que les turbidites de boue sont des bancs surnuméraires de calcaire fin dans l'alternance autochtone et que ceux-ci sont donc bien des apports singuliers.
Même légende que la figure 4.

L'évolution de la turbidite T4 (fig. 6), tant dans l'espace que verticalement, est semblable à l'évolution générale : très épaisse aux Sias (1,30 m), elle diminue très rapidement d'épaisseur en direction du nord-ouest (33 cm à Beauvoisin) puis elle disparaît. A Séderon, elle est épaisse de 44 cm alors qu'à Barret de Lioure et au Relais, elle n'atteint plus que 26 cm, et vers le nord n'est plus représentée que par 10 cm à Izon et vers l'est, 15 cm à Ribiers.

Son évolution verticale, schématisée sur la figure 6 permet de mettre en évidence les différents termes de la séquence idéale du modèle :

à Barret-de-Lioure, tous les termes de la séquence idéale sont présents (une partie granoclassée comprenant une partie silteuse à la base, des laminations parallèles et convolutées, puis un calcaire fin bioturbé) ;

à Izon, la turbidite, n'est pratiquement pas granoclassée et débute par de fines laminations parallèles (équivalentes vraisemblablement du terme T5 ou T6 du modèle) ;

à Ribiers, le granoclassement est également très faible et la turbidite est essentiellement représentée par les lamines convolutées ;

dans les autres coupes, la turbidite T4 est plus épaisse et on peut y observer une partie granoclassée silteuse à la base (sauf aux Sias où il s'agit d'un sable) débutant souvent par des laminations parallèles, puis un calcaire fin bioturbé.

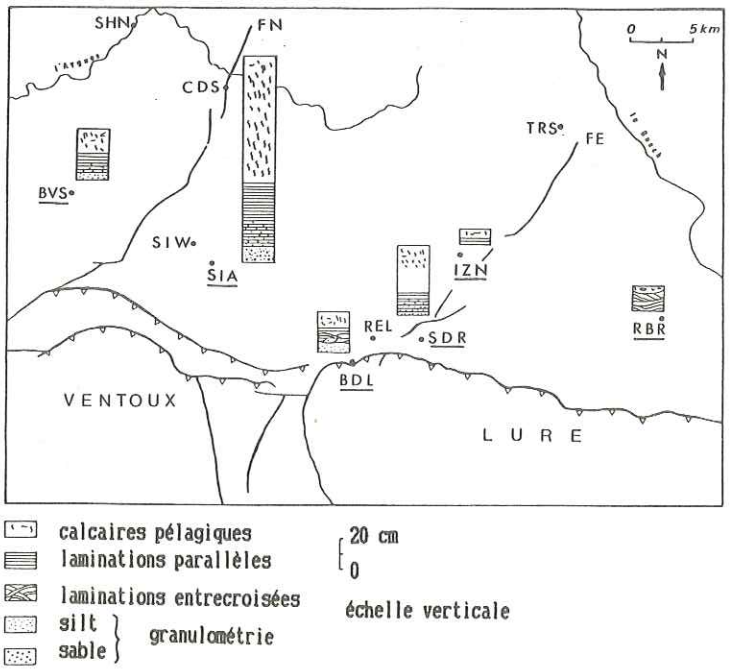


Fig. 6 : Evolution verticale de la turbidite T4 dans les différentes coupes (les noms soulignés correspondent aux coupes pour lesquelles les turbidites ont été représentées).

D'après ces répartitions, il apparaît que les turbidites des Sias étaient les plus proches de la zone d'apports ; celles de Ribiers et d'Izon correspondent à des termes plus distaux.

Il n'y a hélas pas d'affleurements d'Oxfordien supérieur plus au sud, ce qui entraine un manque de précisions quant à l'origine exacte des zones d'apport.

L'étude au microscope révèle la finesse des turbidites : aux Sias, les éléments les plus grossiers de la turbidite T4 atteignent 200 µm alors qu'à Séderon, leur taille ne dépasse pas 50 µm.

Elles sont constituées à la base de débris de foraminifères benthiques, d'échinodermes, de lamellibranches, d'algues bleues, de gravelles micritiques incluses dans des plages de microsparite ou plus fréquemment de micrite, de quelques grains non calcaires (phosphate, pyrite oxydée, glauconie, quartz). Vers le haut, les gravelles diminuent en taille et en quantité puis disparaissent. Elles passent ensuite à un calcaire fin.

4 - Contrôle structural

Selon Baudrimont et Dubois (1977), on observe, au Jurassique supérieur, des phénomènes sédimentaires liés aux pentes le long d'un certain nombre d'accidents, soulignant le rôle de la tectonique synsédimentaire ; par exemple, la faille nord Ventoux-Lure dont on ne note pas l'intervention dans les périodes précédentes. Dès la fin du Jurassique, elle limitait par un abrupt morphologique la partie la plus centrale du bassin.

Nos travaux confirment la vue de ces auteurs. En outre, les failles de socle de direction SW-NE (faille de Nimes, faille d'Eygalayes) ont vraisemblablement guidé la resédimentation, comme le montrent les lobes que dessinent les courbes de la carte en isopaques de la turbidite T4 (fig. 7).

L'origine des turbidites est à rechercher au sud, le long d'une paléopente correspondant sans doute à l'emplacement actuel de la faille nord Ventoux-Lure.

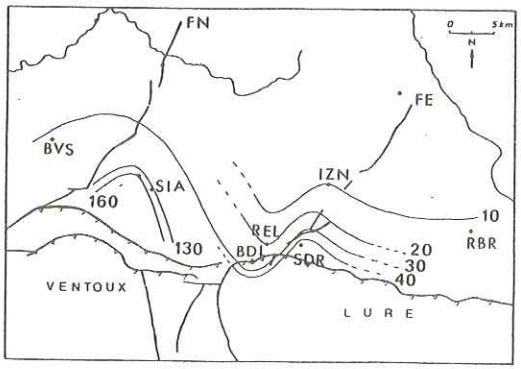


Fig. 7 : Carte en isopaques de la turbidite T4.

5 - Conclusion

L'étude de turbidites de boue d'origine méridionale venues perturber la sédimentation alternante calcaire-marne dans l'Oxfordien supérieur des Baronnies a été intéressante à plusieurs titres. Elle a permis d'une part de corréler ces turbidites sur des distances importantes (50 km environ) et d'autre part, de montrer que le modèle proposé par Stow et Piper est tout à fait applicable au cas étudié ici puisque nous observons aussi bien le faciès complet que l'étalement des structures dans l'espace.

Références :

BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P. (1977). - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine, Pau, vol. 1, n° 1, p. 261-308.

BOREL F. (1984). - Etude comparative de séries alternantes "calcaire-marne" dans l'Oxfordien supérieur de l'Ardèche et des Baronnies. D.E.A. Université Lyon 1, 31 p.

CITA M.B., MACCAGNI A. et PIROVANO G. (1982). - Tsunami as triggering mechanism of homogenites recorded in areas of the eastern Mediterranean characterized by the "cobblestone topography". In S. SAXOV and J.K. NIEUWENHUIS ed., Marine slides and other mass movements, Plenum Pub. co, p. 233-260.

COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. et RIO M. (1980). - Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France S-E) au Crétacé inférieur mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. Bull. Soc. Géol. France, Paris, sér. 7, t. 22, n° 5, p. 735-744.

HIEKE W. (1984). - A thick Holocene homogenite from the Ionan Abyssal Plain (eastern Mediterranean). Marine Geology, vol. 55, n° 1/2, p. 63-78.

RICCI LUCCHI F. et VALMORI E. (1980). - Basin-wide turbidites in a Miocene, over-supplied deep-sea plain : a geometrical analysis. Sedimentology, vol. 27, p. 241-270.

STOW D.A.V. et PIPER D.J.W. (1984). - Deep-water fine-grained sediments : facies models. In D.A.V. STOW et D.J.W. PIPER ed., Fine-grained sediments : deep-water processes and facies, Geological Society Special Publication N° 15, p. 611-646.

CYCLES CLAIR-SOMBRE DES TERRES NOIRES OXFORDIENNES DE LA REGION DE BUIS-LES-BARONNIES (DROME, FRANCE S-E) : INFLUENCE CLIMATIQUE SUR LA SEDIMENTATION DE LA MATIERE ORGANIQUE

Nicolas - Pierre TRIBOVILLARD *

Résumé : le membre supérieur des Terres Noires présente un rubanement de bandes de couleurs décomposable en cycles successifs ; chaque cycle comprend une bande sombre et une bande claire. Ce rubanement est corrélé sur une grande partie du bassin dauphinois. Il traduit deux périodicités estimées à 100 000 et 400 000 ans. L'étude de la matière organique, de la granulométrie et de la chimie minérale du sédiment fait penser que ces cycles sont d'origine climatique. Par ailleurs, une évolution du chimisme du milieu est notée à l'Oxfordien inférieur.

Abstract : The upper member of the "Terres noires" Formation (Lower Callovian through Middle Oxfordian) shows horizontal colour stripes alternatively dark and light. The member is organized in successive cycles, each of them corresponds to a dark and light couplet.This banding is correlated all over a large part of Bassin Dauphinois. It discloses two periodicities which are estimated to 100 000 and 400 000 years. The observation of organic matter content, grain-size distribution and mineral chemistery evidences the cycles could have been climatically induced. At last, the chemistery of depositional environment varied through the Early Oxfordian.

INTRODUCTION. - Dans le bassin dauphinois, le membre supérieur des Terres Noires (Callovien inférieur à Oxfordien moyen) se compose d'un ensemble de marnes plus ou moins argileuses, d'une puissance d'environ 1000 m. Ces dépôts sont caractérisés (sauf leur tiers inférieur) par une superposition de bandes d'épaisseur pluridécimétrique à métrique, de couleur alternativement gris-sombre bleuté et gris plus clair.

Le but de ce travail est de caractériser minéralogiquement, géochimiquement et biologiquement ce rubanement et d'en proposer un modèle génétique.

1. - LE RUBANEMENT DANS L'ESPACE. - Pour corréler ce rubanement d'un affleurement à l'autre, en l'absence de tout autre repère lithologique, la méthode des cyclogrammes a été utilisée (fig. 1). Le membre supérieur des Terres Noires est décomposé en cycles superposés, chacun comprenant par convention une bande sombre surmontée d'une claire. Les cycles successifs peuvent être suivis horizontalement sur une aire d'environ 1 500 km^2 (fig. 1).

2. - LE RUBANEMENT ET LE TEMPS. - En deux coupes peu affectées par la tectonique, à Montréal-les-Sources et à Glorite (fig. 1), tous les cycles visibles ont été comptés et leur total extrapolé à l'ensemble du membre supérieur des Terres Noires ; le nouvau chiffre extrapolé a été rapporté à l'échelle des temps d'Odin & Kennedy (1982). Les résultats obtenus grâce à ces deux coupes sont cohérents : les cycles clair - sombre ont une durée approximative estimée à 100 000 ans, ce qui est aussi la période des variations de l'excentricité de l'orbite terrestre (Berger, 1984). Avec d'autres échelles stratigraphiques, les durées obtenues peuvent être légèrement différentes (Tribovillard, sous presse).

3. -GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS. - Des échantillons ont été prélevés tous les 20 cm sur une trentaine de mètres dans les marnes oxfordiennes de Beauvoisin, près de Buis-les Baronnies (fig. 1). L'analyse montre que :

* la fraction du sédiment de taille supérieure à 63 microns est constituée de débris de coquilles de bivalves ou de squelettes d'échinodermes, de tests de microfossiles, de fragments de filonnets de calcite, de terriers pyritisés entiers ou non, ramifiés ou tubulaires, de concrétions pyriteuses globuleuses ou enfin de grains de quartz, de taille surtout comprise entre 63 et 100 microns.
* la fraction de taille inférieure à 63 microns est constituée essentiellement de minéraux argileux et de grains de quartz.

(*) Centre des Sciences de la Terre, Université Lyon 1, F-69622 Villeurbanne cedex

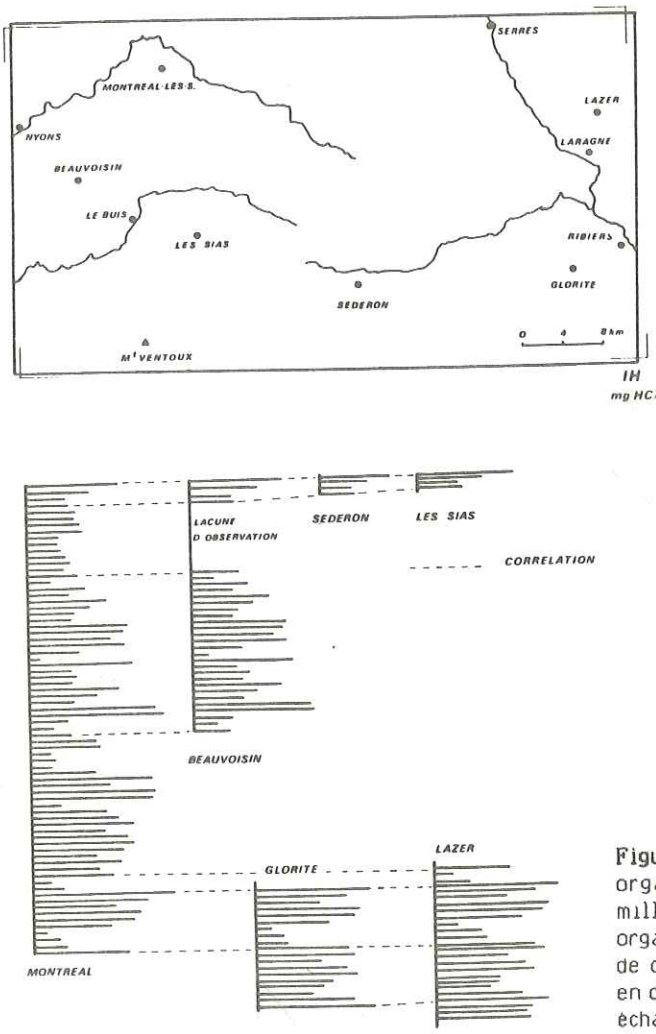


Figure 1 : Localisation des coupes etudiees et correlations grace aux cyclogrammes. Les cycles successifs selon la verticale sont schematises par des traits horizontaux equidistants les uns des autres ; la longueur des traits est proportionnelle a l'épaisseur des cycles correspondants. Les correlations lithostratigraphiques sont etablies entre les differentes coupes d'après des similitudes dans l'evolution de l'epaisseur des cycles.

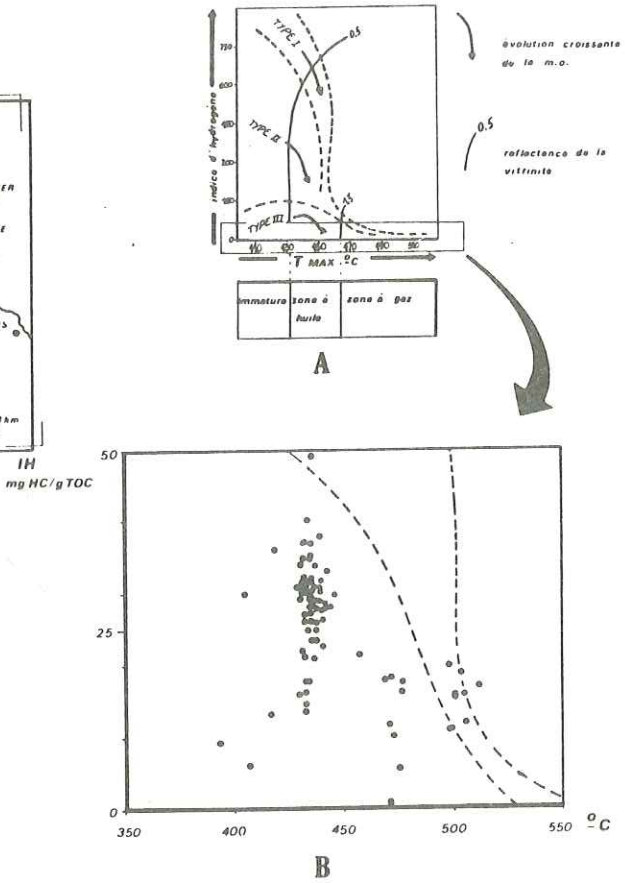


Figure 2 : Diagramme de caractérisation de la matière organique (M.O.). L'indice d'hydrogène (IH) est en milligramme d'hydrocarbures par gramme de carbone organique total (mg HC / g TOC). La température maximale de craquage de la matière organique résiduelle (T°max) est en degrés Celsius. A - Schema général. B - Repartitition des échantillons etudiés.

Les caractères granulométriques du sédiment sont totalement indépendants de son agencement cyclique. En particulier, les paramètres tels que médiane, quartiles, asymétrie ou indice de tri varient peu verticalement. Les courbes granulométriques ne permettent en aucun cas de distinguer les marnes claires des sombres. L'allure des courbes cummulatives montre, selon les critères définis par Rivière (1957), que le dépôt du sédiment résulterait d'une décantation en milieu calme. Par ailleurs, les quelques figures sédimentaires observées montrent que les courants de fond n'étaient pas puissants.

4. - LA MATIERE ORGANIQUE. - 75 pyrolyses Rock Eval ont été effectuées à l'I.F.P. sur les échantillons de la coupe de référence (Beauvoisin, près de Buis - les - Baronnies). La teneur en carbone organique total (COT) varie entre 0,5 et 1,50 %, les températures maximales de craquage de la matière organique résiduelle (Tmax moyen = 540°C) et les indices d'hydrogène (IH moyen = 50) situent la matière organique fossile dans le domaine III d'un diagramme dérivé de celui de Van Krevelen (fig. 2), c'est-à-dire dans le domaine caractéristique de la matière organique continentale, voire résiduelle (Espitallié, 1984). Les valeurs assez faibles des IH suggèrent que cette matière organique a été oxydée.

L'étude optique des palynofaciès montre que les produits organiques consistent en des dinoflagellés et des acritarches, des grains de pollen mal conservés et des baguettes ligneuses abondantes. Cette composition confirme le comportement de lignée III que présente cette matière organique. La couleur jaune clair des dinoflagellés traduit une diadenèse modérée, correspondant à un pouvoir réflecteur de la vitrinite de 0,7 %, environ.

Enfin, les kérogènes extraits ont subi une analyse isotopique et une spectroscopie au rayonnement infra-rouge.

Comparaison entre les bandes claires et les sombres.

* Les bandes sombres sont statistiquement plus riches en carbone organique que leurs homologues claires.
* Les kérogènes issus des bandes claires ont un 13 C supérieur à celui des autres kérogènes (-19 contre -21 °/oo). Cela peut s'expliquer par le fait que les marnes sombres contiendraient plus de matière organique continentale, plus légère isotopiquement que celle d'origine marine (Pilot, 1976).
* Les spectres infra-rouge montrent que les kérogènes issus des bandes claires ont d'avantage de liaisons oxygénées que les autres, cela peut signifier que les premiers ont subi une oxydation plus poussée (N. Lafage, communication personnelle).

Ainsi, la matière organique contenue est d'origine mixte et a subi une certaine oxydation. Elle est plus abondante et peut-être plus nettement continentale dans les marnes sombres que dans les claires, où elle est plus oxydée.

5. - MISE EN EVIDENCE DE CYCLES DE SECOND ORDRE. - Pour la teneur en carbone organique total, un lissage de la courbe de répartition verticale a été obtenu en groupant les échantillons successifs quatre par quatre, sans tenir compte de la couleur des marnes et en reportant sur la nouvelle courbe la moyenne des teneurs en carbone. La courbe ainsi obtenue fait apparaître des cycles de second ordre, groupant quatre cycles unitaires clair-sombre en moyenne (Tribovillard & Ducreux, 1986). Ces cycles de second ordre ont donc une durée approximative de 400 000 ans.

6 - LES ORIGINES POSSIBLES DU RUBANEMENT.

a.- Mise en place gravitaire. La successsion des cycles pourrait résulter de la superposition de turbidites distales mais l'invariance des paramètres granulométriques évoquée plus haut écarte toute hypothèse exclusivement gravitaire de ces cycles.

b.- Origine diagénétique. Les différences entre les deux lithologies (claire et sombre) restent ténues malgré les oppositions mises en évidence : les compositions géochimiques et minéralogiques, les taux de carbonates et la granulométrie varient peu. Les rapports géochimiques mettant en évidence la diagenèse (Sr/Ca mesurés sur phase carbonatée) ne montrent pas de différence entre le clair et le sombre. Les coccolithes n'exhibent aucune trace de corrosion. Dans ces conditions, il est difficile d'imaginer que la diagenèse est à l'origine d'un rubanement corrélable à l'échelle du bassin et mimant une alternance d'une période de 100 000 ans.

c.- Influences climatiques. L'extension horizontale considérable du rubanement de couleurs fait penser que le dépôt du membre supérieur des Terres Noires était contrôlé par un phénomène global. En outre, les alternances de couleurs se produisent avec des périodes estimée à 100 000 ans et 400 000 ans, qui sont aussi celles des variations de l'excentricité de l'orbite terrestre (Arthur, 1979, 1984 ; Berger, 1984). Ceci accrédite l'hypothèse d'une influence climatique sur la nature des constituants allochtones ou autochtones du sédiment ou sur les conditions de dépôt, sinon sur les deux.

En outre, dans les Terres Noires, les comportements de certains taxons de la microfaune benthique et planctonique sont identiques à ceux mis en évidence dans les terrains alternants crétacés (Darmedru et al., 1982) : les bandes sombres contiennent plus de dentalines, d'épistomines et de foraminifères planctoniques (dominés par les protoglobigérines), alors que les claires recèlent plus de ramulines, de lenticulines et de gastéropodes (représentants de la méiofaune) (fig. 3). La somme des représentants de la famille des Nodosariidae est supérieure dans les marnes les plus carbonatées à ce qu'elle est dans les marnes moi ns carbonatées. Les terrains alternants crétacés étant désormais interprétés comme ayant été soumis à un contrôle climatique lors de leur dépôt, on peut supposer qu'il en était de même pendant le dépôt des Terres Noires.

7.- LE CONTROLE CLIMATIQUE, CLE DU RUBANEMENT ? - Le rubanement visible à l'affleurement s'accompagne d'autres phénomènes rythmiques dans les divers domaines étudiés. La plupart de ces variations périodiques sont calquées sur les alternances de couleurs.

La nature des apports minéralogiques fluctue avec la couleur des marnes, les plus sombres étant aussi les plus riches en kaolinite (fig. 3). La kaolinite est un minéral argileux d'altération continentale en climat chaud et humide, fréquemment associé aux reprises d'érosion (Brosse, 1983 ; Chamley et al., 1980).

Le coefficient C = log(Fe/Ti), mesuré sur roche totale (Maillot & Robert, 1980), nous apprend aussi que les influences terrigènes étaient plus importantes pendant le dépôt des marnes sombres (fig. 4).

Le flux des produits continentaux se renforçait donc périodiquement en apportant davantage de kaolinite et de matière organique terrestre au bassin. La répartition à travers les cycles du strontium contenu dans la phase soluble du sédiment qui représente surtout la production biologique de surface, fluctue également dans le temps (fig. 4). Elle montre que les eaux de surface ont pu connaître des variations de la salinité (Renard, 1978). Les eaux de surface auraient été plus douces et plus pauvres en strontium pendant le dépôt des marnes sombres ; cela peut s'expliquer par une augmentation du volume des eaux de ruissellement.

Des phénomènes comparables se produisent actuellement au débouché de grand fleuves tels le Nil ou l'Amazone, où une stratification des eaux apparait. Cette stratification est assez stable, même en milieu océanique ouvert, puisque des lentilles d'eaux douces issues de l'Amazone dérivent jusqu'aux Caraibes (Rossignol-Strick, 1983). En conséquence, les pulsations continentales évoquées plus haut s'expliqueraient par un ravinement des terres émergées du aux eaux de ruissellement plutot que par des rajeunissements tectoniques périodiques du relief.

Pour expliquer ces augmentations rythmiques du volume des eaux de ruissellement, on peut imaginer une alternances de périodes climatiques plus ou moins pluvieuses ou encore une alternance de périodes climatiques à répartition des pluies plus ou moins contrastée : pendant le dépôt des marnes sombres, les précipitations, à défaut d'être plus abondantes, auraient pu être plus brutales, plus érosives, comme sous les climats à régime de mousson.

Les eaux de ruisellement, périodiquement plus abondantes, chargées en éléments nutritifs issus du continent, ont pu provoquer une augmentation de la production biologique, carbonatée ou non, matérialisée dans le sédiment par la prolifération des organismes planctoniques. Darmedru et al. (1982) arrivent à des conclusions similaires pour les alternances de l'Eocrétacé, Fontugne & Duplessy (1986) pour les sédiments quaternaires déposés sous le contrôle d'un climat à régime de moussons. Simultanément, cet apport accru d'eaux plus douces donc moins denses a pu créer ou accentuer la stratification des eaux (Rossignol-Strick, 1983), dans un bassin déjà enclin à être réducteur. En effet, à presque tous les niveaux de la coupe de Beauvoisin, le coefficient Mn* est négatif, ce qui signifie que le milieu était réducteur (fig. 4). De plus, les sulfures et la matière organique sont assez abondants dans le sédiment, ce qui traduit une faible oxygénation du milieu de dépôt.

Dans les marnes sombres, le coefficient Mn* et le rapport S/C (mesuré sur roche totale ; Sheu et al., 1986 ; Gautier, 1986) sont plus faibles. De plus les terriers pyritisés millimétriques, témoins de la bioturbation, sont en moyenne deux fois moins abondants. Ces faits signifient que le milieu était plus réducteur, plus pauvre en oxygène dissous ; une confirmation en est donnée par le degré d'oxydation des kérogènes issus de ces niveaux.

Pendant les épisodes où la stratification des eaux était plus accentuée et donc les eaux de fond plus confinées, la matière organique était mieux conservée, d'autant plus qu'elle contenait une fraction non négligeable de produits continentaux, plus réfractaires à l'oxydation. Cela peut expliquer les pourcentages de carbone organique plus élevés dans les bandes sombres que dans les bandes claires. Aussi, pendant les périodes d'apports continentaux plus abondants, les eaux de surface étaient plus productives, provoquant le développement de la microfaune et de la nannoflore calcaire, comme c'est le cas actuellement au large du Nord-Est de l'Inde (Fontugne & Duplessy, 1986) ; pendant ce temps les eaux de fond, réductrices, permettaient la conservation de la matière organique. Les bandes sombres sont ainsi légèrement plus carbonées et plus carbonatées que les claires.

Néanmoins, la matière organique a subi une oxydation et la vie était présente dans le sédiment. Le milieu n'était donc pas en totale anaérobiose. L'anoxie, permettant à la matière organique marine, labile, de se conserver, ne devait se réaliser qu'à une certaine distance, même faible sous l'interface eau-sédiment.

8.- EVOLUTION GLOBALE DU MILIEU.

Il semble que les sources d'apports se soient peu à peu éloignées. L'appauvrissement en fer et en manganèse de la phase argileuse au cours du dépôt des Terres Noires étaie cette hypothèse, d'autant qu'aucune modification dans la teneur en sulfures de fer n'a été enregistrée (Tribovillard & Ducreux, 1986).

Corrélativement, le milieu de dépôt devait s'approfondir. L'enrichissement progressif en silice va en effet de pair avec une baisse sensible de la teneur en carbonates à l'Oxfordien inférieur (Tribovillard & Ducreux), phénomène déjà observé dans d'autres bassins de la Téthys et de l'Atlantique central, ce qui accrédite la thèse d'une carence générale en carbonates à cette période (Dromart, 1986). Ces variations dans les teneurs en Si et Fe pourraient s'expliquer, soit par la modification positive du niveau eustatique connue à cette époque, soit par un approfondissement du milieu du à la baisse de la production carbonatée qui ne compense plus la subsidence.

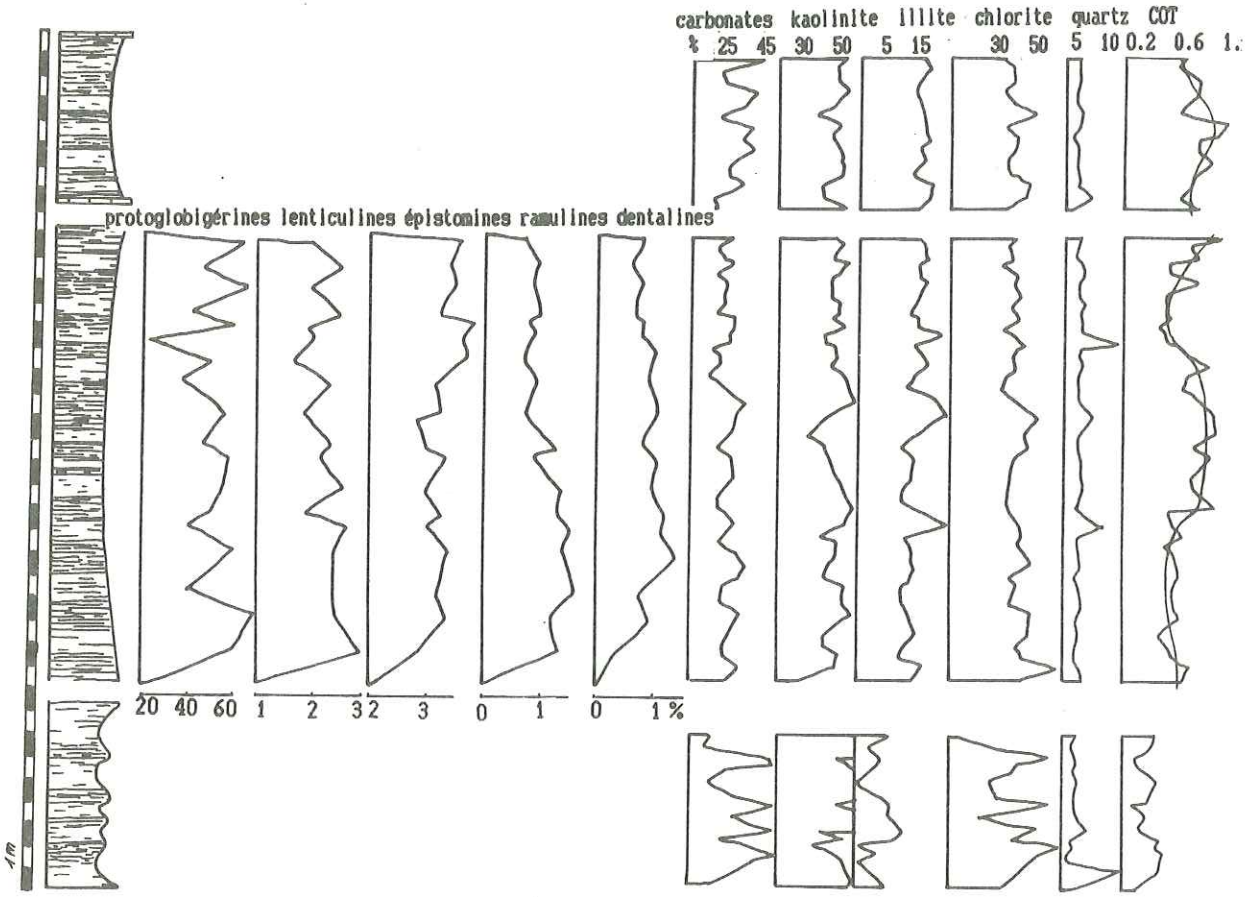


FIGURE 3. - Evolution verticale des abondances relatives de quelques taxons de la microfaune planctonique et benthique ainsi que des teneurs en carbonates, en minéraux argileux (la somme des proportions en chlorite, illite et kaolinite est ramenée à 100 %), de l'indice de quartz , du pourcentage du carbone organique total (COT). L'indice de quartz est la hauteur en mm du pic à 4,26 angströ'm du quartz, analysé avec une anticathode au cobalt. La courbe du COT montre les cycles de premier et de second ordre.

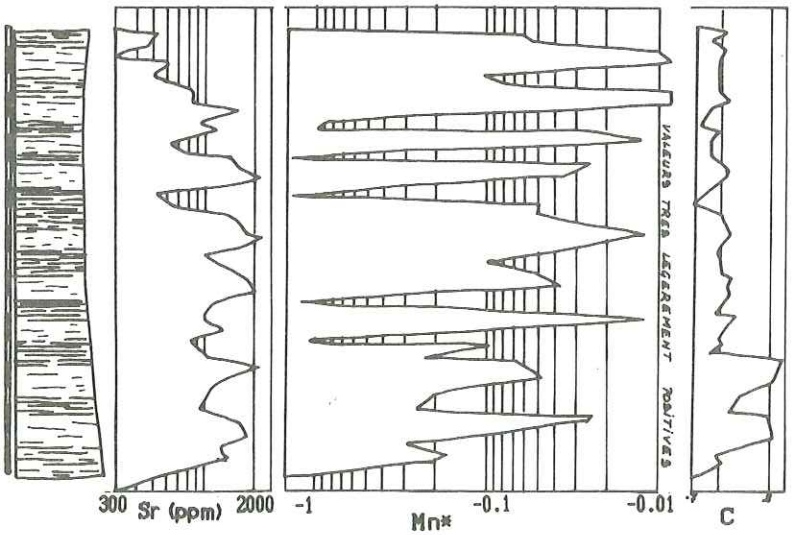


Figure 4: Evolution verticale de trois paramètres chimiques : la teneur en strontium en ppm, mesurée sur la phase soluble du sédiment ; les coefficients, mesurés sur roche totale : Mn* = log(Mn échantillon * Fe shales / Mn shales * Fe échantillon) et C = log(Fe/Ti),

Si Mn* < 0, le milieu de dépot était réducteur ;
si Mn* > 0, le milieu était oxydant ;
si Mn* = 0, le milieu était neutre.
C reflète l'importance relative dans le sédiment des apports continentaux.

CONCLUSION. - Le dépôt des Terres Noires calloviennes et oxfordiennes du bassin dauphinois s'expliquerait en partie par des phénomènes cycliques : alternance de périodes aux précipitations plus ou moins abondantes ou à répartition périodiquement plus contrastée, dans le cadre général d'un climat chaud et humide, peut-être favorable à la kaolinitisation. Les terres émergées auraient subi périodiquement une érosion plus importante, comme le suggère la répartition de la matière organique terrigène contenue dans les sédiments pélagiques. Consécutivement aux variations climatiques, le bassin subalpin auraient connu une stratification rythmique du corps d'eau qui a accentué le caractère euxinique du milieu sans que l'anoxie stricte puisse s'établir.

Enfin, la carence générale en carbonates à l'Oxfordien inférieur soulève le problème des causes de l'approfondissement du bassin : subsidence non compensée ou transgression.

REFERENCES

ARTHUR M.A. (1979). - North Atlantic Cretaceous black shales - the record at site 398 and a brief comparison with other occurences. in Ryan W.B.F., Sibuet J.C. et al.- Init. Rep. D.S.D.P., vol. 4 7B, US Gov. Print. Off., Washington, pp. 719-738.

ARTHUR M.A., DEAN W.E., BOTTJER D. & SCHOLLE P.A. (1984) - Rhythmic bedding in Mesozoic-Cenozoic pelagic carbonates sequences : the primary and diagenetic origin of Milankovitch-like cycles. in A.L. Berger et al., Milankovitch and climate, Reidel, Dordrecht, 895 p.

ARTRU P. (1972). - Les Terres Noires du Bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Statigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse Doct. es Sci. nat., Université Cl. Bernard - Lyon, 145 p.

BARLIER J., RAGOT J.-P. & TOURAY J.-C. (1974) - L'évolution des Terres Noires subalpines mériodionales d'après l'analyse minéralogique des argiles et la réflectométrie des particules carbonées. -Bull. B.R.G.M., Orléans, série 2, section II, n°4, pp. 554-576.

BERGER A. (1984) - Accuracy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the Quaternary. in A.L. Berger et al. , Milankovitch and climate, Reidel, Dordrecht, 895 p.

BROSSE E. (1983) - Géochimie minérale de sédiments à faciès black shales, Crétacé moyen de l'Atlantique nord, sites DSDP 386 & 391. - Revue de l'Inst. Franc. du Pétrole, Paris, vol. 38, n°3, pp. 299-327.

CHAMLEY H. DEBRABANT P. et al. (1980) - Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges Nord- atlantiques depuis le Jurassique supérieur. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), t. XXII, pp. 145-154.

COTILLON P. & RIO M. (1984) - Cyclic sedimentation in the Cretaceous of the DSDP sites 535 & 540 (Gulf of Mexico), 534 (Central Atlantic) and in the Vocontian Basin (France). in Buffler R.T. & Schlanger W., Init. Rep. D.S.D.P., US Gov. Print. Off., Wash., Vol. 47, pp. 336-376.

CURNELLE R. & DUBOIS P. (1986) - Evolution mésozoique des grands bassins sédimentaires français. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (8), t. II, n°4, pp. 529-547.

DARMEDRU CL., COTILLON P. & RIO M. (1982) - Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique, leurs relations dans les dépôts crétacés alternants du bassin vocontien, France S-E. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), t. XXIV, n°3, pp. 627-640.

DROMART G.D. (1986) - Faciès grumeleux, noduleux et cryptalgaires sur les marges jurassiques de la Téthys N-W et de l'Atlantique central. - Thèse Doctorat, Université Cl. Bernard - Lyon, 260 p.

ESPITALIE J., MARQUIS F. & BARSONY I. (1984) - Geochemical logging by the Oil Show Analyser. in Voothes K.J., Analytic Pyrolysis, techniques and applications. Butterworth, London, pp. 1-29.

FONTUGNE M. & DUPLESSY J.-CL. (1986) - Variation of the monsoon regime during the Upper Quaternary : evidence from carbon isotopic record of organic matter in N Indian ocean sediment cores. -Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., Amsterdam, vol. 56, pp. 69-88.

GAUTIER D. (1986) - Cretaceous shales from the Western-Interior of North America, S/C ratio and sulfur-isotope composition. - Geology, vol. 14, n°3, pp. 225-228.

MAILLOT H. & ROBERT C. (1980) - Minéralogie et géochimie des sédiments crétacés et cénozoiques dans l'Atlantique Sud. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), t. XXII, n°5, pp. 777-788.

ODIN G & KENNEDY W.J. (1982) - Mise à jour de l'échelle des temps mésozoiques. - C.R. Ac. Sci., Paris, II, 294, pp. 383-386.

PILOT J. (1976) - Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène. - Doin, Paris, 123 p.

RENARD M. (1978) - Teneurs en strontium, manganèse et fer et composition isotopique du carbone et de l'oxygène des carbonates des leg 47B & 48. -Bull. Soc. géol. France, (7), t. XX, n°4, pp. 429-439.

ROSSIGNOL-STRICK M. (1983) - African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. - Nature, Vol. 303, n°5921, pp. 46-49.

SHEU D.D. & PRESLEY B.J. (1986) - Variations of calcium carbonate organic carbon and iron-sulfides in anoxic sediments from the Orca Basin, Gulf of Mexico. - Mar. Geol., Amsterdam, vol. 70, pp. 103-118.

TRIBOVILLARD N.P. & DUCREUX J.-L. (1986) - Mise en évidences de cycles de 100 000 et 400 000 ans dans les Terres Noires calloviennes et oxfordiennes de la région de Buis-Les-Baronnies (France - S.E.). - C.R. Ac. Sci., Paris, t.303, série II , n°20, pp. 1508-1512.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13, 1987

LES GLISSEMENTS SOUS-MARINS KIMMERIDGIENS DU BASSIN SUBALPIN, TEMOINS POSSIBLES DE VARIATIONS EUSTATIQUES NEGATIVES.

KIMMERIDGIAN SLUMPS IN FRENCH SUBALPINE BASIN. EVIDENCE OF SEA-LEVEL FALLS ?.

par François ATROPS[1, 2] et Serge FERRY[1]

[1] Université Claude Bernard - Lyon 1, Centre des Sciences de la Terre, 43, Bd du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne cedex.
[2] Centre de paléontologie stratigraphique et paléoécologie, associé au C.N.R.S. (UA 11).

RESUME : Quatre glissements sous-marins, dont trois de vaste extension, sont recensés dans le Kimméridgien inférieur. Les trois premiers se mettent successivement en place à l'extrême sommet de la "barre calcaire rauracienne" (Oxfordien sup.) et dans la base plus marneuse du Kimméridgien inférieur, le dernier dans la base d'une deuxième petite "vire" qui termine le sous-étage. La coincidence entre trois phénomènes tels que (a)- dérive momentanée de la sédimentation calcaire pélagique vers les marnes, (b)- glissements majeurs et (c)- renouvellements des faunes d'ammonites est donc répétée deux fois. L'eustatisme nous parait etre le mécanisme le plus simple capable d'apporter une explication compréhensive à ces phénomènes.

ABSTRACT : Four slump deposits, three of them of wide extent, have been traced in the lower Kimmeridgian of French Subalpine Ranges. The first three occur at the very top of the "Rauracian cliff" (limestones mainly u. Oxfordian in age) and the last at the basis of a thin marly episode that ends the lower Kimmeridgian. We register thus twofold the coincidence between (a)- short shifts of the pelagic limy sedimentation toward marls (in fact, alternating lms. and marls), (b)- major slumps, and (c)- renewals of the ammonite fauna from which is built the biozonation. We suggest that sea-level oscillations may offer the various mechanisms we need to explain this coincidence.

1. Introduction.

Des glissements sous-marins sont présents dans le Kimméridgien inférieur du bassin subalpin où ils peuvent remobiliser une part importante des calcaires sous-jacents (Oxfordien sup.). Ils sont cependant moins fréquents que ceux du Tithonique et du Berriasien et de ce fait ont beaucoup moins retenu l'attention des géologues (Recy, 1965 ; Beaudoin, 1977 ; Atrops, 1982, 1984a).

La figure 1 montre l'allure générale de la série pélagique virtuelle du jurassique terminal subalpin. Celle-ci a été débarrassée de ses accidents sédimentaires (resédiments gravitaires) et a été volontairement simplifiée de façon à mieux faire ressortir les principaux ensembles lithologiques. Elle est constituée de deux barres calcaires séparées par la zone plus marneuse et plus tendre (alternance calcaire-marne) du Kimméridgien inférieur. Dans le détail, la dérive de la sédimentation vers les marnes débute au sommet de la zone à Planula (sous-zone à Galar), se poursuit dans la base du kimméridgien (zone à Platynota) pour culminer à la base de la zone à Hypselocyclum (première vire marneuse). Le retour à une sédimentation plus calcaire est brièvement interrompu au sommet du Kimméridgien inférieur (zone à Divisum) par une deuxième vire marneuse, constante dans toutes les séries du Sud-Est, la "vire à Crussoliceras". Les ensembles lithologiques distingués se suivent dans tout le bassin dauphinois, depuis la "fosse vocontienne" jusque sur ses bordures (Ardèche, Arc de Castellane). Grâce aux ammonites, on a pu montrer le caractère isochrone des changements de lithologie. Employées conjointement, les données lithostratigraphiques et biostratigraphiques autorisent donc des corrélations très précises sur de longues distances. Elles permettent de situer exactement le moment de départ des glissements et de différencier des événements proches dans le temps.

Les figures 2 et 3 situent respectivement les changements constatés dans les faunes d'ammonites et les deux groupes de "slumps" (S1-S3 puis S4) par rapport à la série virtuelle.

Nous allons nous intéresser plus en détail à la coincidence entre phénomènes sédimentaires et phénomènes biologiques car elle est exemplaire.

2. Les glissements sous-marins, témoins de périodes de bas niveau marin.

Le premier groupe de "slumps" est constitué de trois glissements (S1, S2 et S3, fig. 2) qui ne sont pas présents partout et ont une importance inégale selon les endroits. S3 est le plus important dans le bassin où il peut affecter une part importante de la barre calcaire de l'Oxfordien supérieur (zone à Planula). Mais il se met en place au Kimméridgien inférieur (sous-zone à Hippolytense) comme le prouve l'age des premiers

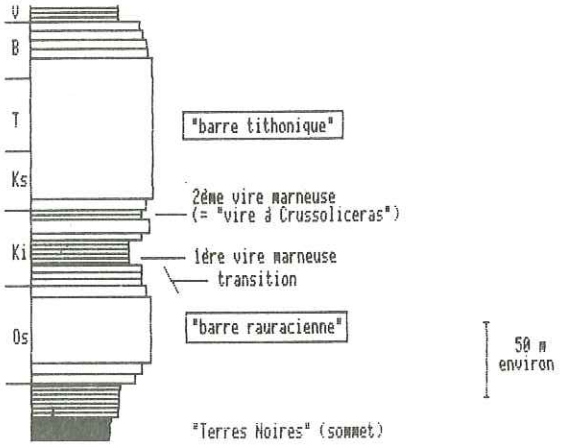


Fig. 1 : Allure schématique de la série pélagique virtuelle du Jurassique terminal subalpin.
Os : Oxfordien sup.; Ki : Kimméridgien inf.; Ks : Kimméridgien sup., T : Tithonique, B : Berriasien, V : Valanginien.

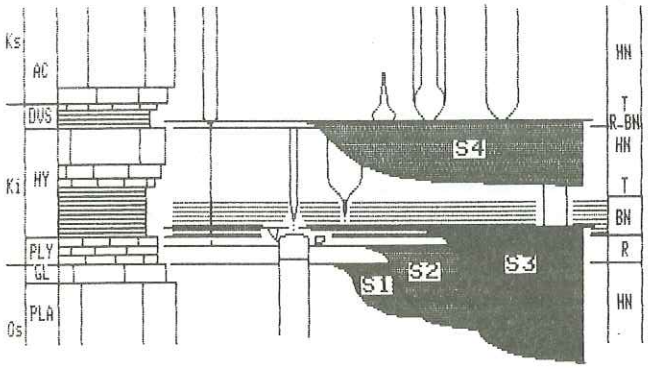


Fig. 2 : Position stratigraphique des quatre glissements (S1 à S4) reconnus dans le Kimméridgien inférieur du bassin subalpin.
HN : période de haut niveau marin, R : régression, BN : bas niveau, T : transgression.
La répartition stratigraphique des principaux genres d'ammonites (voir fig. 3) a été placée en filigrane afin de faciliter le repérage.

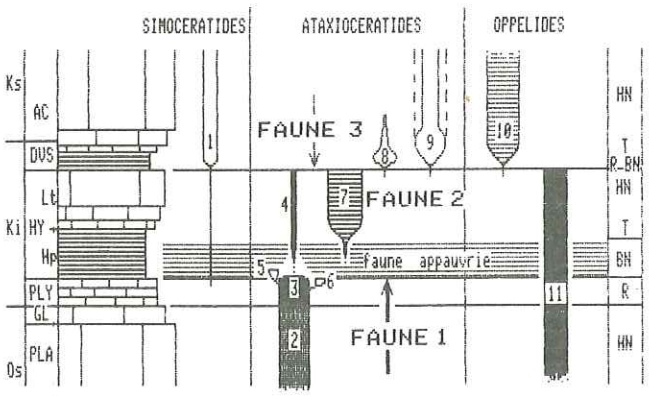


Fig. 3 : Répartition des principaux genres d'ammonites du Kimméridgien inférieur, par rapport à la série pélagique subalpine virtuelle.
1, Nebrodites ; 2, Orthosphinctes ; 3, Ardescia ; 4, Ardescia gr. inconditus ; 5, Schneidia ; 6, Parataxioceras gr. praehomalinum ; 7, Parataxioceras s.st. ; 8, Crussoliceras ; 9, Progeronia ; 10, Taramelliceras ; 11, Metahaploceras.
Zones d'ammonites : PLA, Planula ; GL, Galar ; PLY, Platynota ; HY, Hypselocyclum (Hp : sous-zone à Hippolytense, Lt : sous-zone à Lothari) ; DVS, Divisum ; AC, Acanthicum.

sédiments déposés au-dessus de lui. S1 et S2 sont moins développés. S2 prend cependant une certaine importance sur la bordure méridionale du bassin (Arc de Castellane). L'âge de S2 est déterminé de la meme façon que pour S3 (partie supérieure de la zone à Platynota). S2 peut également affecter l'Oxfordien supérieur. S1 se place précisément au niveau de la limite Oxfordien-Kimméridgien (passage sous-zone à Galar/zone à Platynota). Dans certains secteurs du bassin, il peut y avoir superposition de plusieurs de ces glissements.

Le deuxième groupe est nettement moins important. Aux incertitudes de corrélation près, il semble que tous les "slumps" connus à ce niveau correspondent à un événement unique, nommé S4. Peu marqué dans les chaînes subalpines, ce glissement se développe surtout sur la bordure ardèchoise (région d'Aubenas ; Atrops 1982). Il se met en place au niveau de la "vire à Crussoliceras" (zone à Divisum) mais affecte une certaine épaisseur de terrains sous-jacents (zone à Hypselocyclum).

Dans l'ensemble, ces deux groupes de slumps se mettent donc en place précisément (âge de l'événement et non du matériel remanié) au moment du retour à une sédimentation plus marneuse ou en période de sédimentation marneuse proprement dite.

L'idée que les vires marneuses de la série vocontienne résultent des effets indirects d'abaissements généralisés du niveau des mers a été exposée par ailleurs (Ferry et Rubino, 1987 ; Ferry, ce volume). Ces vires correspondraient, sur les plates-formes carbonatées environnantes, aux discontinuités sédimentaires qui terminent les séquences de comblement de Klupfel. La correspondance entre une discontinuité et une vire n'est pas obligatoire. Elle dépend de l'ampleur de l'oscillation eustatique. Cette interprétation conduit à mettre en doute l'interprétation tectonique de la séquence de Klupfel. L'importance des régressions en fin de cycle de remblaiement est soulignée. Cela mène à considérer la sédimentation sur les plates-formes comme étant très discontinue. La dérive de la sédimentation pélagique vers les marnes est expliquée par la conjonction de plusieurs causes. La première est directe: l'émersion des formations carbonatées de plate-forme stoppe ou diminue la production de boue biodétritique susceptible d'alimenter partiellement le bassin. Une chute de quelques dizaines de mètres du niveau marin est sans doute suffisante pour avoir des effets considérables. La deuxième cause est indirecte. Le carbonate des sédiments pélagiques vocontiens est produit en grande partie par le nannoplancton (Cotillon et al., 1980) et sa teneur dans le sédiment varie aux gré de conditions de milieu oscillantes, qui paraissent liées à des changements climatiques. Les vires marneuses des séries de bassin pourraient être dues à des chutes durables de la production carbonatée planctonique, à la suite de détériorations climatiques accompagnant les régressions eustatiques. L'arrivée fréquente de faunes d'ammonites boréales dans ces vires (Thieuloy, in Besse et al., 1986) est un argument en ce sens.

Le modèle eustatique de sédimentation de marge développé par Vail et coll. (Vail et al., 1984) au cours des dix dernières années enseigne que les zones d'accumulation sédimentaire se déplacent. En période de basses eaux, s'édifient les prismes turbiditiques de bas niveau, qui deviennent provisoirement inactifs au cours des transgressions puis sont réalimentés tardivement, lorsque les systèmes de dépot, rejetés à la cote lors des transgressions, ont suffisamment progradé vers le large pour le permettre. En modifiant le niveau de base, les régressions favorisent en outre le remaniement de sédiments déposés sur la plate-forme en période de hautes eaux. Ceci peut se faire de deux manières, par érosion linéaire ou glissement. Le creusement messinien du canyon du Rhône, par eustatisme endoréique (Clauzon, 1982), est un exemple particulièrement spectaculaire du premier cas. L'augmentation de l'hydrodynamisme sur le plate-forme externe en période de régression (action des tempêtes notamment), augmente la probabilité de déstabilisation mécanique brutale des sédiments et peut nourrir la formation de mégaturbidites (si du sable est disponible) ou de glissements de grande envergure (sédiments vaseux). Dans le Crétacé inférieur du Sud-Est de la France, les mégaglissements ont tendance à se mettre en place en fin de séquence sédimentaire (Ferry et Rubino, 1987), c'est à dire à la fin des épisodes de sédimentation calcaire et dans la base des vires marneuses dans les séries de bassin. Cette coincidence est donc toujours aussi nette dans le Kimméridgien. Elle conforte l'idée que les glissements observés sont causés par des mouvements eustatiques négatifs.

Or c'est précisement au niveau des vires marneuses que s'effectuent les changements majeurs de la faune d'ammonites. Cette observation est utilisée comme argument en faveur de l'eustatisme dans le Crétacé inférieur (Ferry et Rubino, 1987). Mais les faunes y sont moins bien connues que dans le Kimméridgien. Nous allons détailler notamment les deux phases évolutives majeures des Ataxioceratidae s.st., en parallèle avec les changements de la lithologie. L'exemple est démonstratif. Il soulève par ailleurs des questions fondamentales sur la manière dont s'effectuent les "renouvellements" de faunes.

3. Evolution des ammonites ; relations avec les modifications du milieu.

Les séries de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France sont riches en ammonites. Parmi elles, les Ataxioceratidae sont largement représentés. L'évolution de ce groupe se fait selon des modalités variées. Les changements importants qu'il subit au cours du Kimméridgien inférieur ont permis de l'utiliser pour bâtir, dans le Sud-Est, une échelle biostratigraphique détaillée (Atrops, 1982) valable pour la province subméditerranéenne. Nous disposons pour ce groupe d'un schéma phylétique qui retrace l'évolution des lignées et précise leurs relations (Atrops, 1982 ; 1984b).

3.1. Evolution des Ataxioceratidae.

Pendant le Kimméridgien inférieur, elle se fait en trois étapes séparées par deux coupures importantes. Trois faunes se succèdent (fig. 3). La première comprend les Orthosphinctes s.str., les Orth. (Ardescia) s.str., les Ataxioceras (Parataxioceras) du groupe praehomalinum et les Ataxioceras (Schneidia), la deuxième les Orth. (Ardescia) du groupe inconditus et les Atax. (Parataxioceras) s.str.. Ce sont les Ataxioceratidae s.str. dont l'étude sera limitée aux microconques. La troisième faune inclut les Crussoliceras-Garnierisphinctes et les Progeronia (= Ataxioceratidae s.l.).

a) Faune 1.

L'histoire de cette faune correspond à une période de diversification du groupe, accompagnée d'extinctions rapides qui contrastent avec la stabilité enregistrée dans la formation calcaire de la "barre rauracienne" (fig. 1). Le type primitif Orthosphinctes s.str. est conservé longtemps, de la zone à Bimammatum de l'Oxfordien supérieur jusqu'à l'extrême base du Kimméridgien inférieur. Une accélaration évolutive se produit au cours de la zone à Platynota. Des Orthosphinctes s.str. on passe par anagenèse aux Ardescia qui évoluent rapidement. Puis deux phases cladogénétiques conduisent d'abord aux Parataxioceras du groupe praehomalinum, ensuite aux Schneidia. Toutes les potentialités évolutives des Ataxioceratidae s.str. s'expriment rapidement. Les coquilles tendent à devenir involutes (tendance très accusée chez les Schneidia). Ainsi, du type d'enroulement serpenticône, on passe au type platycône ou même oxycône. Il y a diminution importante de la taille adulte (Ardescia). Une ornementation particulière se développe (cotes polyplocoides des Parataxioceras et des Schneidia).

Ces trois rameaux ont une extension stratigraphique verticale limitée. La tentative vers le type Parataxioceras, qui semble être l'évolution normale du groupe depuis les Ardescia échoue rapidement. Les Ardescia diminuent alors de taille et s'éteignent par des formes naines au sommet de la zone à Platynota. Seul, le rameau très spécialisé des Schneidia avec ses caractères particuliers (coquilles involutes, côtes polyplocoides) réalise brusquement le stade qui sera acquis par les Parataxioceras s.str. en fin d'évolution (faune 2). Ces Schneidia sont les derniers témoins de la faune 1.

Le passage entre les zones à Platynota et Hypselocyclum, qui se place au niveau de la première vire marneuse, représente donc une coupure importante chez les Ataxioceratidae s.str. Les trois glissements S1 à S3 se mettent en place au moment de l'accélération évolutive et de la coupure finale. La première paraît représenter une adaptation de la faune à un milieu qui change. Le changement pourrait être la détérioration climatique combinée avec la régression eustatique, évoquée plus haut pour expliquer la dérive de la sédimentation calcaire vers les marnes. La grande pauvreté en ammonites des sédiments au moment du relai faunique (fig. 3) coinciderait avec la phase de bas niveau où les conditions de milieu paraissent les moins favorables. Seules quelques formes très spécialisées subsistent encore à la base de cette vire (horizon à lussasense de la sous-zone à Hippolytense), au moment où démarre discrètement la deuxième faune d'Ataxioceratidae s.str. On peut citer à l'appui de cette idée l'opinion de plusieurs auteurs sur la signification du nanisme (Hallam, 1965 ; Tintant, 1984) et de la tendance à l'involution de la coquille chez certaines formes d'ammonites (Tintant et alii, 1982 ; Marchand, 1984 ; Donovan, 1985 ; Atrops et Melendez, 1987). Ces deux caractères représenteraient des adaptations à des conditions défavorables ou à des diminutions de la profondeur du milieu.

b) Faune 2.

Elle évolue dans la zone à Hypselocyclum. Elle est constituée (fig. 3) en majorité par les Parataxioceras s.str., auxquels sont associées de rares Ardescia du groupe inconditus, formes primitives n'évoluant pratiquement pas. Ils ne sont pas directement reliées aux formes morphologiquement très proches qui les précèdent dans la zone à Platynota. Il existe un hiatus entre les deux. Ainsi les Parataxioceras s.str. ne dérivent pas directement des Parataxioceras du groupe praehomalinum. Ils poursuivent, sur une période

relativement longue (zone à Hypselocyclum), l'évolution amorcée par ce dernier groupe puis brusquement stoppée. Mais contrairement à ce qui se passe pour la faune 1, aucun rameau cladogénétique n'apparait au cours de cette évolution itérative. L'évolution se fait par anagenèse pour aboutir à des formes voisines de celles qui furent réalisées pendant la diversification de la faune 1. On note de la même manière une réduction progressive de l'ombilic et de la taille adulte. Les coquilles au départ serpenticônes deviennent platycônes puis oxycônes. L'ornementation polyplocoïde se développe. Ainsi les formes évoluées des Parataxioceras s.str. sont morphologiquement très proches des Schneidia de la faune 1 mais ne leur sont pas reliées phylétiquement. La faune 2 s'éteint brutalement et définitivement à la base de la deuxième vire marneuse ("vire à Crussoliceras") qui marque une coupure importante. Les Ataxioceratidae s.str. ont alors complètement disparu.

c) Faune 3.

Dès la base de la deuxième vire marneuse, donc assez brutalement, les Ataxioceratidae s.str. sont remplacés par d'autres Ataxioceratidae qui ne leur sont pas directement liés, les Progeronia et surtout les Crussoliceras-Garnierisphinctes. Déjà apparus discrètement au sommet de la série plus calcaire de la sous-zone à Lothari (fig. 3), ils explosent ensuite, d'où le nom de "vire à Crussoliceras" donné à la deuxième vire marneuse du Kimméridgien inférieur. La coupure est plus profonde qu'au niveau de la première vire marneuse.

3.2. Autres ammonites.

D'autres groupes d'ammonites, qui avaient traversé sans dommage la première crise, sont aussi affectés par la deuxième coupure (fig. 3). Chez les Oppelidae, les Metahaploceras disparaissent à la base de la "vire à Crussoliceras", exactement au même niveau que les Ataxioceratidae s.str. Ils sont remplacés par les Taramelliceras s.str. qui ne dérivent pas directement des Metahaploceras. Un genre de Simoceratidae, les Nebrodites, apparu au sommet de la zone à Platynota, devient abondant à partir de la zone à Divisum.

En résumé, on assiste dans le Sud-Est de la France au cours du Kimméridgien inférieur à de très importantes modifications de la faune d'ammonites, notamment des Ataxioceratidae s.str. L'évolution présente un net caractère itératif dans ce groupe où des formes proches mais non reliées phylétiquement sont réalisées à deux reprises mais selon des modalités différentes, par cladogenèse ou par anagenèse. La première étape correspond à une phase de diversification rapide qui prend fin avec l'apogée de la crise, à la base de la première vire marneuse. Cette première vire est pauvre en faune et marque la première coupure. La deuxième vire marneuse correspond à une coupure encore plus profonde et beaucoup plus brutale. Elle interrompt la deuxième phase évolutive des Parataxioceras qui s'est d'ailleurs effectuée sans innovation morphologique majeure. Elle affecte aussi le groupe des Oppelidae qui avait traversé la première crise sans dommage. Il n'y a pas, cette fois, de "zone à faune appauvrie" (fig. 3) comme dans la première vire.
Le remplacement est beaucoup plus brutal.

3.3. Interprétation.

Ziegler (1967) fut l'un des premiers à montrer que les ammonites ne sont pas des formes pélagiques ou nectoniques indépendantes du milieu mais qu'elles possèdent, au contraire, des exigences écologiques précises. Chaque famille colonise de préférence un milieu déterminé et a une distribution bathymétrique particulière. Plus récemment, on a pensé que la forme de la coquille pouvait être reliée aux caractères du milieu et que, parmi ceux-ci, la profondeur était le facteur essentiel, comme nous l'avons déjà signalé à propos de l'évolution de la faune 1. Ces données sont tirées de l'observation des modifications morphologiques que subissent divers groupes d'ammonites à des périodes et dans des milieux différents, répartis sur une aire géographique assez vaste. L'évolution verticale des faunes dans un milieu donné, soumis à des changements au cours du temps, n'est pas vraiment abordée, ce qui nuit à la précision de l'argumentation. Dans le Sud-Est de la France, nous opérons au contraire dans un milieu pélagique homogène, comme le prouve la possibilité de corrélations lithologiques très fines sur de grandes distances.

Quant aux renouvellements de faunes, le rôle de l'eustatisme a été souligné par plusieurs auteurs (Hallam, 1978, 1985 ; Enay, 1980). Les régressions favoriseraient le provincialisme, les transgressions les échanges.

Faisons deux remarques. La première porte sur l'ambiguité du terme de régression. Il ne faut pas confondre en effet les faciès régressifs de la séquence de comblement de Klupfel avec l'abaissement généralisé (eustatique) du niveau des mers, qui le suit dans le temps (Ferry et Rubino, 1987). Toute séquence

de comblement est automatiquement "régressive" mais le déplacement de la ligne de rivage et la diminution de profondeur due au comblement de la plate-forme externe peuvent très bien s'effectuer à niveau marin constant. Il y a peut-être là une des raisons des décalages constatés entre les courbes eustatiques proposées par différents auteurs, comme par exemple celles de Hallam (1978) et de Vail (1984) à la limite Oxfordien-Kimméridgien. Une régression eustatique découvre la plate-forme partiellement ou totalement. Elle ne laisse que peu de traces sédimentaires dans les domaines peu profonds. Elle se marque surtout par des surfaces d'érosion (Ferry et Rubino, 1987), celles-là mêmes que Vail et coll suivent plus aisément par la prospection sismique des marges que nous autres géologues sur le terrain. Il est même possible que, dans les systèmes sédimentaires carbonatés, la sédimentation soit très ralentie pendant une longue période dans le bassin même.

La deuxième remarque porte sur les effets purement "mécaniques" attribués aux transgressions et régressions, c'est-à-dire l'ouverture ou la fermeture des voies de migration censées jouer un rôle considérable dans les renouvellements fauniques. L'arrivée de faunes boréales dans les vires marneuses du Valanginien (Thieuloy, in Besse et al., 1986) ou du Kimméridgien (plus grande abondance des Rasenia à la base de la première vire marneuse et dans la "vire à Crussoliceras") indiquerait au contraire que les voies d'échanges ne sont guère affectées au moment des crises biologiques qui semblent par ailleurs correspondre à des périodes de bas niveau marin. Si une telle observation se confirme, il faudrait envisager pour les ammonites la possibilité d'un provincialisme climatique en milieu marin ouvert. Il y aurait contraction des zones climatiques au cours des périodes de refroidissement correspondant aux vires marneuses. Une certaine analogie de comportement pourrait donc exister entre les ammonites et les foraminifères planctoniques pour lesquels l'exemple du Quaternaire montre que les aires de vie fluctuent considérablement en milieu océanique ouvert au gré des oscillations climatiques. L'effet migratoire purement climatique devrait donc être dissocié de l'effet migratoire "mécanique" (courants, réouverture de voies de passage). A l'appui de cette idée, nous citerons les Crussoliceras qui apparaissent dans la deuxième vire marneuse du Kimméridgien inférieur dans le Sud-Est de la France et qui poursuivent leur évolution au Kimméridgien supérieur dans des régions plus nordiques (Enay, 1985). Le retour à une sédimentation plus calcaire dans le bassin correspondrait à une amélioration climatique qui déplacerait leur territoire vers le Nord. Cette hypothèse est compatible avec l'idée suggérée à plusieurs reprises que les vires marneuses traduisent à la fois des détériorations climatiques et des phases de bas niveau marin relatif.

En résumé, voici comment nous interprétons les changements qui affectent la faune d'ammonites au Kimméridgien inférieur. Nous insistons sur la conjonction des effets négatifs des régressions puis positifs des transgressions eustatiques qui nous paraissent couplées avec des modifications climatiques. Nous mettons surtout l'accent sur le rôle considérable mais négligé des régressions eustatiques. Elles préparent la compétition qui s'opérera entre les groupes au moment de la reconquête des territoires perdus (transgressions).

La phase de stabilité évolutive de l'Oxfordien supérieur et la nature calcaire de la sédimentation pélagique traduisent une période de haut niveau marin et de climat relativement chaud. Une détérioration climatique se produit conjointement avec un abaissement du niveau marin à la limite Oxfordien-Kimméridgien, accélérant l'évolution des Ataxioceratidae s.str. (faune 1). Le changement du milieu paraît suffisamment graduel pour le permettre. La phase de bas niveau marin marque l'apogée de la crise, à la fois pour les ammonites et pour le système sédimentaire (vire marneuse). Pendant ce temps, l'augmentation de l'hydrodynamisme sur la plate-forme externe encore ennoyée augmente la probabilité d'occurrence de glissements sous-marins ("slumps" S1 à S3). Une légère amélioration climatique, couplée avec une petite transgression, intervient pendant la deuxième moitié de la sous-zone à Hippolytense et la sous-zone à Lothari. Elle ramène à des conditions de milieu peu différentes de celles créées temporairement au cours de la lente régression du Kimméridgien tout à fait basal. La faune 2 répète alors l'évolution de la faune 1 en créant des formes mimétiques mais non phylétiquement liées aux premières. Une très forte (et rapide?) régression se produit à la fin de la zone à Hypselocyclum, engendrant une coupure majeure dans la faune d'ammonites. Le bouleversement du système sédimentaire est alors tel que la sédimentation pourrait être plus ralentie même dans le bassin. Telle semble être la cause de la brutalité du changement faunique qui s'opère ensuite pendant la transgression. Celle-ci ramènera une nouvelle phase de stabilité évolutive en même temps qu'une sédimentation plus calcaire. Le glissement S4 coincide avec cette chute du niveau marin.

4. Conclusions.

On constate dans le Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France la coïncidence deux fois répétée entre glissements synsédimentaires sous-marins, décalages de la sédimentation pélagique calcaire vers les marnes et renouvellements de la faune d'ammonites. Cette coïncidence peut s'expliquer simplement par les effets

directs et indirects (changements climatiques) d'oscillations eustatiques dont il paraît même possible d'évaluer la gradation grâce aux faunes d'ammonites. Celles-ci permettent donc de compléter et meme d'affiner une argumentation qui, jusqu'alors, était fondée exclusivement sur l'évolution spatio-temporelle des systèmes sédimentaires. Si nos conclusions sont valables et généralisables, nous mettons ainsi en lumière le rôle toujours sous-estimé des régressions eustatiques, non seulement sur les sédiments mais aussi sur la faune. Dans le régime de sédimentation pélagique calcaire qui prévaut dans le Mésozoïque du bassin vocontien, les régressions se marquent souvent par des déstabilisations généralisées des sédiments de transition entre la plate-forme carbonatée et le bassin, générateurs de "slumps" de grande dimension. Ils se mettent en place à l'extrème base des vires marneuses ainsi que le montre l'exemple du Kimméridgien inférieur.

REFERENCES CITEES

ATROPS (F.) (1982). - La sous-famille des Ataxioceratinae dans le Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France. Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres Orthosphinctes et Ataxioceras. Doc. Lab. géol. Lyon, v. 83, 463 p.

ATROPS (F.) (1984a). - Jurassique supérieur-Kimméridgien, bordure ardéchoise, chaînes subalpines. In: Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. B.R.G.M., n° 125, vol. 1, p. 248-249 et p. 255-257.

ATROPS (F.) (1984b). - Genres et sous-genres chez les Ataxioceratinae (Ammonitina, Perisphinctidae) de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXVI, n° 4, p. 633-644.

ATROPS (F.) et MELENDEZ (G.). - Palaeobiogeography and evolutionary trends in lower Kimmeridgian Ataxioceratids from Spain. 2nd Intern. Cephalopod Symp. Tübingen, Schweizerbart édit., 9 p. (sous presse)

BEAUDOIN (B.) (1977). - Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: le Jurassique terminal-Berriasien des Chaînes subalpines méridionales. Thèse d'Etat, Univ. Caen, 339 p.

BESSE (J.), BOISSEAU (T.), ARNAUD-VANNEAU (A.), ARNAUD (H.), MASCLE (G.) et THIEULOY (J.-P.) (1986). - Modifications sédimentaires, renouvellements des faunes et inversions magnétiques dans le Valanginien de l'hypostratotype d'Angles. Bull. Centres Rech. Elf-Aquit., v. 10, n° 2, p. 365-368.

CLAUZON (G.) (1982). - Le canyon messinien du Rhone: une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (Hsu, Cita et Ryan, 1973). Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXIV, n° 3, p. 597-610.

COTILLON (P.), FERRY (S.), GAILLARD (C.), JAUTEE (E.), LATREILLE (G.) et RIO (M.) (1980). - Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur: mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXII, n° 5, p. 735-744.

DONOVAN (D. T.) (1985). - Ammonite shell form and transgression in the British Lower Jurassic. In (U. BAYER & A. SEILACHER edit.) Sedimentary and evolutionary cycles, Springer-Verlag, Berlin, p. 48-57.

ENAY (R.) (1980). - Paléobiogéographie et ammonites jurassiques: "rythmes fauniques" et variations du niveau marin ; voies d'échanges, migrations et domaines biogéographiques. Mém. h. s. Soc. géol. Fr., n° 10, p. 261-281.

ENAY (R.) (1985). - Seuils et voies d'échanges: rôle dans la distribution et l'évolution des ammonites jurassiques. Bull. Sect. Sc., Géol., éd. C.T.H.S., Paris, t. 9, p. 203-215.

FERRY (S.) (à paraitre). - Le détritisme carbonaté profond dans le Crétacé inférieur du Sud-Est français. Ses rapports avec l'eustatisme. Géol. alpine.

FERRY (S.) et RUBINO (J.-L.) (1987). - Les séquences carbonatées néocomiennes du Sud-Est de la France sont-elles le résultat d'oscillations eustatiques ? C. R. Acad. Sc. Paris, à paraitre.

HALLAM (A.) (1965). - Environmental causes of stunting in living and fossil marine benthonic invertebrate. Paleontology, v. 8, n° 1, p. 132-155.

HALLAM (A.) (1978). - Eustatic cycles in the Jurassic. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., v. 23, n° 1, p. 1-32.

HALLAM (A.) (1985). - Jurassic molluscan migration and evolution in relation to sea level changes. In (U. BAYER & A. SEILACHER edit.) Sedimentary and evolutionary cycles, Springer-Verlag, Berlin, p. 4-5.

MARCHAND (D.) (1984). - Ammonites et paléoenvironnements ; une nouvelle approche. Geobios, Mém. sp. n° 8, p. 101-107.

RECY (J.) (1965). - Les glissements sous-marins synsédimentaires dans les sédiments secondaires de la fosse vocontienne. Thèse spécialité, Univ. Lyon, 95 p.

TINTANT (H.), MARCHAND (D.) et MOUTERDE (R.) (1982). - Relations entre les milieux marins et l'évolution des Ammonoidés: les radiations adaptives du Lias. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXIV, n° 5-6, p. 951-961.

TINTANT (H.) (1984). - Exemples de nanisme spécifique chez les Nautiloides du genre Paracenoceras au Jurassique moyen. Geobios, Mém. sp. n° 8, p. 403-410.

VAIL (P.R.), HARDENBOL (J.) and TODD (R.G.) (1984). - Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In J.S. SCHLEE (ed.): Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. A.A.P.G. Mem., n° 36, p. 129-144.

ZIEGLER (B.) (1967). - Ammoniten-Oekologie am Beispiel des Oberjura. Geol. Rdsch., v. 56, p. 439-464.

RESEDIMENTATION AU JURASSIQUE TERMINAL-BERRIASIEN : MECANISMES ET PALEOMORPHOLOGIES

Bernard BEAUDOIN *, Philippe JOSEPH *, ** et Isabelle COJAN *

Résumé - L'analyse des resédiments carbonatés, turbidites *(s.l.)* et slumps permet d'approcher la dynamique des dépôts gouvernés par l'existence de pentes ; l'augmentation du pourcentage en resédiment en fin de mégaséquence enregistre, dans le bassin, la progradation des plates-formes bordières. Les paléomorphologies peuvent être finement reconstituées, telle la vallée sous-marine de Ceüse présentée à titre d'exemple, et qui montre des resédiments variés d'un appareil turbiditique.

Abstract - Analysis of carbonate resediments, turbidites *(s.l.)* and slumps, allows to approach the dynamics of sediment deposition governed by slopes. The increase in the percentage of resediment at the end of the megasequence is a record, in the basin, of the progradation of the surrounding platforms. Paleomorphologies can be very acurately reconstructed, such as the Ceüse canyon, shown here as an example of varied sediments within a turbiditic system.

Sur des épaisseurs et dans des proportions très variées, la série carbonatée qui représente le Tithonique - Berriasien dans le bassin subalpin comporte de nombreux niveaux **resédimentés** qui s'intercalent entre des bancs calcaires séparés ou non par des interlits marneux (B. Beaudoin, 1977). Ces niveaux, soit détritiques (calcarénites (turbidites), conglomérats, ...), soit contournés (slumps), témoignent de la dynamique de leur dépôt et, après être restés longuement énigmatiques voire ignorés, permettent de restituer les paléomorphologies à diverses échelles.

I - LES RESEDIMENTS : CARACTERES ET MECANISMES

La présence de faciès grossiers dans la série fut naturellement reconnue depuis longtemps : ainsi W. Kilian (1888) avait été frappé par la présence de calcaires "bréchoïdes", conglomératiques, "bréchiformes", "conglomérés", et avait même signalé, localement, des "mélanges d'espèces d'Ammonites". Les structures de contournement (slumps) furent elles identifiées plus tard par J. Goguel (1938) qui envisageait les conditions de ces glissements synsédimentaires et évoquait la possibilité de coulées boueuses assurant un transport en masse du sédiment pour rendre compte des bancs « classés (...) formés en une seule fois ».

Les progrès décisifs de la connaissance des objets, mécanismes et appareils turbiditiques et le développement des études de terrain, notamment par le groupe de l'Ecole des Mines (B. Beaudoin, 1972, 1977, et, en particulier, J. Moutte et P. Soler 1975, I. Poussin-Cojan, 1976 ; P. Joseph et T. Sempéré, 1977) ont permis de mieux comprendre la mise en place de ces faciès qui représentent, une part importante, voire dominante des dépôts : un critère simple est (fig. 1) le pourcentage en resédiments correspondant au rapport de l'épaisseur cumulée de ceux-ci à l'épaisseur totale (opérations effectuées avec les épaisseurs actuelles, non décompactées, ce qui néanmoins ne doit pas déformer significativement les résultats) ; au sein de la part resédimentée, nous avons distingué la contribution des slumps : ainsi par exemple à Sisteron (S) on mesure 40 % de resédiments, et, au sein de ceux-ci, 75 % de slumps.

* Ecole des Mines de Paris, C.G.G.M. - Laboratoire de Sédimentologie,
35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cédex et G.S. GENEBASS
** BEICIP, 232 av. Napoléon Bonaparte, BP 213, 92502 Rueil-Malmaison Cédex

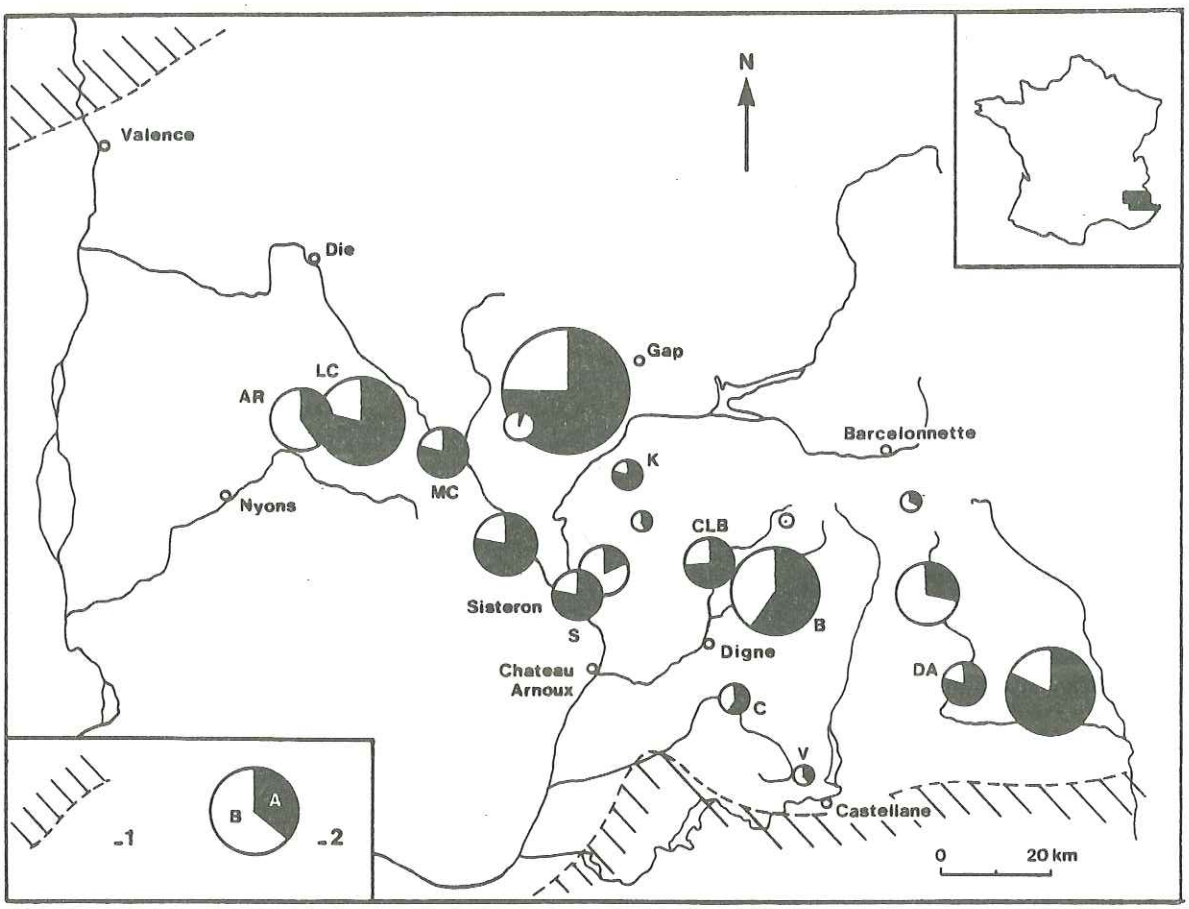


Fig. 1 - Pourcentages en resédiments.
1. Zones de plates-formes bordières ; 2. Rayon du cercle proportionnel au pourcentage (ex. : 70 %) , A. slump, B. conglomérats et turbidites.

Resediment ratio.
1. Border plateform ; 2. Radius proportional to ratio, A. slumps, B. Conglomerates and turbidites.

Les resédiments grossiers, calcarénites et conglomérats, témoignent le plus souvent d'un important déplacement de leurs éléments constitutifs dans le temps et dans l'espace (B. Beaudoin, 1977) : ainsi par exemple des fragments d'âge kimmeridgien re-déposés au Berriasien supérieur (Bramefain, près de Ceüse), ainsi des oolithes parfois fragmentées transportées (canyon de Ceüse) à plus de 70 km de leur zone vraisemblable de formation.

Ce déplacement peut être approché par la mesure des directions et sens du courant enregistrés par les **figures sédimentaires** présentes sur la semelle des séquences, mesures qui permettent de restituer pas à pas la paléomorphologie *(ib.)*.

Les mécanismes-mêmes du transport sont révélés par l'analyse des structures, et l'examen de celles-ci indique que, par référence aux observations sur les séries argilo-gréseuses, on a essentiellement des **turbidites** et des **debris flows** (G.V. Middleton et H.A. Hampton, 1976). Les premières sont caractérisées par un net **granoclassement** conduisant de conglomérats, microconglomérats ou calcarénites à des arénites fines voire une micrite ; à ce granoclassement se superposent les phases laminées définies par Bouma (1962) et qui permettent de suivre l'évolution du courant turbide générateur du dépôt. Les seconds montrent des lambeaux dispersés calcaires, marneux ou marno-calcaires alternants, parfois contournés, supportés par une matrice à grains beaucoup plus fins (mais pouvant être pluri-centimétriques) : les mécanismes de transport sont ici différents, hydrauliquement (G.V. Middleton et H.A. Hampton, 1976), même si l'on observe parfois un discret niveau sommital granoclassé.

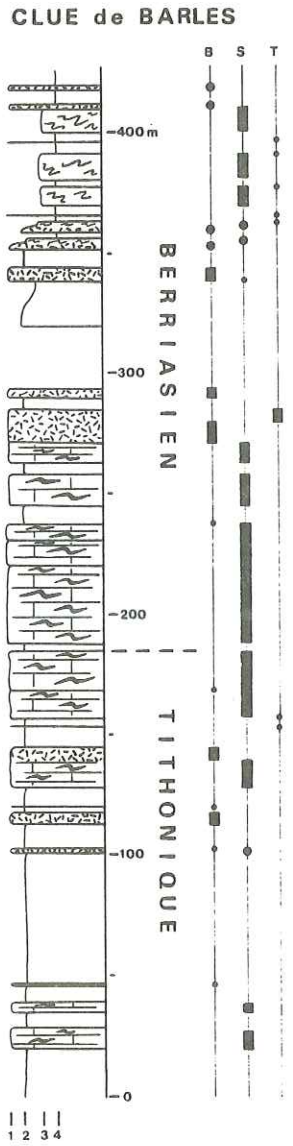


Fig. 2 - La coupe de la Clue de Barles (fig. 1, cl B)
B. Brèches, S. Slumps, T. Turbidites.
1. Brèches et slumps calcaires ; 2. Calcaires fins ;
3. Slumps marno-calcaires ; 4. Alternance marno-calcaire.

Clue de Barles section (fig. 1, cl. B)
B. Breccias, S. Slumps, T. Turbidites
1. Limy breccias and slumps ; 2. Limy beds,
3. Marly-limy slumps, 4. Alternating limestones and marls.

De même que les faciès turbiditiques *(s.l.)*, les slumps ont pu être bien analysés sur le terrain grâce aux excellents affleurements du bassin du S.E., et leurs directions (voire sens) de déplacement reconstituées (voir les illustrations des objets, les méthodes d'étude et les résultats dans les publications citées). On retiendra ici qu'une séquence caractéristique a pu être définie, **séquence de pente** (fig. 3), qui montre, dans les cas les plus complets la succession continue :

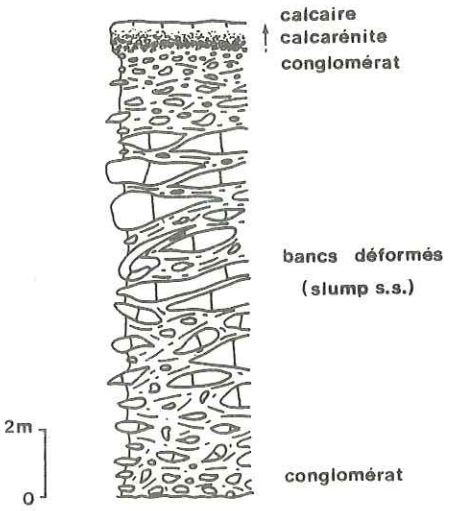


Fig. 3 - Séquence de pente

Slope sequence

- conglomérat basal résultant du démantèlement, par frottement de la partie inférieure de la masse en mouvement (et sans doute de l'adjonction d'éléments du substrat),

- partie contournée proprement dite, avec des structures variées (B. Beaudoin, 1977 ; D. Le Doeuff, 1977, ...),

- turbidite sommitale représentant la mise en place d'une sorte de nuage suivant et surmontant la masse glissée.

Incidemment on notera que cette organisation n'est pas propre au matériel carbonaté, même si elle n'a été que rarement signalée dans les séries argilo-gréseuses où elle est en fait assez fréquemment représentée (voir par exemple B. Beaudoin et P.F. Burollet, 1987).

Ces slumps peuvent être suivis sur des distances plurikilométriques, décakilométriques (réf. précédentes et J. Maillart, 1985 ; P. Joseph *et al.*, 1987) : leur agencement évolue comme sur l'exemple des Gorges de La Méouge (fig. 4) où l'on peut suivre continuement les variations d'épaisseur et de faciès d'amont en aval, du NE vers le SW.

Ces faciès resédimentés voient leur distribution spatiale évoluer rapidement (fig. 1), en fonction même de la situation paléomorphologique des coupes concernées (B. Beaudoin, 1977). Mais on doit aussi noter que l'intervalle Tithonique-Berriasien correspond à un moment singulier dans l'histoire du bassin qu'enregistrent également les resédiments (P. Joseph *et al.*, 1985) : deux mégaséquences s'individualisent en effet entre le Bathonien et l'Aptien (B. Beaudoin, 1980) : la première s'achève au Berriasien, l'autre au Bédoulien, et toutes deux sont marquées par un enrichissement en calcaire. Dans le même temps, on observe, non seulement dans la coupe d'Arnayon-La Charce représentée sur la figure 5, mais sur la grande majorité des coupes (P. Joseph *et al.*, 1985), une augmentation de la part des resédiments et notamment de celles des turbidites et debris-flows. Ceci est particulièrement net pour la première de ces deux mégaséquences, et correspond au développement, à la **progradation**, des faciès de plate-forme vers la fin de l'intervalle.

A ce trait général se superposent naturellement des variations très importantes liées aux situations paléogéographiques, qu'il est possible, en s'appuyant précisément sur l'analyse de ces resédiments, de reconstituer.

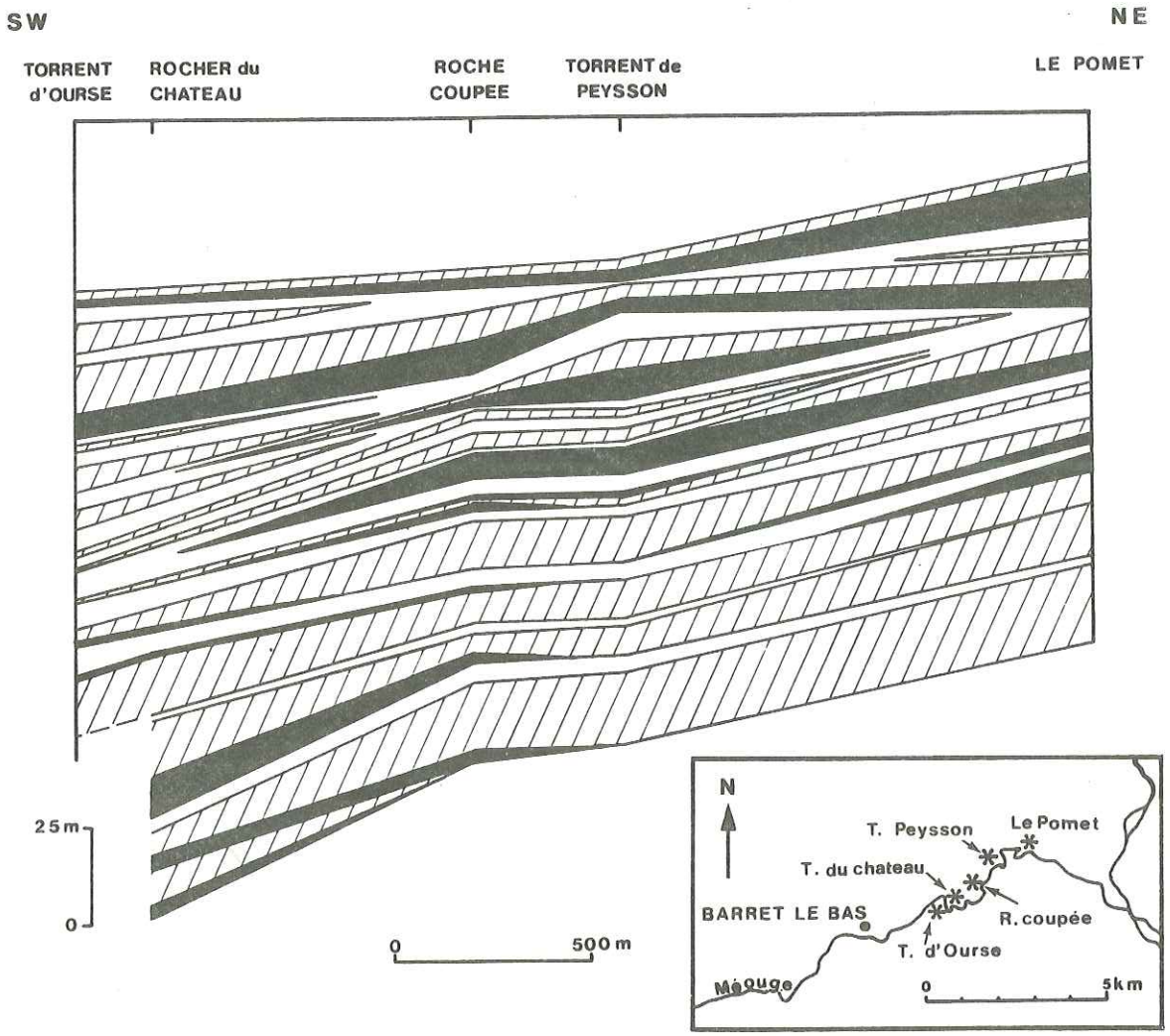


Fig. 4 - Evolution longitudinale des slumps des Gorges de la Méouge.
En noir : conglomérats ; en barré : slumps.

Longitudinal evolution of slumps in Gorges de la Méouge. Black : conglomerates ; hatched : slumps.

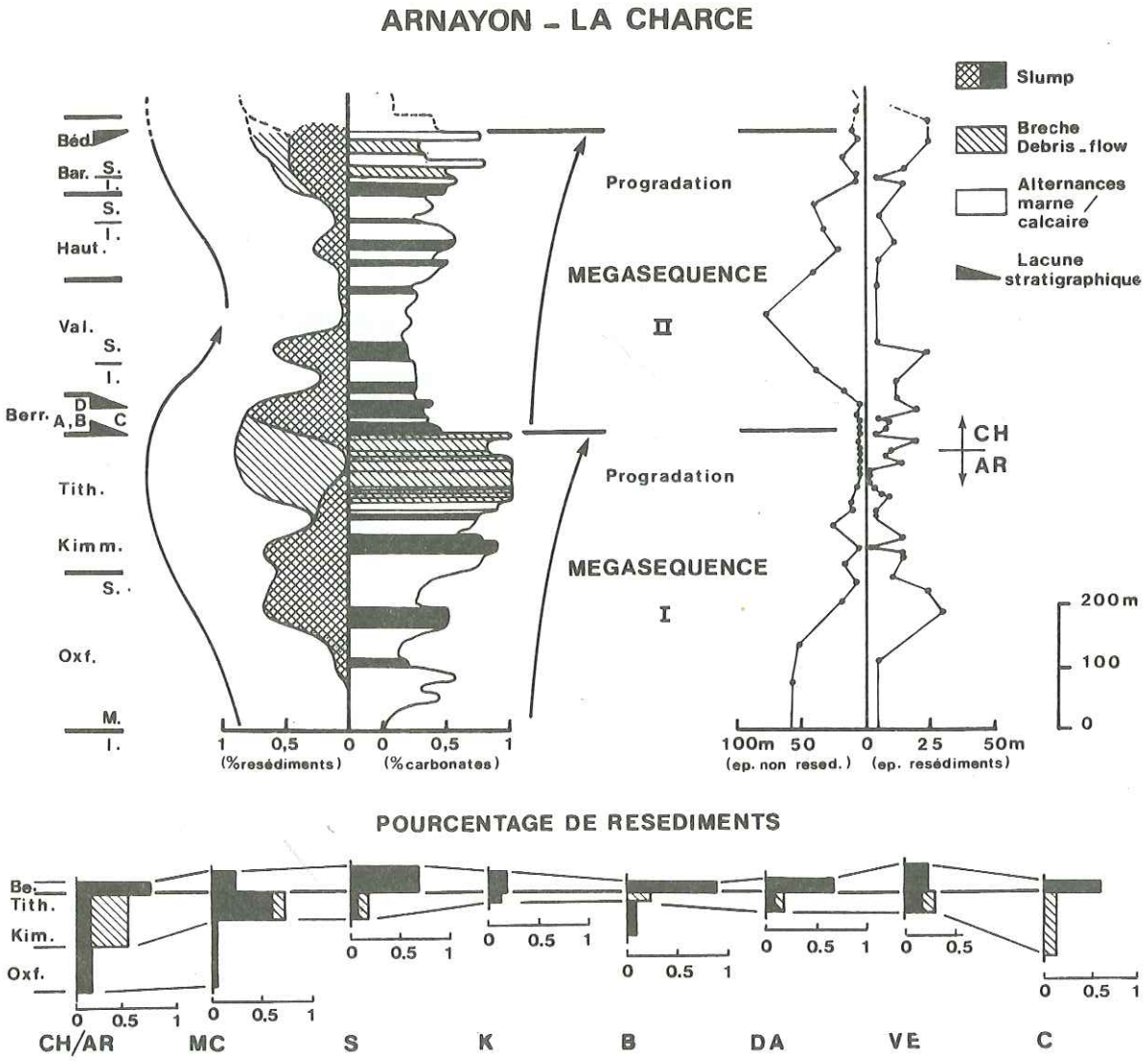


Fig. 5 - Position séquentielle des resédiments (Localisation des coupes sur la fig. 1)

Sequential position of resediments (section localization on fig. 1)

II - RESTITUTIONS PALEOMORPHOLOGIQUES

La mesure des directions et sens de courant et de glissement enregistrés dans le sédiment a permis (B. Beaudoin, 1972 ; travaux suivants) de préciser progressivement la forme du fond du bassin entre les bordures nord-occidentale et méridionale marquées par les faciès de plate-forme, et de mettre en relief l'importance des structures sub-méridiennes que sont le sillon du Buëch et le sillon du Var vers lesquels convergent des pentes qu'entaillent des **vallées sous-marines**, notamment celle de **Pierre-Ecrite** (orientée d'Est en Ouest et débouchant au NW de Sisteron) et celle de **Ceüse** que nous présenterons, à titre d'exemple, ici (il faut souligner que cette configuration du bassin, acquise au cours de l'Oxfordien, va contrôler les dépôts, avec quelques modifications, jusqu'au Cénomanien, B. Beaudoin et G. Friès, 1984).

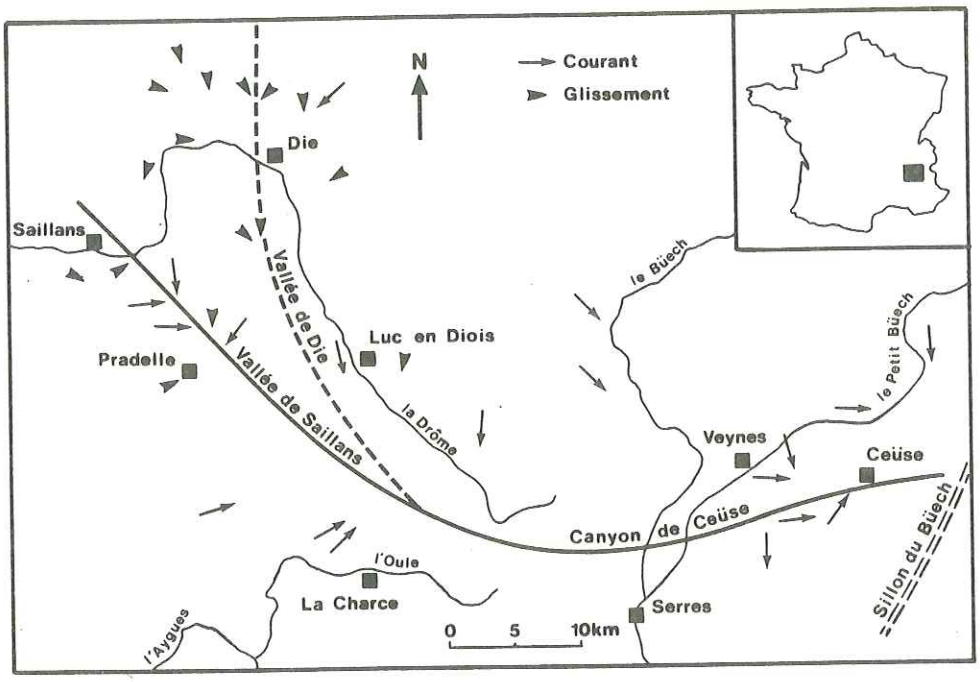


Fig. 6 - Vallées sous-marines dans le Diois.

Submarine valleys in Diois.

Pressentie par J. Remane (1966) la signification de vallée sous-marine de Ceüse s'est progressivement dégagée (voir *in* P. Joseph *et al.*, 1987) pour aboutir à l'image actuelle de la paléomorphologie de cette partie du bassin (fig. 6) ; les directions et sens de courant et glissement définissent deux branches : l'une occidentale - **vallée de Saillans** - prolongée par le **Canyon de Ceüse**, l'autre orientale - **vallée de Die** - rejoignant l'axe majeur près de Luc-en-Diois. Dans l'une et l'autre s'observent d'importantes lacunes stratigraphiques et de forts pourcentages en resédiment.

Dans la vallée majeure (Saillans-Ceüse) les érosions internes sont particulièrement spectaculaires à l'aval (ainsi le Berriasien élevé peut reposer sur l'Oxfordien moyen) tandis que le comblement s'est réalisé de façon diachrone, d'aval en amont (fig. 7). Une grande partie du matériel déposé correspond en fait à une resédimentation sous forme de slumps : la cartographie de chacun d'eux (J. Maillart, 1985) montre que vers l'amont les axes se sont peu déplacés tandis qu'ils se disposent en quinconce plus à l'aval, ceci en raison tout à la fois de leur forme biconvexe, de l'évolution de la morphologie et du rôle de la compaction différentielle.

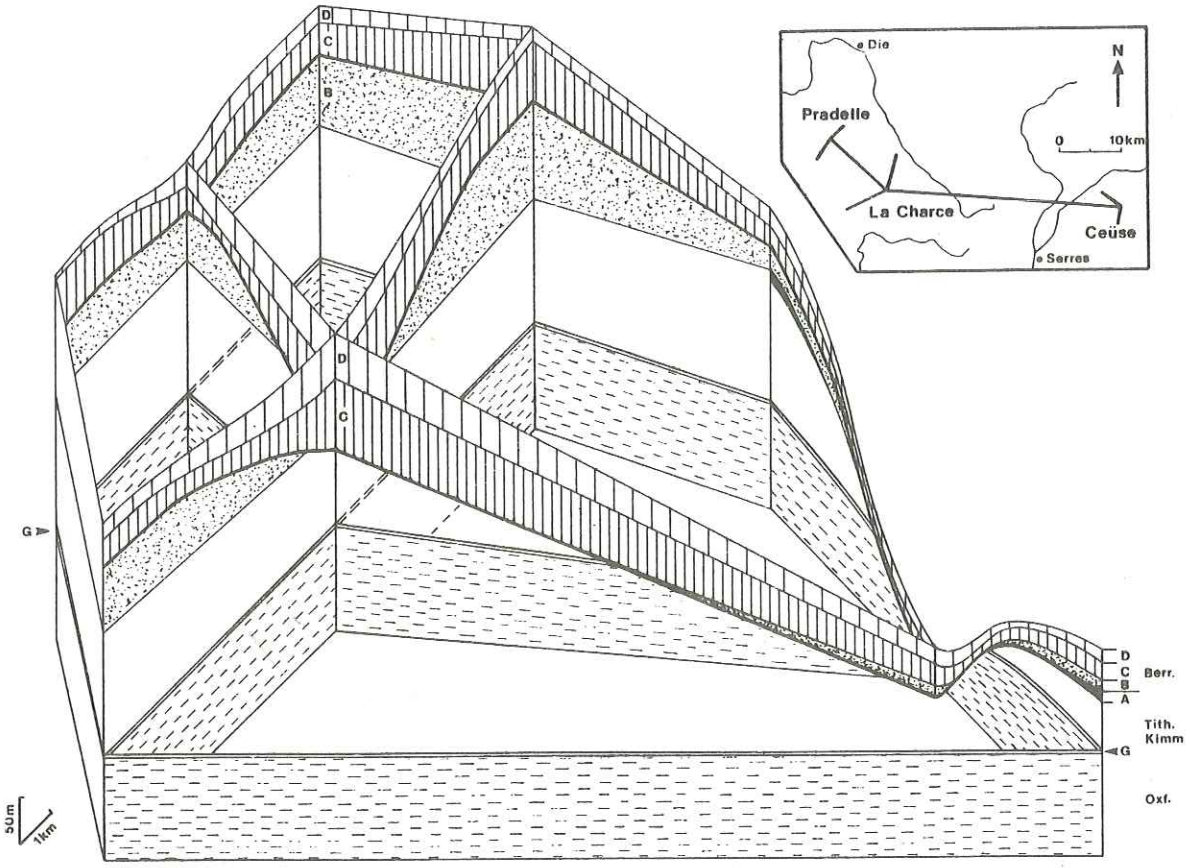


Fig. 7 - Evolution longitudinale au long de la vallée de Saillans - Ceüse

Longitudinal evolution along the Saillans-Ceüse valley

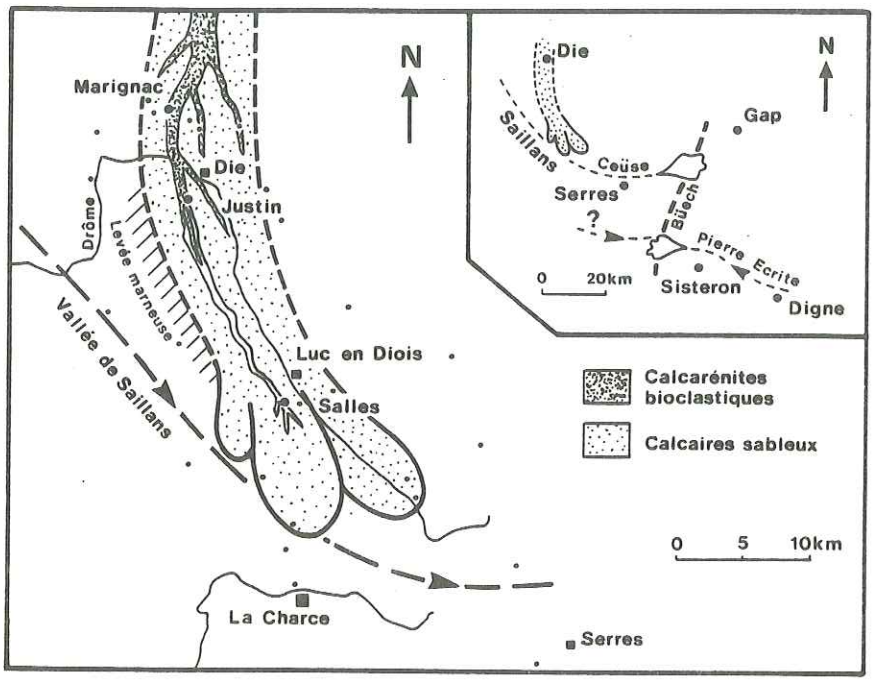


Fig. 8 - Le cône carbonaté au débouché de la vallée de Die.

Carbonate fan at the Die-valley mouth

Dans le même temps, la branche seconde (Die) est soumise aux mêmes phénomènes, mais achemine des matériaux différents : ainsi au Berriasien zone C, des faciès particuliers (qui donneront des calcaires sableux et calcarénites bioclastiques) transitent par un système de mégachenaux et édifient (fig. 8), au débouché dans la vallée de Saillans-Ceüse, plusieurs lobes d'extension kilométrique (P. Joseph et B. Beaudoin, 1986).

Longtemps mésestimés, les resédiments carbonatés du Jurassique terminal/Berriasien constituent en fait une clé essentielle dans la compréhension des mécanismes du dépôt et la restitution des morphologies. La possibilité de s'appuyer sur une chronostratigraphie fine et la qualité des affleurements permettent d'atteindre une précision de reconstitution parfois supérieure à celle fournie par les siliciclastiques à la renommée mieux assurée.

BIBLIOGRAPHIE

BEAUDOIN B. (1968). - Mise en évidence de paléocourants dans le Berriasien de Barles. (B.A.). - *C. R. somm. Acad. Sci. Paris,* (D), t. 267, p. 152-155.

BEAUDOIN B. (1972). - Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire, à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des Chaînes subalpines méridionales. - *Thèse* Doc. Ing. Caen, 144 p.

BEAUDOIN B. (1977). - Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal - Berriasien des chaînes subalpines méridionales. - *Thèse* Doct. ès Sciences, Caen, 339 p. + Ann.

BEAUDOIN B. et BUROLLET P.F. (1987). - Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du flysch numidien de Tunisie. - Mém. C.F.P. Total, à paraître.

BEAUDOIN B. et FRIES G. (1984). - Phénomènes de resédimentation dans le Crétacé inférieur subalpin. - Vè Congr. Eur. Sédimentologie, Marseille, Livret-guide, Excursion n° 6, p. 51 p.

BOUMA A.H. (1962). - Sedimentology of some flysch deposits. - Elsevier, Amsterdam, 168 p.

GOGUEL J. (1938). - Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur. - *Bull. Soc. géol. France,* 8, (3), p. 251-256.

JOSEPH P. et BEAUDOIN B. (1986). - Un modèle de cône sous-marin carbonaté dans le Berriasien vocontien.- 11è Réun. Sci. Terre, Clermont-Ferrand, Résumés, p. 99.

JOSEPH P., BEAUDOIN B., FRIES G. et DECONINCK J.F. (1985). - Megasequences and resediments in the subalpine basin, France (Malm-Cretaceous). - VIth Eur. Regional Meeting of Sedimentology, Lleida, p. 209-212.

JOSEPH P., BEAUDOIN B., SEMPERE T. et MAILLART J. (1987). - Vallées sous-marines et systèmes d'épandages carbonatés du Berriasien vocontien (Alpes méridionales françaises). - *Bull. Soc. géol. France,* à paraître.

JOSEPH P. et SEMPERE T. (1977). - Reconstitution paléomorphologique et dynamique du dépôt au Néocomien dans le Diois (Alpes de Haute-Provence). - Rapport, E.N.S.M.P., 241 p.

KILIAN W. (1888). - Description géologique de la Montagne de Lure. *Thèse*, Paris, 458 p.

LE DOEUFF D. (1977). - Rythmes et contournements synsédimentaires en série carbonatée alternante. Reconstitution paléomorphologique au Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines méridionales. - *Thèse* , 3è cycle, Orsay, 240 p.

MAILLART J. (1985). - Dynamique de la sédimentation au Berriasien dans le Diois : valorisation des documents existants. - Rapport D.E.A., E.N.S.M.P., 48 p.

MIDDLETON G.V. et HAMPTON M.A. (1976). - Subaquaeous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. - *In Marine sediment transport and environmental management.* - Wiley and sons ed., New York, ch. 11, p. 197-218.

MOUTTE J. et SOLER P. (1975). - Les relations entre le Jurassique terminal et le Berriasien au S de Veynes. Restitution paléomorphologique. - Rapport, E.N.S.M.P., 103 p. + Ann.

POUSSIN - COJAN I. (1976). - Reconstitution paléomorphologique au passage Jurassique - Crétacé au N.E. de Sisteron. - Rapport, E.N.S.M.P., 147 p.

REMANE J. (1966). - Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. - *Bull. Soc. géol. France,* (7), VIII, p. 448-453.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13, 1987

LE DETRITISME CARBONATE PROFOND DANS LE CRETACE INFERIEUR DU SUD-EST FRANCAIS. SES RAPPORTS AVEC L'EUSTATISME.

RESEDIMENTED CARBONATES IN THE LOWER CRETACEOUS OF SOUTHEASTERN FRANCE. THEIR LINKS WITH PLATFORM RHYTHMS AND EUSTATISM.

par Serge FERRY°

RESUME : 10 cycles eustatiques sont définis dans le Crétacé inférieur du Sud-Est français. Sur les plates-formes carbonatées, ils correspondent aux principales séquences "klupféliennes" de comblement, pour lesquelles le moteur tectonique (à-coups de subsidence) est mis en doute. Ces cycles ne sont repérables dans les séries de bassin que si l'amplitude de l'oscillation eustatique a été suffisante. Les glissements se manifestent à tous les niveaux mais les événements majeurs surviennent plutôt lors des régressions. Les turbidites bioclastiques se mettent plutôt en place en période de haut niveau marin, au moment de la progradation des carbonates de plate-forme mais certaines, qui se déposent en début de cycle (= début de séquence), doivent correspondre aux phases de bas niveau.

ABSTRACT : 10 eustatic cycles are defined in the Lower Cretaceous of French Subalpine Ranges. On carbonate platforms they correspond to the so-called "klupfelian", filling-up shelf sequences for which tectonics is discarded as the chief driver. These cycles can be traced in basinal sequences only if sea-level oscillations were strong enough to temporarily shift the pelagic limestone-marl alternation (possibly reflecting Milankovitch cycles) toward marls. Slump deposits occur throughout, but the biggest events are associated with low-stands. Bioclastic turbidites are mainly emplaced during high-stands (i.e. the progradation of platform carbonates), but some of them (some sets of "red slabs") characterize low-stands.

1. Introduction.

Le Sud-Est français est une région privilégiée car il permet, grâce à des faunes d'ammonites abondantes, d'effectuer des corrélations précises entre séries carbonatées de plate-forme et séries pélagiques profondes.

Les dernières études ont en outre démontré la possibilité de corrélations lithologiques extrêmement fines, banc à banc, dans les limites du cadre biostratigraphique. D'abord limitées aux séries de bassin (Cotillon et al., 1980), celles-ci se sont étendues au domaine de plate-forme externe (Ferry et Monier, à paraitre).

Pour cette double raison, ce secteur de la marge alpine est une région-clé pour tenter de situer les phases de resédimentation dans le jeu des différents mécanismes censés rendre compte, d'une part, des monotones séries marno-calcaires alternantes de bassin (cycles de Milankovitch ?) et, d'autre part, des séries rythmiques de plate-forme (séquences "klupféliennes" de comblement).

Des corps de resédiments gravitaires (turbidites bioclastiques, coulées boueuses, glissements pélagiques) jalonnent en effet la série de bassin avec une fréquence variable (Ferry, in Debrand-Passard et al., 1984). Il n'est pas de mon propos dans cette courte note d'analyser l'organisation interne des systèmes de dépôt, ni de les présenter dans un but paléogéographique. Des cartes de répartition ont été publiées par ailleurs (Ibid.).

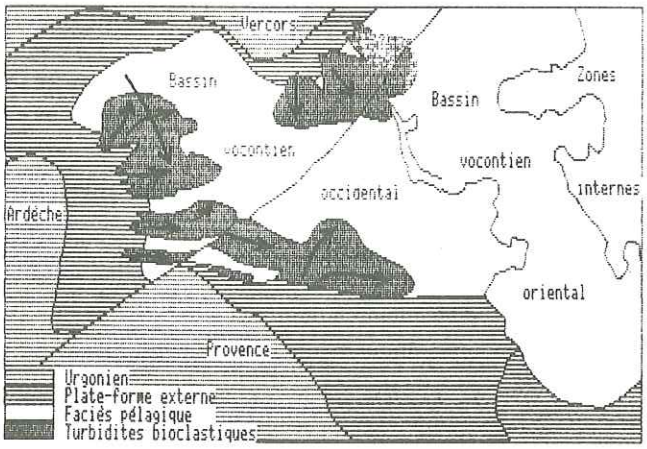


Fig. 1 : Situation des principaux "cones" d'épandage bioclastique profond et directions d'apports au Barrémien supérieur-Bédoulien en fosse vocontienne.

° Université Claude Bernard - Lyon 1, Centre des Sciences de le Terre, 43, Bd du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne cedex.

La figure 1 illustre la situation réalisée au Barrémo-Bédoulien et définit le cadre géographique de l'étude. La seule question abordée ici est de savoir si ces remaniements se manifestaient au hasard ou non. Nous prendrons nos exemples dans les séries calcaires du Berriasien à l'Aptien inférieur inclus.

2. Séquences klupféliennes ou cycles eustatiques ?

Il importe avant tout de s'interroger sur la validité du concept de séquence "klupfélienne". Débutant par des marnes ou des faciès "externes", la séquence-type de plate-forme se termine par des calcaires à caractère de plus en plus "interne", couronnés par une surface ou un "horizon" (Arnaud, 1981) de discontinuité. Le postulat de Walther énonce qu' un tel rythme traduit la progradation d'un système sédimentaire zoné. La zonation horizontale (faciès "externes", "internes") serait reproduite sur la verticale par le mécanisme même de la progradation. Tout le monde s'accorde donc, et à juste titre d'ailleurs, à considérer cette séquence comme un rythme de comblement.

C'est en fait sur l'origine de la discontinuité que l'on doit s'interroger. Selon l'interprétation classique, un à-coup de subsidence en fin de comblement remettrait la plate-forme en eau (transgression). Il serait la cause du brutal changement de faciès et sonnerait le départ d'une nouvelle phase de progradation-comblement (Arnaud-Vanneau, 1986). Le moteur de la rythmicité est donc tectonique. Klupfel (1917) l'admettait. C'est là l'origine de l'adjectif forgé pour qualifier cette séquence (Baudrimont et Dubois, 1977). Or, depuis dix ans, Vail et coll. ont élaboré un modèle de sédimentation de marge où le moteur fondamental est l'eustatisme. On doit donc s'interroger sur l'origine de nos séquences carbonatées.

Le premier argument en faveur de mouvements eustatiques provient des corrélations effectuées depuis la plate-forme jurassienne jusqu'au bassin vocontien (Ferry et Rubino, 1987). Celles-ci suggèrent en effet l'existence de surfaces d'érosion, aériennes ou sous-marines, qui tronquent les rythmes carbonatés de façon de plus en plus intense vers le rivage. Si tel est le cas, seules de profondes régressions en fin de cycle de remblaiement, indépendantes du caractère "régressif" des séquences de faciès, peuvent en être responsables. Les renouvellements de faunes, qui coïncident par ailleurs avec les discontinuités sédimentaires, s'expliqueraient mieux aussi par la conjugaison des effets respectivement négatifs puis positifs des régressions et des transgressions sur l'ensemble du monde vivant inféodé au plateau continental (y compris une bonne partie des ammonites).

Les rythmes dits "klupféliens" pourraient ainsi être le simple reflet d'oscillations eustatiques et ne traduire, conformément au schéma de Vail (Vail et al., 1984), que l'adaptation du système bio-sédimentaire carbonaté à la remise en eau de la plate-forme. Le temps géologique ne serait donc qu'à moitié enregistré par les dépôts sur celle-ci. En administrer la preuve est difficile. La cohérence du modèle et sa capacité d'explication seront les meilleurs garants de sa valeur. Il nous faut donc raisonner à l'échelle du système sédimentaire tout entier, c'est à dire sur des séries parfaitement corrélées de la plate-forme au bassin.

3. Place des remaniements gravitaires dans la "séquence" pélagique.

La persistance de la rythmicité propre aux séries de plate-forme dans la série barrémienne vocontienne avait déjà été suggérée (Arnaud, 1981). Ainsi les marnes de base de la séquence klupfélienne correspondraient-elles également à des vires marneuses dans le bassin. Ce n'est que partiellement vrai car les deux séquences berriasiennes (in Ferry et Rubino, 1987) ne se discernent pas dans la série d'Angles, au contraire des autres séquences "néocomiennes" (lato sensu). Nous avons mis cette particularité sur le compte de l'amplitude variable des oscillations eustatiques, avec effet de seuil.

Le résultat des corrélations effectuées est en effet le suivant : la discontinuité est d'autant plus sensible dans la série de bassin que la troncature des rythmes de plate-forme par les surfaces d'érosion évoquées plus haut est plus intense. Nous avons donc interprété les vires marneuses de bassin comme résultant de la déstabilisation des systèmes bio-sédimentaires à la suite des régressions eustatiques. La production de boue de péri-plate-forme est amoindrie par la découverte des bancs carbonatés. Elle pourrait s'accompagner d'une baisse de la production de boue carbonatée planctonique. L'altération de cette dernière serait la conséquence de la modification des budgets géochimiques, peut-être de changements climatiques induits par les variations de niveau. Corrélativement, les taux de sédimentation devraient diminuer, ce que l'on constate à la base de plusieurs cycles, non seulement dans le Sud-Est mais aussi dans l'Atlantique au même niveau stratigraphique (P. Cotillon, sous presse).

Il est donc possible, comme on a défini une séquence de plate-forme, de concevoir une "séquence" de bassin mais qui ne présente pas la forte asymétrie de la première. Cette séquence de bassin débuterait par une vire marneuse si l'oscillation eustatique a été suffisante pour bouleverser le système sédimentaire. Cette vire représenterait la phase de bas niveau lato sensu. Le retour à une sédimentation alternante régulière marquerait la restauration des anciens équilibres (haut niveau marin).

Pour des raisons encore mal comprises, cette séquence serait décalée globalement vers les marnes (comme dans le Valanginien sup. ou le Gargaso-Albien) ou vers les calcaires (Tithonique-Berriasien, Barrémien). Mais on constate que toute dérive ne s'effectue pas de façon quelconque ; elle dure toujours (travaux en cours) un nombre entier de cycles eustatiques tels qu'ils sont définis ici .

Dans ce modèle, les marnes de base de séquence de plate-forme (faciès de transgression cachetant une surface d'omission ou d'érosion) n'ont pas la même valeur que la vire marneuse de la "séquence" de bassin. Cette dernière enregistrerait toute la phase de bas niveau et peut-être une partie de la transgression selon les cas.

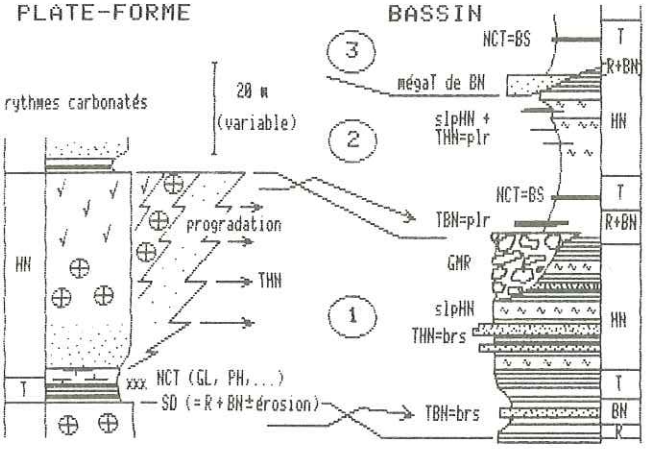


Fig. 2 : LE MODELE PROPOSE (adapté de Vail et al., 1984). **Correspondance entre les rythmes de plate-forme, considérés comme la traduction de cycles eustatiques, et leurs équivalents de bassin.** Dans le bassin, l'alternance calcaire-marne est "déviée" vers les marnes en phase de bas niveau lato sensu, ce qui a pour effet de créer, dans l'alternance calcaire-marne, des "séquences" quelque peu comparables à celles de plate-forme (rythme 1). L'enregistrement sédimentaire y est cependant sans doute plus complet (R, BN, T). Le rythme 2 montre une variante du cycle eustatique lorsque la sédimentation de bassin est globalement décalée vers les marnes (Valanginien sup., Bédoulien sup. marneux) mais le principe reste le même. Le rythme 3 est une variante valable pour l'Albien (Rubino, ce volume) où la régression s'accompagne d'érosion, même en domaine de bassin, avec mise en place de mégaturbidites sableuses. Le ravinement n'est peut-être pas obligatoirement dû à la mise en place des turbidites mais à des modifications profondes de l'hydrodynamisme à l'échelle du bassin. Cela pourrait signifier que, même dans le bassin, l'enregistrement sédimentaire du temps n'est pas toujours complet (cf. problème des hiatus dans les séries océaniques profondes).

Signification des abréviations: R, BN, T, HN : régression, bas niveau, transgression, haut niveau ; THN, TBN : turbidites de haut ou de bas niveau marin (remarquer que, pour ces dernières, le matériel est emprunté aux dépôts du cycle précédent, par suite de la baisse de niveau qui favorise les érosions sur la plate-forme) ; brs : bancs roux (bioclastiques) à silex ; plr : plaquettes (bioclastiques) rousses ; GMR : glissement majeur de régression ; slpHN : glissement (slump) de haut niveau ; NCT : niveau condensé de transgression (GL = glauconie, PH = phosphates, BS = "black shales" ou niveau riche en matière organique) ; SD : surface de discontinuité. Les hachures horizontales dans la série de bassin symbolisent l'alternance calcaire-marne (cycles de Milankovitch ?).

D'après les observations et corrélations effectuées dans l'ensemble du Crétacé inférieur, les resédiments d'origine gravitaire ne se disposent pas totalement au hasard dans cette séquence de bassin. Il y a, semble-t-il, 2 catégories de turbidites : celles de base de séquence, associées à la vire marneuse, et qui ne correspondent à aucun banc carbonaté contemporain actif. Le matériel ne peut etre qu'emprunté aux formations élaborées lors de la phase de progradation du cycle précédent (haut niveau marin) et drainées vers le bassin à la faveur de la régression. Le deuxième groupe de turbidites se manifeste plus tard, au milieu de la séquence calcaire et cesse toujours bien avant la vire de base du cycle suivant. Celles-ci seraient originaires des bancs carbonatés actifs (progradants) en période de hautes eaux. Entre les deux, conformément au schéma eustatique de Vail et coll., on trouve, lorsqu'il existe, le niveau condensé de transgression ("black shales" dans le bassin, glauconie et/ou phosphates sur la plate-forme). Ce dernier est engendré par le déséquilibre sédimentaire consécutif à la rapide remontée du niveau marin qui repousse les dépôts à la côte et "affame" à la fois la plate-forme externe et le bassin en boue biodétritique de péri-plate-forme. Quant aux glissements, les événements majeurs (coulées boueuses à olistolites, etc.) se placent en fin de "séquence" de bassin. Leur position particulière pourrait être due à des séismes accompagnant une accélération de la subsidence des marges, hypothèse compatible avec l'explication "klupfélienne" de la séquence. Il est tout aussi possible que l'augmentation de l'hydrodynamisme, consécutive à la diminution de la profondeur sur la plate-forme externe pendant la régression, favorise la déstabilisation mécanique des sédiments. La relation n'est cependant pas réciproque: tout "slump" ne signe

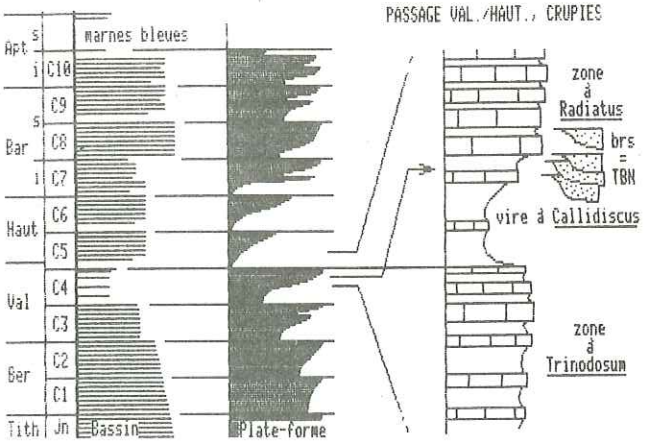


Fig. 3 : Position stratigraphique des bancs roux à silex hauteriviens (TBN = turbidites de bas niveau) dans la série pélagique (coupe de Crupies, Drôme). Ils ne sont pas contemporains de la progradation maximale des carbonates de plate-forme ("Fontanil" lato sensu, "Grande Lumachelle" = zone à Trinodosum).
En regard : correspondance entre les principales séquences carbonatées "klupféliennes" de plate-forme et la série pélagique virtuelle. C1 à C10 : les 10 premiers cycles eustatiques crétacés (voir fig. 7).

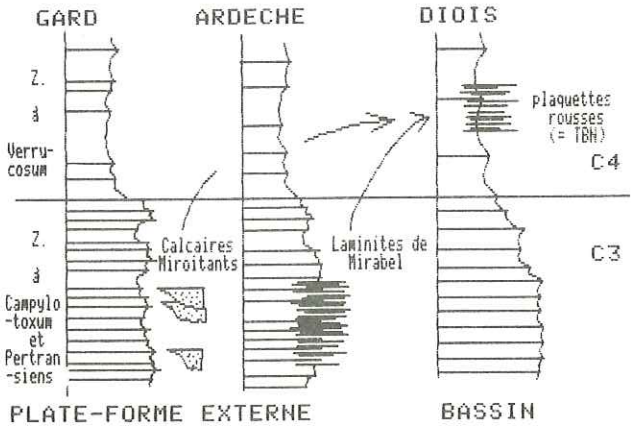


Fig. 4 : Diachronisme entre les plaquettes rousses valanginiennes de la base du cycle C4 (La Charce, Drome) **et les sources possibles de matériel bioclastique sur la plate-forme** (fin du cycle C3). Les "Calcaires miroitants" et les "Laminites de Mirabel" sont des faciès d'épandage chenalisé de plate-forme externe (Gayte, 1984), de même âge que les "Calcaires du Fontanil" sensu stricto (Arnaud et al., 1981).

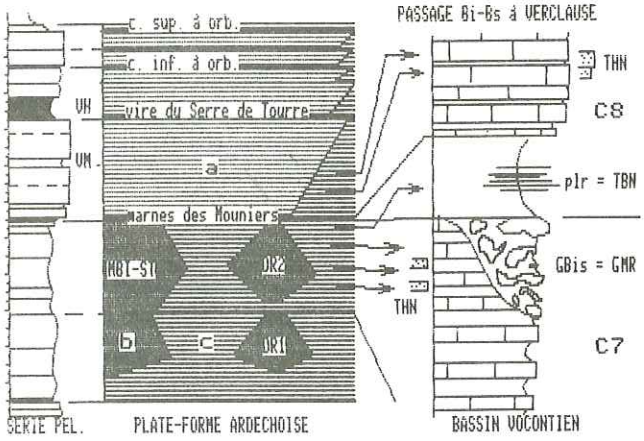


Fig. 5 : Corrélations de détail au passage Barrémien inf./Barrémien sup. (limite C7/C8, fig. 7) entre la plate-forme ardéchoise (Ferry, 1979) et le bassin vocontien. La série pélagique d'Angles (Busnardo, 1965, modifié), sans échelle, a été schématisée en regard pour montrer les corrélations lithostratigraphiques entre les séries des 2 domaines. Le matériel des plaquettes rousses qui surmontent le glissement GBis n'a pu être emprunté qu'aux formations déposées durant le cycle C7. Les turbidites bioclastiques sus- et sous-jacentes sont contemporaines des carbonates peu profonds progradants. Signification des abréviations: voir fig. 2 et fig. 6.

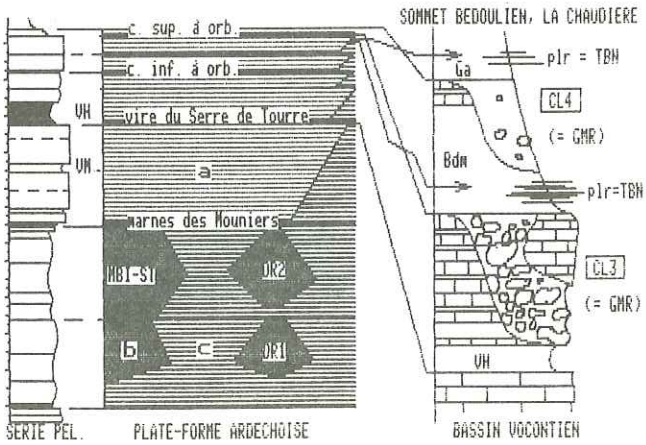


Fig. 6 : Deux autres exemples montrant la superposition des plaquettes rousses de début de cycle et des glissements majeurs (CL3, CL4) de fin de cycle dans les 2 derniers sous-cycles du cycle C10 (fig. 7) (sommet des calcaires bédouliens et marnes du Bédoulien terminal (Bdm)). Signification des abréviations : Ga, Gargasien ; VH, vire à Hétérocères ; VM, vire médiane ; a, urgonien ; b, hauts-fonds bioclastiques du Serre-de-Tourre (MBI-ST) et de la Dent-de-Rez (DR1 et 2) ; c, marno-calcaires hémipélagiques (plate-forme externe) ; c. inf. à orb., équivalent des "couches inf. à orbitolines" du Vercors.

pas une régression. La figure 2 résume les principaux éléments du modèle dont on trouvera la source dans les exemples analytiques des figures 3 à 6.

L'intérêt de ce modèle de fonctionnement est double car **a) il adapte le modèle eustatique** de sédimentation de marge à un régime sédimentaire purement carbonaté où le bassin est beaucoup plus faiblement alimenté que dans les systèmes terrigènes et **b) il intègre la classique "séquence klupfélienne"** qui représente - personne ne peut le nier - un élément d'observation fondamental dans les séries carbonatées de plate-forme.

4. Position stratigraphique et importance des resédiments gravitaires dans la série vocontienne.

La figure 7 illustre les résultats de la synthèse réalisée à l'échelle du bassin sédimentaire subalpin en entier. Les 10 cycles eustatiques sont définis doublement: **a)** d'après une synthèse des données publiées sur les séries carbonatées de plate-forme et **b)** d'après les principaux changements qui affectent les faunes d'ammonites (fig. 8). La durée moyenne des cycles est de l'ordre de 2 à 3 millions d'années, selon les échelles chronologiques absolues utilisées.

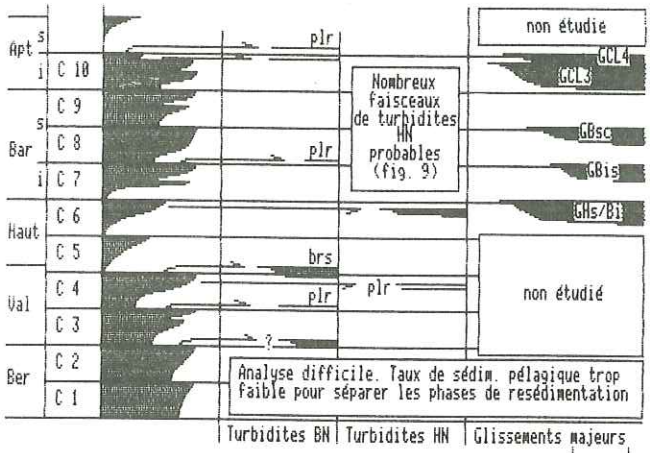


Fig. 7 : Répartition stratigraphique des resédiments carbonatés d'origine gravitaire dans les dépôts pélagiques du Crétacé inférieur subalpin (Berriasien-Aptien inf.). En regard: les 10 cycles eustatiques définis, d'une part, sur la base des principales séquences "klupfélienne" de plate-forme et, d'autre part, d'après les principaux changements qui affectent la succession des faunes d'ammonites (fig. 8). Les turbidites sont scindées en deux groupes, conformément au modèle proposé (fig. 2). Les nombreux glissements de faible extension qui émaillent au hasard la série pélagique n'ont pas été pris en compte.

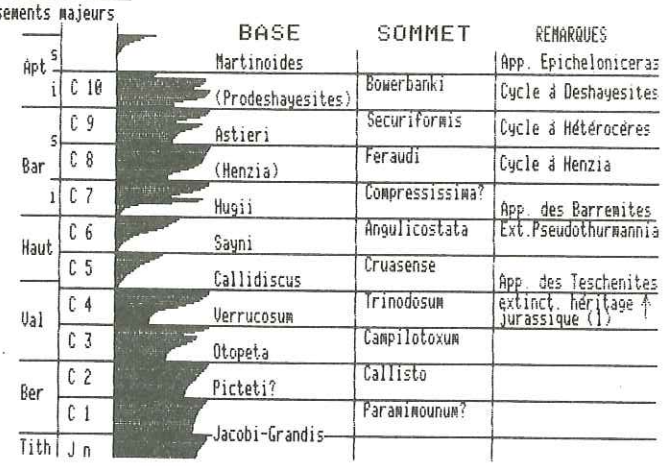


Fig. 8 : Calage biostratigraphique par les ammonites des cycles eutatiques du Crétacé inférieur, du Berriasien à l'Aptien inférieur. La biozonation utilisée est celle de la "Synthèse du Sud-Est" (R. Busnardo, in Debrand-Passard et al., 1984), légèrement modifiée à la limite Barrémien inf./sup. (1): renseignement oral de R. Enay. Un autre exemple de la coincidence entre phénomènes sédimentaires et "renouvellements" des faunes d'ammonites est détaillé par ailleurs dans ce volume (Atrops et Ferry) et éclaire la manière dont les cycles ont été définis dans le Crétacé inf.

Les turbidites sont scindées en deux groupes, conformément au modèle proposé (fig. 2). L'analyse est relativement aisée dans le Néocomien sensu stricto (Valanginien-Hauterivien). Elle devient plus délicate dans le Barrémo-bédoulien (fig. 9) et, plus encore, dans le Tithonique-Berriasien par suite: **a)** de la faiblesse du taux de sédimentation qui provoque l'"amalgamation" (= emboîtement) des resédiments par ravinement, **b)** de la dérive de la sédimentation pélagique vers les calcaires, qui, combinée à la faible amplitude des oscillations eustatiques (Berriasien, par exemple), rend les cycles indiscernables dans la série de bassin (par absence, notamment, de la vire marneuse de bas niveau marin).

Quant aux glissements majeurs, la figure 10 illustre leur vaste répartition géographique, déduite de l'étude particulière du Barrémo-Bédoulien vocontien. Les autres exemples (GBis, GBsc, GCL3, GCL4) évoqués plus haut ont une extension comparable.

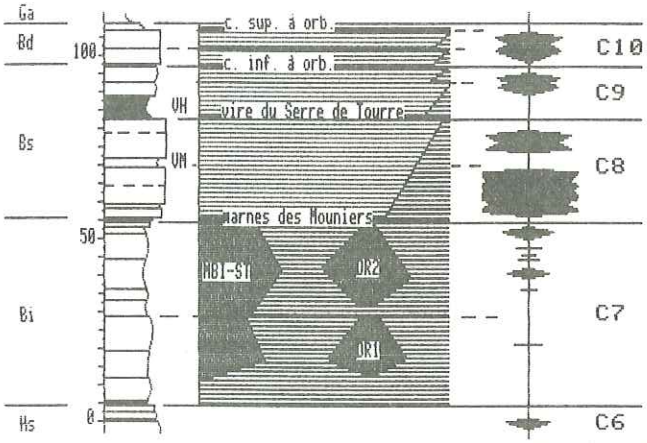


Fig. 9 : Position stratigraphique des principaux apports bioclastiques turbiditiques dans le Barrémo - Bédoulien vocontien, par rapport à la série pélagique virtuelle, d'une part et la série carbonatée de plate-forme tributaire (Ardèche), d'autre part. Mêmes figurés que dans fig. 5. C6 à C10, cycles eustatiques définis in figs. 7 et 8.

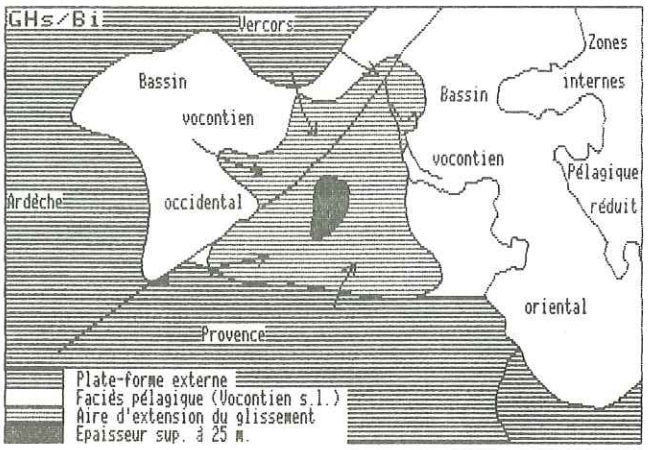


Fig. 10 : Aire d'extension du glissement majeur Hs/Bi, à la limite Hauterivien-Barrémien (limite C6/C7). La masse principale de ce "slump" est faite de marno-calcaires hémipélagiques de plate-forme externe, auxquels s'ajoutent des marno-calcaires pélagiques profonds entrainés le long de la semelle de glissement. Le volume total déplacé est estimé à au moins 5 km3. L'existence de plusieurs sources simultanées est vraisemblable.

REFERENCES CITEES

ARNAUD (H.) (1981). - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien: le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buech. Géol. alpine, Mém. n° 12, 3 vol.

ARNAUD (H.), GIDON (M.) et THIEULOY (J.-P.) (1981). - Les calcaires du Fontanil des environs de Grenoble: leur mise en place dans la stratigraphie du Néocomien entre le Jura et le domaine vocontien. Eclog. geol. Helv. v. 74, n° 1, p. 109-137.

ARNAUD-VANNEAU (A.) (1986). - Variations dans la composition et dans la diversité des faunes de foraminifères benthiques du Crétacé inférieur sur quelques plates-formes carbonatées téthysiennes de l'Europe et du Moyen-Orient. Bull. Soc. géol. Fr., (8), t. II, n° 2, p.245-254.

BUSNARDO (R.) (1965). - Le stratotype du Barrémien. I. Lithologie et macrofaune. Mém. BRGM Fr., n° 34, p. 101-116.

COTILLON (P.), FERRY (S.), GAILLARD (C.), JAUTEE (E.), LATREILLE (G.) et RIO (M.) (1980). - Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur: mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXII, n° 5, p. 735-744.

DEBRAND-PASSARD (S.), COURBOULEIX (S.) et LIENHARDT (M.-J.) (1984). - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM Fr., n° 125 et 126.

FERRY (S.) (1979). - Les turbidites bioclastiques: mode de transport du sable calcaire des plates-formes urgoniennes à la cuvette vocontienne. Geobios, Mém. sp. n° 3, p.149-158.

FERRY (S.) et MONIER (P.) (1987). - Correspondance cycle-à-banc des alternances calcaire-marne hémipélagiques et pélagiques (Bassin vocontien, Sud-Est de la France). Bull. Soc. Géol. France, à paraître.

FERRY (S.) et RUBINO (J.-L.) (1987). - Séquences klupféliennes ou cycles eustatiques ? Etude d'un cas: les séries carbonatées néocomiennes du Sud-Est français. C. R. Acad. Sc. Paris, à paraître.

GAYTE (D.) (1984). - Le Valanginien et l'Hauterivien de la bordure cévenoile méridionale. Thèse 3° Cycle, Lyon, 147 p.

KLUPFEL (W.) (1917). - Ueber die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol. Rdsch., Bd. 7, p. 97-109.

VAIL (P.R.), HARDENBOL (J.) and TODD (R.G.) (1984). - Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In J.S. SCHLEE (ed.): Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. A.A.P.G. Mem., n° 36, p. 129-144.

LES SUCCESSIONS ARGILEUSES MESOZOIQUES DES DOMAINES SUBALPIN ET ULTRA-HELVETIQUE

Jean-François DECONINCK

RESUME .- Les assemblages argileux mésozoïques des domaines subalpin et ultra-helvétique résultent d'influences diagénétiques et détritiques dont la distinction est parfois délicate. La nature des évolutions diagénétiques de plus en plus prononcées vers les zones alpines internes (enfouissement sédimentaire et tectonique) est conditionnée par la lithologie. Les assemblages argileux détritiques conservés dans les parties occidentales sont surtout constitués d'illite, de smectite et de kaolinite. L'évolution des proportions relatives de ces trois minéraux au cours du Malm et du Crétacé résulte tour à tour d'influences tectoniques, eustatiques et climatiques.

ABSTRACT .- Mesozoic clay-mineralogical assemblages from the subalpine and ultra-helvetic basins reflect both diagenetic and detrital influences which respective effects are sometimes difficult to identify. Diagenetic transformations mainly occur in the eastern part of the studied areas and are caused by burial diagenesis and tectonic overload. Transitions of smectites into chlorites mainly occur in limestone beds, while smectites are rather replaced by illitic minerals in marly layers. In the western part of the subalpine basin, detrital clay-mineralogical assemblages are preserved from deep diagenesis. During Malm-Cretaceous period, detrital clay mineralogical successions result from various combinations of tectonic, eustatic and climatic influences.

INTRODUCTION

Les successions argileuses Malm à Crétacé supérieur des domaines subalpin et ultra-helvétique ont été étudiées sur environ 1 500 échantillons. On présente ici les principaux résultats récents, relatifs d'une part à la diagenèse, d'autre part à la reconstitution des paléoenvironnements mésozoïques.

La recherche de la signification des assemblages argileux détritiques suppose la détermination préalable du rôle de la diagenèse qui modifie parfois profondément les cortèges minéralogiques. La diagenèse des argiles du domaine subalpin a déjà fait l'objet de nombreux travaux (Artru et al., 1969, Dunoyer de Segonzac et al., 1966, Deconinck et Chamley, 1983 ; Ferry et al., 1983, Deconinck et Debrabant, 1985, Deconinck, 1987), aussi nous ne reprendrons que les principales conclusions.

1 - INFLUENCE DE LA DIAGENESE

a) Rôle de la lithologie

Les variations systématiques de la composition de la fraction argileuse (< 2 µm) des marnes et des calcaires des alternances du Sud-Est de la France ont été mises en évidence par Chamley et al. (1973), puis par Ferry (1979) et Cotillon et al. (1980) dans le bassin vocontien. Pour ces derniers auteurs, les variations ont une origine climatique. Cependant, les études plus récentes de Ferry et al. (1983) et de Deconinck et Chamley (1983), ont montré qu'il existait plusieurs types de correspondances entre la lithologie et la minéralogie des argiles, attribuables d'une part à la diagenèse, d'autre part à des oscillations périodiques du climat.

* Département de Géologie et de Paléontologie, Université de Genève, 13, rue des maraîchers, 1211 GENEVE 4, Suisse.

Les correspondances entre la lithologie et la minéralogie des argiles sont essentiellement de deux types : on observe soit une augmentation de la proportion de chlorite (fig. 1A), soit une augmentation de la proportion de smectite dans les bancs calcaires (fig. 1B) (Deconinck, 1987). Dans les deux cas, ces augmentations s'effectuent aux dépens de l'illite et de la kaolinite.

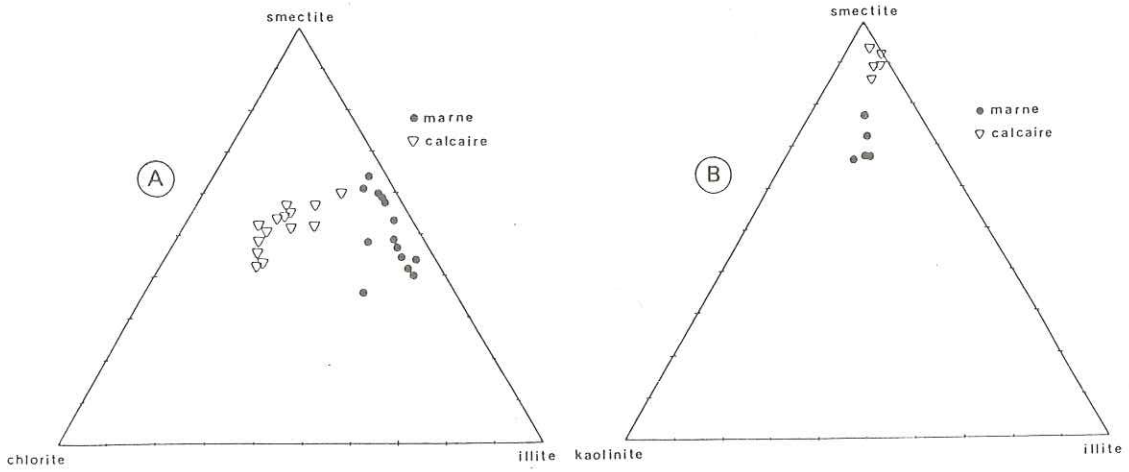


Fig. 1A.- Diagramme triangulaire smectite, illite, chlorite, relatif à la fraction argileuse (< 2 µm) de marnes et de calcaires d'alternances berriasiennes (coupe de Montclus, bassin subalpin méridional).

1B.- Diagramme triangulaire smectite, illite, kaolinite, relatif à la fraction argileuse (< 2 µm) de marnes et de calcaires d'alternances berriasiennes (St Alban-Leysse, massif des Bauges).

L'augmentation de chlorite dans les calcaires a une origine diagénétique. La présence locale d'édifices interstratifiés subréguliers chlorite-smectite, ainsi que la corrélation négative entre les proportions de smectite et de chlorite observée dans les bancs calcaires de certains faisceaux alternants, ont permis de montrer que les chlorites provenaient de la transformation de smectites (Deconinck, 1987). A ces arguments minéralogiques s'ajoutent les observations de Ferry et al. (1983), qui ont bien montré, dans une formation alternante isochrone du Valanginien, une diminution progressive de la proportion de smectites au profit des chlorites en direction des zones alpines internes, ce qui s'accorde avec l'évolution régionale de l'indice de cristallinité de l'illite. Dans l'Unité de Nantbellet, (ultra-helvétique de la klippe de Sulens), une augmentation similaire de chlorite dans les calcaires de formations alternantes a été observée, notamment dans les secteurs les plus orientaux soumis à une empreinte diagénétique importante (Deconinck et Charollais, 1986).

L'augmentation de la proportion de smectite dans les bancs calcaires semble en revanche avoir une origine détritique (Deconinck, 1987). Les variations systématiques de la composition de la fraction argileuse des marnes et des calcaires pourraient refléter dans ce cas, en accord avec les observations de Cotillon et al. (1980), des fluctuations périodiques du climat.

En résumé, dans les alternances marne-calcaires du Sud-Est de la France, l'augmentation de la proportion de chlorite dans les calcaires par rapport aux marnes, constitue un bon indicateur de diagenèse. En revanche, l'augmentation de smectites dans les calcaires aux dépens de l'illite et de la kaolinite plus abondantes dans les marnes, résulte probablement d'oscillations périodiques du climat.

b) Rôle de l'enfouissement

L'épaisseur importante des séries sédimentaires mésozoïques subalpines, notamment dans le bassin vocontien, entraîne un ensemble de transformations minéralogiques dans des formations d'autant plus jeunes qu'on se trouve en position interne dans l'arc alpin. Il s'agit essentiellement de transformations de smectite en chlorite dans les calcaires, et de smectite et illite dans les marnes. L'influence de l'enfouissement se met facilement en évidence par une diminution, des couches les plus récentes vers les plus anciennes, de la proportion de smectite au profit d'illite dans les marnes, et de chlorite dans les calcaires (Deconinck, 1987). Cette évolution se marque dans les premiers stades par une diversification des édifices interstratifiés (Deconinck et Debrabant, 1985).

c) Rôle de la surcharge tectonique

L'influence de la mise en place de nappes a été moins souvent décrite dans la littérature. Dans les massifs subalpins septentrionaux (Bauges, Bornes), les relations existant entre les accidents tectoniques, la répartition des argiles et la position des klippes préalpines des Annes et de Sulens suggèrent que la surcharge provoquée par la mise en place des nappes préalpines a entraîné une transformation des smectites en illites, chlorites et interstratifiés dans les formations autochtones des secteurs orientaux de ces massifs (Deconinck et Debrabant, 1985).

2 - LES SUCCESSIONS ARGILEUSES DETRITIQUES

Les argiles héritées sont conservées dans les parties les plus occidentales, à la fois du domaine subalpin et de l'Unité de Nantbellet. Trois minéraux, l'illite, la smectite et la kaolinite dominent la sédimentation argileuse du Malm et du Crétacé dans le domaine alpin.

a) Dans le bassin subalpin méridional, les proportions relatives d'illite et de kaolinite évoluent parallèlement et de façon antagoniste avec celles de smectites. Les successions argileuses sont organisées de manière séquentielle (Joseph et al., 1985 ; Deconinck et al., 1985). De l'Oxfordien au Cénomanien s'individualisent trois mégaséquences : Oxfordien à Berriasien, Valanginien à Barrémien-Bédoulien, Gargasien à Cénomanien (fig. 2). Elles se caractérisent depuis la base vers le sommet par une augmentation de la proportion de smectite aux dépens à la fois de l'illite et de la kaolinite. Cette augmentation s'accompagne d'un accroissement de la proportion de carbonate, ainsi que d'une fréquence plus élevée des phénomènes de resédimentation (Joseph et al., 1985). Cette évolution séquentielle résulte d'une succession de périodes tectoniquement instables et/ou de régression (base de mégaséquences : Valanginien, Aptien) entraînant une érosion active des bordures continentales et de périodes de relaxation et d'aplanissement continental (sommet de mégaséquences : Berriasien, Barrémien-Bédoulien, Cénomanien) conduisant à la formation de sols à smectites et à leur érosion superficielle (Deconinck et al., 1985).

b) Dans le domaine subalpin septentrional, la sédimentation argileuse est comparable, mais dans les faciès urgoniens, les proportions de kaolinite sont souvent importantes (jusqu'à 50 % des argiles, Deconinck et al., 1985). Les forts pourcentages de ce minéral résultent probablement des phénomènes de sédimentation différentielle des argiles qui privilégient le dépôt proximal de la kaolinite et l'exportation des smectites dans les domaines plus profonds du bassin. Il est d'ailleurs remarquable de noter que durant les périodes d'extension importante des plates-formes carbonatées (Barrémien-Bédoulien), la proportion de smectite augmente dans le bassin vocontien aux dépens de la kaolinite.

c) Dans le bassin ultra-helvétique, (Unité de Nantbellet), la composition de la fraction argileuse détritique diffère par la quasi-absence de kaolinite qui résulte très probablement d'un éloignement important des sources terrigènes (Deconinck

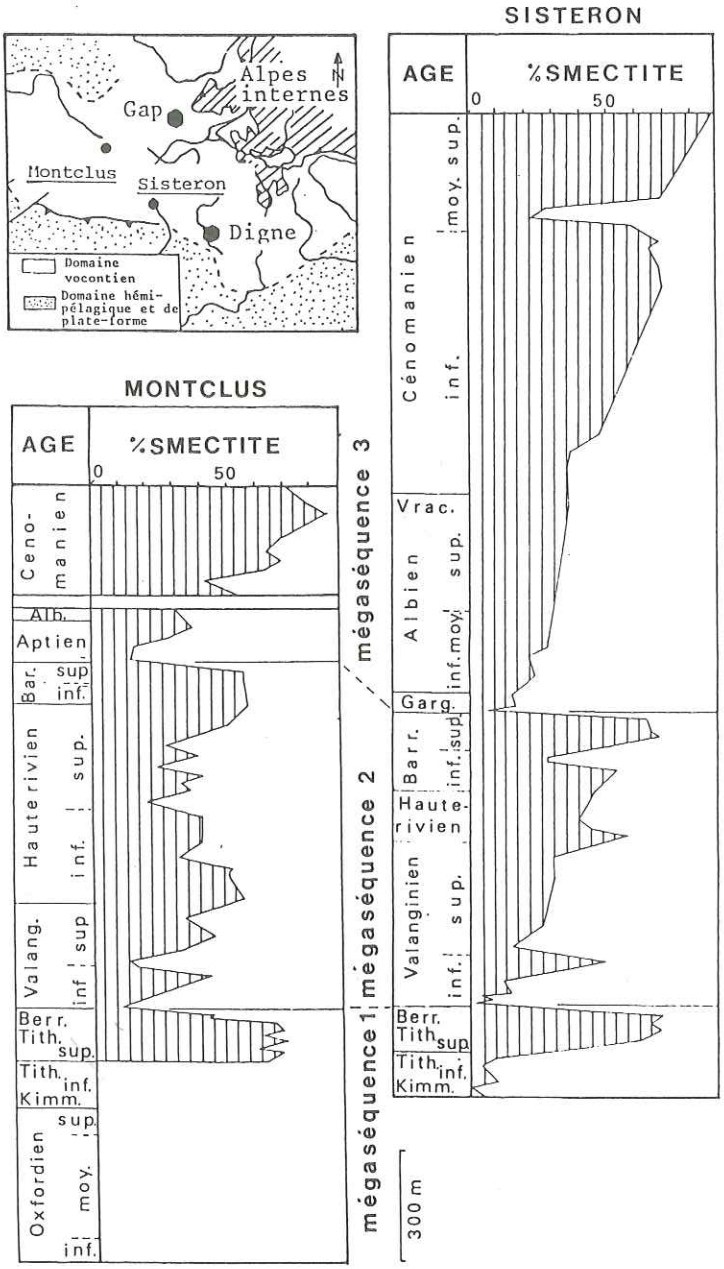


Fig. 2.- Evolution séquentielle de la sédimentation argileuse sur les coupes de Montclus et Sisteron (bassin subalpin méridional, d'après Deconinck et al., 1985).

et Charollais, 1986). Malheureusement, la rareté des données minéralogiques dans ce domaine et l'empreinte souvent importante de la diagenèse ne permettent pas de préciser la localisation de ces sources.

Enfin, dans l'ensemble du domaine subalpin, le caractère hydrolysant des climats du Mésozoïque s'exprime par la rareté de la chlorite détritique (minéral très sensible à l'hydrolyse) par rapport à la smectite et à la kaolinite.

3 - CONCLUSION

Quatre minéraux argileux, la chlorite, l'illite, la smectite et la kaolinite dominent le cortège minéralogique (< 2 µm) des formations du Malm au Crétacé supérieur des bassins subalpin et ultra-helvétique. La chlorite a surtout une signification diagénétique ; elle provient de transformations de smectite intervenant préférentiellement dans les bancs calcaires. L'illite a plusieurs origines : dans les secteurs orientaux du domaine subalpin, ce minéral abondant dans les niveaux marneux provient de la transformation de smectite et a par conséquent une origine diagénétique. Dans les secteurs plus occidentaux, ce minéral est détritique. Les apports illitiques marqués, associés à la sédimentation marneuse du Valanginien et de l'Aptien s'accompagnent d'une augmentation importante des proportions de kaolinite. L'augmentation concomitante de ces minéraux à la base des mégaséquences traduit une reprise d'érosion sur les domaines continentaux, consécutive à des périodes tectoniquement instables et/ou de régression.

La smectite, largement répandue au Mésozoïque, a une origine détritique. Les fortes proportions de ce minéral se rencontrent durant les périodes de relaxation tectonique et d'aplanissement des bordures continentales. Ces conditions permettent le développement, puis l'érosion superficielle de sols dans lesquels les smectites se sont formées sous les climats chauds et à humidité saisonnière contrastée du Mésozoïque.

REFERENCES

ARTRU P., DUNOYER DE SEGONZAC G., COMBAZ A. & GIRAUD A. (1969).- Variations d'origine sédimentaire et évolution diagénétique des caractères palynologiques et géochimiques des Terres Noires Jurassiques en direction de l'arc alpin (France sud-est). Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A., 3, 2, pp. 357-376.

CHAMLEY H., FROGET C.H. & PORTIER J. (1973).- Minéraux argileux de roches, sols et sédiments fluviatiles dans le bassin-versant du Haut-Verdon (Alpes de Haute Provence). Sci. géol. Bull., Strasbourg, 26, 4, pp. 279-303.

COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. & RIO M. (1980).- Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France sud-est) au Crétacé inférieur : mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. Bull. Soc. géol. France, 7, 22, 5, pp. 735-744.

DECONINCK J.F. (1987).- Identification de l'origine détritique ou diagénétique des assemblages argileux : le cas des alternances marnes calcaires du Crétacé inférieur subalpin. Bull. Soc. géol. France, 8, 3, 1, pp. 139-145.

DECONINCK J.F., BEAUDOIN B., CHAMLEY H., JOSEPH P. & RAOULT J.F. (1985).- Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm-Crétacé. Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 26, 5, pp. 311-320.

DECONINCK J.F. & CHAMLEY H. (1983).- Héritage et diagenèse des minéraux argileux dans les alternances marno-calcaires du Crétacé inférieur du domaine subalpin. C.R. Acad. Sci., Paris, 297, pp. 589-594.

DECONINCK J.F. & CHAROLLAIS J. (1986).- Minéraux argileux des formations crétacées et tertiaires du domaine ultrahelvétique (Unité de Nantbellet, klippe de Sulens : Haute Savoie : Diagenèse et paléoenvironnement. Géol. Alpine, 62, pp. 11-30.

DECONINCK J.F. & DEBRABANT P. (1985).- La diagenèse des argiles dans le domaine subalpin : rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique. Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 26, 5, pp. 321-330.

DUNOYER DE SEGONZAC G., ARTRU P. & FERRERO J. (1966).- Sur une transformation des minéraux argileux dans les Terres Noires du bassin de la Durance : Influence de l'orogénie alpine. C.R. Acad. Sci., Paris, 262, pp. 2 401-2 404.

FERRY S. (1979).- Alternances marno-calcaires : comparaison du contenu minéralogique et faunique des bancs et des interbancs dans le Barrémien vocontien (SE de la France). 7ème R.A.S.T., Lyon, Soc. géol. France, p. 189.

FERRY S., COTILLON P. & RIO M. (1983).- Diagenèse croissante des argiles dans des niveaux isochrones de l'alternance calcaire-marne valanginienne du bassin vocontien. Zonation géographique. C.R. Acad. Sci., Paris, 297, pp. 51-56.

JOSEPH P., BEAUDOIN B., FRIES G. & DECONINCK J.F. (1985).- Megasequences and resediment in the subalpine basin, France (Malm-Cretaceous). 6th Europ. Reg. Meet. Sedimentology, Lerida, pp. 209-212.

LES APPORTS ARGILEUX DANS LE BASSIN MESOZOIQUE SUBALPIN. QUANTIFICATION ET PROBLEME D'ALTERATION DIAGENETIQUE DE L'HERITAGE

Joslane LEVERT° et Serge FERRY°

RESUME : Le taux de sédimentation (TS) dans le Mésozoïque argilo-carbonaté vocontien varie de 10 à 40 m/MA selon les époques et les échelles chronologiques. Le flux argileux y représente, pareillement, des TS partiels de 1 à 15 m/MA. L'intérêt des argiles pour les reconstitutions du paléoenvironnement doit être nuancé. La cartographie des associations argileuses, effectuée selon quatre isochrones sur toute la superficie du bassin, met en évidence une diagenèse beaucoup plus complexe que les conceptions actuelles ne le laissaient prévoir. Aux influences thermiques régionales aboutissant à la transformation massive de smectite en chlorite, s'ajoutent des transformations qui s'apparentent à des minéralisations stratiformes, associées aux fractures majeures.

ABSTRACT : Depending on time and absolute chronologic scales used, sedimentation rates in Mesozoic alternating limestones and marls of the Vocontian Trough range from 10 to 40 m./m.y., in which clay supplies represent 1 to 15 m./m.y. The use of clay assemblages for reconstructing paleoenvironments is difficult in some areas of the basin, since diagenesis is more complex than expected. Mapping of clay assemblages along 4 isochronous levels over the whole basin enable us to decipher the superimposition of (a) a thermal, regional component evidenced by the transformation of smectite into chlorite minerals, and (b) local, "unrooted" (bedding-guided), fault-related anomalies with either chlorite or kaolinite minerals, several kilometers wide, that are very like to some ore mineralizations.

1. Introduction

La sédimentation mésozoïque subalpine est représentée par des séries carbonatées rythmiques sur les bordures et une série alternante calcaréo-marneuse plus monotone en domaine de bassin (fosse vocontienne). Si l'on excepte l'ensablement des dépots à l'Aptien-Albien - surtout sensible sur la plate-forme externe, beaucoup moins dans le bassin -, le fond terrigène des sédiments est constitué par des argiles. Nous allons ici (a) tenter de quantifier ce flux argileux pour montrer la faiblesse de l'alimentation, (b) discuter, à travers quelques exemples choisis, de la valeur des argiles pour reconstruire les environnements du passé. La méthode utilisée est la cartographie des associations argileuses selon les isochrones rigoureuses que sont les bancs de l'alternance pélagique corrélés sur toute l'étendue du bassin (Cotillon et al., 1980, Ferry et al., 1983). Elle fournit des résultats beaucoup plus précis que celle consistant à raisonner à partir de coupes verticales.

2. Evaluation du flux terrigène dans le bassin

Les séries de plate-forme sont surtout calcaires. Le dépôt des argiles est plutôt concentré dans le bassin. La série vocontienne sert de base à nos évaluations, obtenues sans tenir compte de la compaction. Le tableau 1 résume les calculs effectués pour diverses tranches de série, depuis l'Oxfordien jusqu'à l'Aptien, d'après la teneur moyenne en carbonate dans les bancs et interbancs, l'épaisseur relative de ces derniers et par rapport à plusieurs échelles chronologiques absolues. Les apports terrigènes restent faibles, même pendant le dépôt d'épaisses séries marneuses comme les "Terres Noires" callovo-oxfordiennes ou les "marnes bleues" gargaso-albiennes (taux de sédimentation de la fraction terrigène seule inférieur à 15 m/MA dans le meilleur des cas). Pendant les périodes à sédimentation calcaire comme le Tithonique, ce T.S. partiel peut descendre en-dessous de 2 m/MA pour un T.S. total d'environ 20 m/MA. Ces valeurs ne sont guère plus élevées que celles relevées dans les grands bassins océaniques de l'époque (Deep Sea Drilling Project).

La complexité de l'association argileuse (illite, smectite(s), kaolinite, chlorite(s), interstratifié(s)) dénote une origine au moins partiellement détritique.

° Université Claude Bernard - Lyon 1, Centre des Sciences de la Terre, 43, Bd du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne cedex.

Epaisseur en m	ETAGE	Kent et al.(85) 1	2	3	Harland et al.(83) 1	2	3	Odin et al.(82) 1	2	3	Van Hinte (76) 1	2	3
140	APTIEN	6	23.3	11.8	6	23.3	11.8	5	28	14.2	7.3	19.2	9.7
100	BARREMIEN	5	20	5.7	6	16.7	4.8	2.3	43.5	12.5	6.2	16.1	4.6
200	HAUTERIVIEN	7	28.5	9.4	6	33.3	11	5	40	13.2	5	40	13.2
150	VALANGINIEN	7	21.4	9.2	7	21.4	9.2	7	21.4	9.2	5.4	27.8	12
80	BERRIASIEN	6	13.3	1.6	6	13.3	1.6	4.2	19	2.3	4.2	19	2.3
670	TOTAL	31	21.6	7.7	31	21.6	7.7	23.5	28.5	10.2	28	23.8	8.5
100	KIM. SUP.	8	12.5	1.2	6	16.4	1.6	4.8	21	2	3	34.5	3.5
40	KIM. INF.	4	10	1.5	6	6.6	1.1	5.4	7.5	1.2	5.6	7	1.2
40 / 110	OXF. SUP. / OXF. MOY.	5	31	10.5	5	31	10.5	8.8	17.6	6	6.2	25.2	8.5
290	TOTAL	17	17.4	4.1	17	17.4	4.1	19	15.5	3.7	14.2	19.9	4.7

Tableau 1. - Evaluation du taux de sédimentation total (2) et du flux terrigène (3), exprimés en m/MA et calculés à partir de durées (1) tirées de 4 échelles chronologiques différentes (réf. in Kent et al., 1985).

3. Argiles et paléoenvironnements

Les minéraux argileux ont souvent été utilisés pour reconstituer le contexte géodynamique des bassins sédimentaires. La nature des argiles produites dans les profils d'altération ou simplement héritées des formations sédimentaires affleurantes est sous la dépendance des climats, du relief et des changements plus ou moins prononcés qui les affectent au cours du temps. Leur répartition dans le bassin de sédimentation est sous la dépendance de la paléogéographie, des courants, etc. Chamley et Robert (1982), par exemple, se servent des argiles pour retracer l'évolution des bordures continentales de l'Atlantique au Crétacé.

Dans le bassin du Sud-Est, Deconinck et al. (1985) pensent que les associations argileuses changeantes des séries crétacées sont sous la dépendance du climat, de la tectonique et de l'eustatisme. Pour Cotillon et al. (1980) la composition oscillante des associations argileuses des bancs et interbancs de l'alternance calcaire-marne reflète des variations climatiques à courte période.

Nos cartes d'isoteneurs sont en mesure de prouver directement le caractère détritique de certaines argiles. La répartition de la kaolinite dans le banc clansayésien (fig. 1), par exemple, suit exactement la bordure du bassin et dépend notamment de la morphologie de détail, déterminée indépendamment par les voies de mise en place des turbidites. Ceci confirme l'origine détritique. Pour les autres argiles, la discussion est plus compliquée mais les cartes permettent en général de faire la part de l'héritage, de la sédimentation différentielle et des transformations diagénétiques ultérieures (Ferry et al., 1983).

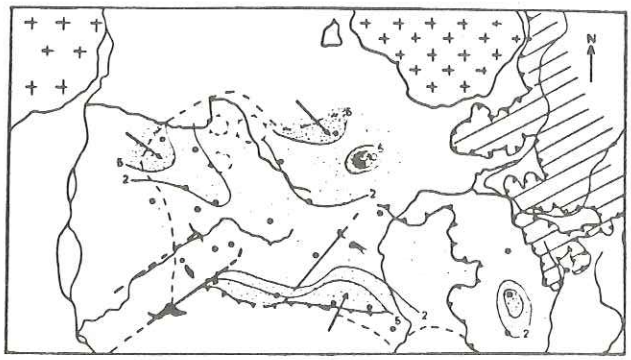


Fig. 1. - Répartition de la kaolinite dans le banc clansayésien (les flèches indiquent les directions d'apports).

4. Argiles et diagenèse régionale

Un couple banc-interbanc, parfaitement corrélé dans des coupes réparties sur l'ensemble du bassin, a été échantillonné à quatre niveaux de la série (fig. 2). La répartition de la chlorite dans les bancs est exemplaire. C'est elle qui illustre le mieux la transformation diagénétique du stock argileux sédimenté et la localisation exacte des zones à diagenèse. Dans un contexte géodynamique au détritisme aussi faible, les teneurs en chlorite sont en effet parfaitement anormales et la répartition géographique du minéral exactement l'inverse de celle devant résulter d'une sédimentation différentielle. En dépit des perversions inévitables des raisonnements basés sur des variations de pourcentages, il est clair que cette chlorite provient de la transformation de smectite car les cartes d'isopourcentages sont respectivement les négatifs les unes des autres. En outre, la kaolinite disparaît brusquement dans les zones à fort gradient chloritique, ce qui est aussi une indication de diagenèse.

Que voit-on ? Tout d'abord l'effet permanent - et prévisible - d'un fort gradient de diagenèse en direction de l'arc alpin, donc sans doute lié lato sensu à l'orogénie alpine. Le recouvrement sédimentaire n'ayant jamais dépassé 2000 m et le recouvrement tectonique étant inexistant dans la partie orientale de la "fosse vocontienne", il faut invoquer l'empreinte d'un gradient thermique anormalement élevé. Les choses sont plus compliquées dans la partie occidentale de la "fosse" où l'on observe la superposition vraisemblable de plusieurs effets : (a) la persistance au cours du temps d'une anomalie axiale en chlorite (iso. 20%), apparemment intensifiée à l'aplomb des dômes de Brette et d'Aurel au Nord-Est (diapirs triasiques ?) et (b) des anomalies chloritiques "en taches" qui ne peuvent pas être l'expression d'un quelconque gradient lié à la profondeur. Ces dernières anomalies ont donc un caractère stratiforme, alors que l'anomalie axiale peut être qualifiée d'"enracinée", étant donné qu'on la retrouve avec à peu près les mêmes valeurs, tout au long de la série sédimentaire de ce secteur.

Le degré de maturation de la matière organique a pu être estimé par pyrolyse Rock-Eval (Tmax.) et mesure du pouvoir réflecteur de la vitrinite puis cartographié dans les niveaux clansayésien et valanginien (fig. 3) où la mesure est encore possible. La concordance entre les cartes d'isovaleurs obtenues pour les argiles et la matière organique indique que l'anomalie chloritique axiale doit être, comme dans la partie orientale de la "fosse", attribuée à un gradient géothermique anormalement élevé. Les cartes ne fournissent évidemment aucune indication d'âge et il n'est pas prouvé que les phénomènes se soient produits au même moment partout. Rien ne prouve non plus qu'ils ne soient pas polyphasés.

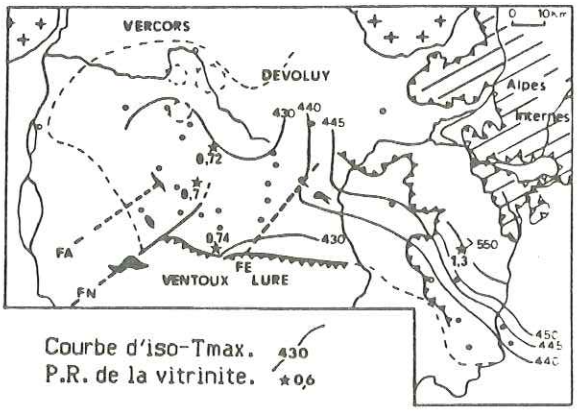


Fig. 3. - Etat de maturation de la matière organique dans l'interbanc valanginien.

La diagenèse régionale n'aboutit pas exclusivement à la chlorite. La transformation en illite est également présente et visible sur les cartes de pourcentages. Mais la discussion est délicate pour ce minéral ubiquiste et sortirait du cadre restreint de cette courte note. On peut dire simplement que l'illitisation est plus prononcée que la chloritisation dans la base de la série, alors qu'à partir du Jurassique terminal, elle ne reste vraiment sensible que dans les interbancs. La chlorite caractérise alors plutot les bancs.

5. Argiles et diagenèse locale

Nous avons déjà évoqué les anomalies locales à propos de la chlorite des bancs. Ces anomalies ne sont pas des artéfacts imputables à la méthode de mesure car elles existent dans plusieurs coupes proches. La répartition de la kaolinite dans le banc kimméridgien (fig. 4) met aussi en évidence de façon exemplaire l'origine mixte de ce minéral : détritique sur la bordure ouest du bassin, diagénétique au niveau des

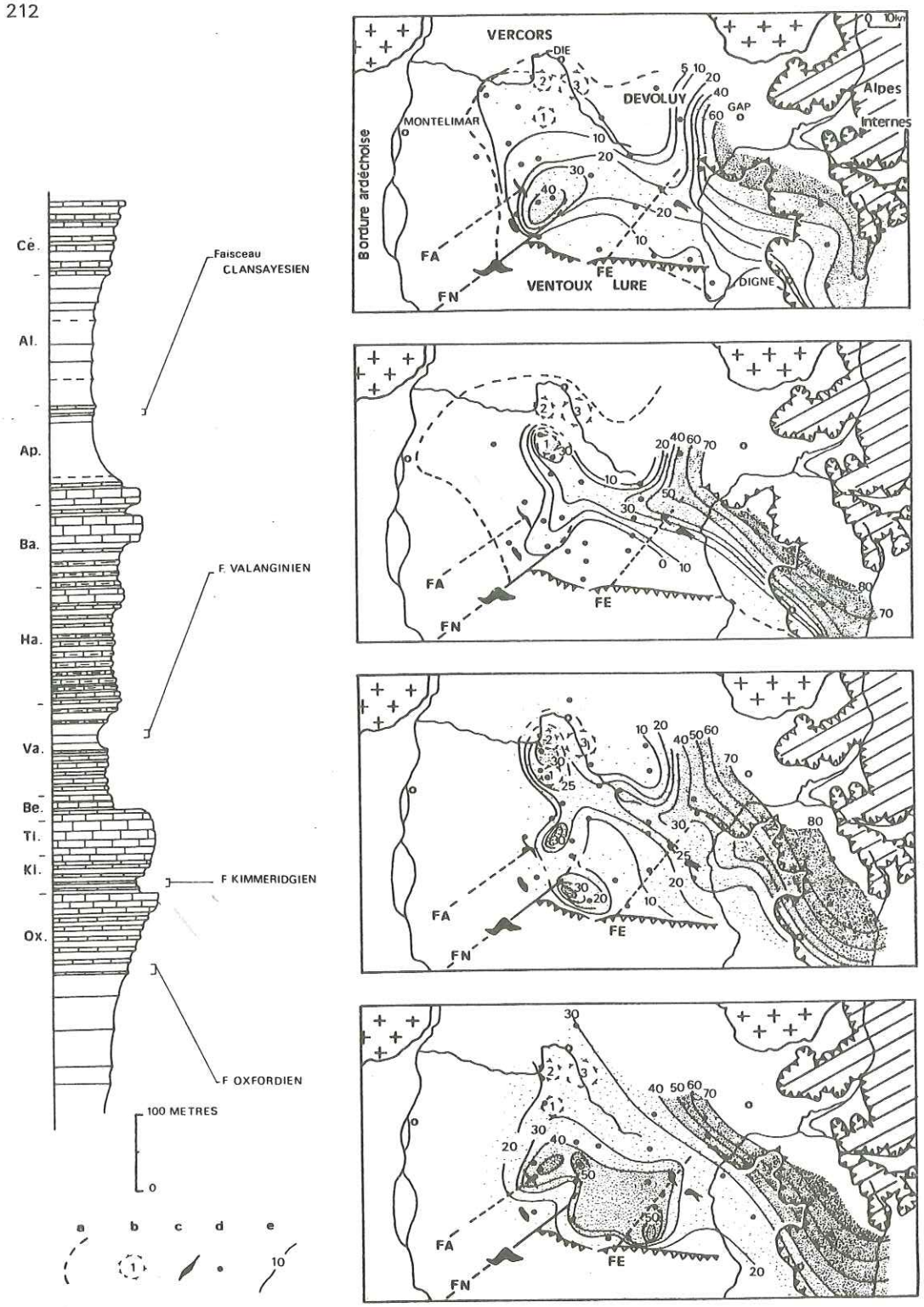


Fig. 2. - Cartes de répartition en pourcentages de la chlorite dans quatre bancs calcaires de la série mésozoïque subalpine, corrélés sur l'ensemble du bassin. Les points correspondent aux coupes échantillonnées.
FA : faille de l'Aygues, FN : failles de Nîmes, FE : faille d'Eygalayes, a : limite des faciès pélagiques, b : dômes et brachyanticlinaux de Brette (1), d'Aurel (2) et de Die (3), c : affleurements du Trias diapir, e : courbes d'isopourcentages.

concentrations anormales au centre. L'influence des failles sur ces anomalies, déjà sensible pour la chlorite (fig. 2) est absolument nette au niveau de la faille d'Eygalayes.

Cet exemple est intéressant à trois titres. Il montre tout d'abord qu'en termes de diagenèse dans les sédiments vaseux, on doit s'attendre à d'autres produits que les argiles "conventionnelles" (illite et chlorite). Il est d'autre part la démonstration éclatante de l'origine hydrothermale d'une partie de la diagenèse argileuse dans ce bassin. Enfin, il est clair que seule la méthode cartographique très précise employée peut mettre en évidence sans équivoque des influences diagénétiques aussi faibles.

L'influence de l'hydrothermalisme synsédimentaire dans le bassin vocontien a déjà été invoquée sur la base d'arguments minéralogiques et biologiques (Gaillard et al., 1984). Nous en apportons un autre indice mais nous ne pouvons affirmer la précocité de ces transformations argileuses stratiformes, liées aux failles. Nous voyons simplement qu'elles s'apparentent fortement à des minéralisations.

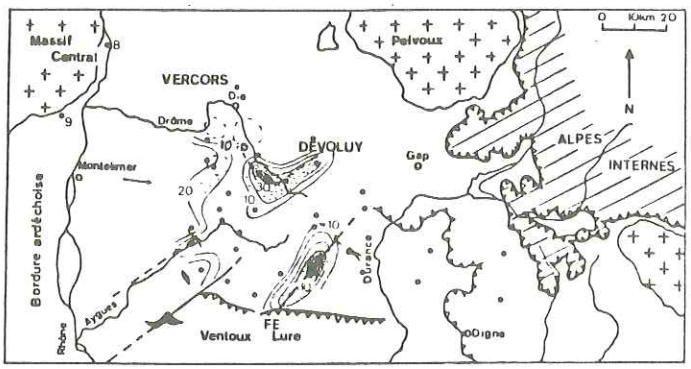


Fig. 4. - Répartition de la kaolinite dans le banc kimméridgien.
FE: faille d'Eygalayes.

6. Conclusions

La cartographie des associations argileuses selon des isochrones dans le bassin mésozoïque pélagique subalpin est un outil très précis qui permet de faire la part de l'héritage, de la sédimentation différentielle et des divers types de diagenèse, locale et régionale. Elle délimite donc le cadre dans lequel il est permis d'utiliser les argiles pour la reconstitution du contexte géodynamique et paléoclimatique. Dans un bassin caractérisé par un régime sédimentaire plutôt modéré, la méthode employée permet de mettre en evidence la superposition de plusieurs mécanismes (gradient(s) géothermique(s) élevé(s), diapirisme (?) et hydrothermalisme) à l'origine des transformations diagénétiques qui ont altéré l'association détritique primaire.

Références bibliographiques citées.

CHAMLEY H. et ROBERT C. (1982). - Paleoenvironmental significance of clay deposits in Atlantic black shales. In S.O. SCHLANGER, M.B. CITA (ed.), Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. Academic Press, London, p. 101-112.

COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. et RIO M. (1980). - Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur : mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. 22, n° 5, p. 735-744.

DECONINCK J.F., BEAUDOIN B., CHAMLEY H., JOSEPH P. et RAOULT J.F. (1985). - Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm-Crétacé. Rev. géol. dyn. et géog. phys., vol. 26, fasc. 5, p. 311-320.

FERRY S., COTILLON P. et RIO M. (1983). - Diagenèse croissante des argiles dans des niveaux isochrones de l'alternance calcaire-marne valanginienne du bassin vocontien. Zonation géographique. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 297, p. 51-56.

GAILLARD C., BOURSEAU J.-P., BOUDEULLE M., PAILLERET P., RIO M. et ROUX M. (1984). - Les pseudo-biohermes de Beauvoisin (Drome) : un site hydrothermal sur la marge téthysienne à l'Oxfordien? Bull. Soc. géol. Fr., (8), t. I, n° 1, p. 69-78.

KENT D.V. et GRADSTEIN F.M. (1985). - A Jurassic to recent chronology. In VOGT P.R. et TUCHULKE B.E. (eds), The Geology of North America, vol. M, The Western North Atlantic Region, Geol. Soc. Amer., Boulder.

LES GRES APTO-ALBIENS DANS LEUR CONTEXTE PALEOMORPHOLOGIQUE (BASSIN SUBALPIN MERIDIONAL, S.E. FRANCE)

Gérard FRIES * et Bernard BEAUDOIN *

Résumé - La série apto-albienne, essentiellement marneuse, comporte dans les différentes zones du bassin subalpin de nombreuses venues gréseuses qu'il est possible d'interpréter d'un point de vue dynamique et paléomorphologique.

L'utilisation des figures directionnelles (current marks) et des structures de glissement (slumps) permet de reconstituer, dans le bassin essentiellement E-W, des morphologies méridiennes, notamment le sillon du Buëch. Sur ses flancs se dessinent des vallées sous-marines profondément entaillées, et particulièrement celle de Ceüse, dont l'éventail à l'Aptien peut être très précisément restitué : 20 km de large et plus de 70 km de long ; d'amont en aval les divers faciès (chenaux, lobes turbiditiques, séquences de slumps), s'organisent tant verticalement qu'horizontalement. Sur la bordure méridionale, les grès (albiens) correspondent d'une part à des faciès de plate-forme et d'autre part à des chenaux emplis de fluxoturbidites qui acheminent les venues détritiques jusqu'au bassin.

Plusieurs mécanismes contrôlent ces venues : l'histoire des sources (difficiles à localiser), celle du niveau marin (eustatisme) mais plus encore l'activité tectonique synsédimentaire et la fracturation induite au long des pentes, ainsi que la compaction précoce ; ces deux derniers mécanismes sont déchiffrables en particulier par l'analyse des sills et dykes sédimentaires gréseux qui, en divers sites, sont profondément infiltrés dans le massif argileux.

Abstract - The numerous sandy bodies interbedded in the marly apto-albian formation are interpreted in the dynamical evolution of the subalpine basin. Its paleotopography is restored using currents marks and slumpings indications : this E-W structured basin (main orientation of the margins) is characterized by a meridian through ("le sillon du Buëch") whose flanks are cut by submarine valleys converging towards it ; the valleys convey pelagic, neritic and detrital material over more than 70 km.

One of them was analysed in detail - the Aptian Ceüse fan ; this large morphology (20 km x 70 km) trapped sandy turbidites and very thick slumps mapped over more than some hundred square kilometers. The horizontal and vertical evolution of the sedimentary bodies (channels, lobes, slump sequences) is similar to the main classical fan-models.

On the southern margin the Upper Albian sandy deposits correspond to a regressive platform-type sequence ; inside the sequence sandy fluxoturbidites have been recognized and followed as hectometric channels until the slope-apron.

Many mechanisms may control the detrital arrivals : history of the sources (not yet well-located) ; sea-level variations (eustatism) ; tectonical activity and the induced fracturation in relation to early compaction. These last mechanisms are well recorded in the sediment with synsedimentary faults and deep sills and dykes networks.

(*) Ecole des Mines de Paris, C.G.G.M. - Laboratoire de Sédimentologie,
35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cédex et G.S. GENEBASS

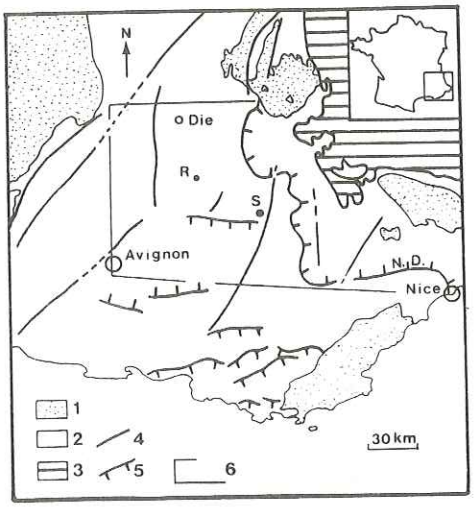


Fig. 1 - Le bassin subalpin méridional
1. Socle ; 2. Marge externe du domaine alpin ;
3. Zones alpines internes ; 4. et 5. Failles et chevauchements (ND : Nappe de Digne) ;
6. Secteur étudié.

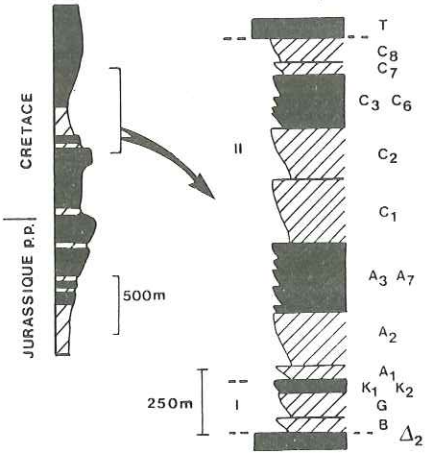


Fig. 2 - Les 19 séquences apto-cénomaniennes
(en noir, séquences plus carbonatées)

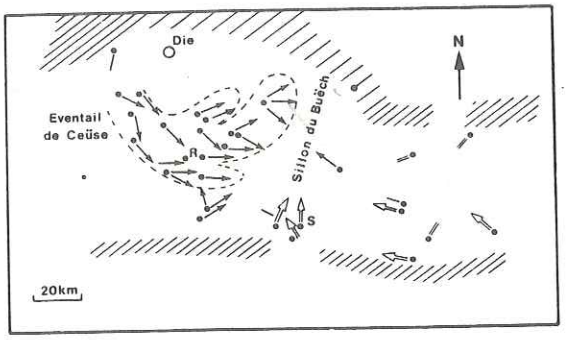


Fig. 3 - Le bassin à l'Aptien

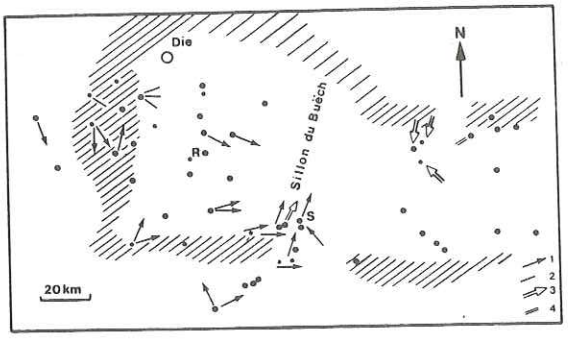


Fig. 4 - Le bassin à l'Albien
1. Sens de courant ; 2. Direction de courant ;
3. Sens de glissement ; 4. Direction de glissement

INTRODUCTION

Les travaux récents dans les chaînes subalpines méridionales couvrant les formations marneuses à marno-calcaires de l'Aptien au Cénomanien (B. Beaudoin et G. Friès, 1984 ; J.L. Rubino, 1984 ; J.L. Rubino et M. Delamette, 1985 ; G. Friès et B. Beaudoin 1985 ; J.G. Breheret *et al.,* 1986 ; G. Friès, 1986) ont permis de préciser l'évolution de cette partie de la marge alpine externe occidentale à un moment important de son histoire (fig. 1).

Cette période charnière - juste avant la fermeture du bassin mésozoïque à la fin du Crétacé supérieur - est caractérisée par un détritisme sableux important à l'Apto-Albien, tant sur les bordures que dans le bassin. Ces venues gréseuses sont interprétées ici d'un point de vue dynamique et paléomorphologique. Elles ont été observées systématiquement dans la partie inférieure, marneuse, des dix-neuf séquences reconnues (G. Friès, 1986) dans l'Apto-Cénomanien (fig. 2). Leurs occurrences les plus notables interviennent cependant durant l'Aptien et l'Albien (séquences B → A5) et seront analysées en détail après une présentation rapide du contexte paléogéographique.

I - LE BASSIN A L'APTO-ALBIEN

La tectonisation progressive au long du Cénozoïque a conduit à des déformations et des déplacements tangentiels importants dont celui de l'unité chevauchante de la Nappe de Digne (environ 30 km vers le SW, fig. 1). Les reconstitutions paléogéographiques présentées ici ont été réalisées après restitution palinspastique du bassin.

I.1. L'APTIEN

L'orientation E-W du bassin, acquise en partie dès la base du Crétacé, est soulignée par les zones de bordures (Vercors au Nord, chaînon Ventoux-Lure/Arc de Castellane au Sud) : celles-ci sont caractérisées par des dépôts réduits voire lacunaires prenant parfois un cachet néritique très marqué et par les changements rapides de faciès (fig. 3). La bordure occidentale reste plus difficile à préciser, mais les rares affleurements préservés (Le Teil, Viviers, ...) la situent un peu à l'Ouest du Rhône.

Les données directionnelles, assez abondantes dans la série à cachet pélagique, permettent de préciser la paléotopographie du bassin (fig. 3). Celui-ci, loin d'être une "fosse" homogène, est caractérisé par un sillon subméridien (sillon du Buëch) vers lequel convergent deux pentes régulières. Celles-ci sont entaillées par des morphologies sous-marines ayant canalisé slumps, turbidites et fluxoturbidites tels l'Eventail de Ceüse à l'Ouest et la vallée de Pierre-Ecrite à l'Est (G. Friès *et al.*, 1984 ; G. Friès et B. Beaudoin, 1985 ; G. Friès, 1986).

I.2. L'ALBIEN

La densité d'informations concernant l'Albien est plus faible que pour l'Aptien. Les données directionnelles se raréfient également : d'une part les slumpings disparaissent presque totalement, d'autre part les grès - susceptibles de fournir des directions de courant - font défaut sur le flanc oriental. Les indications disponibles suggèrent cependant une paléotopographie voisine de celle de l'Aptien, en dépit d'un certain rétrécissement du domaine bassin (fig. 4).

Les données stratigraphiques (microfaune) mettent en évidence une importante lacune tant sur la bordure méridionale (chaînon Ventoux-Lure) que septentrionale (Seyne-les-Alpes - Barcelonnette - Saint-Delmas-le Selvage) avec l'absence de l'Albien inférieur, moyen et supérieur *p.p.*

Dans la vallée du Rhône les indications bien que très fragmentaires (grès et calcaires gréseux datés du Vraconien, sables rutilants d'âge inconnu, niveau phosphaté daté de l'Albien basal, cf. les notices des cartes géologiques à 1/50 000 d'Uzès et de Pont-Saint-Esprit) suggèrent également l'existence de hiatus importants dans l'Albien.

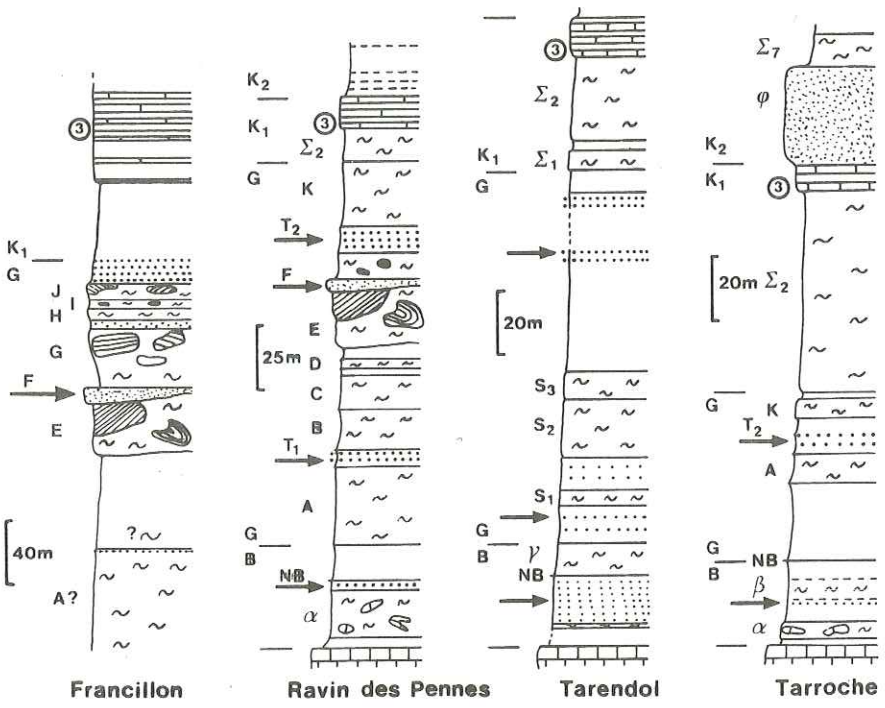


Fig. 5 - Venues gréseuses à l'Aptien dans la zone de l'Eventail de Ceüse :
cinq coupes (α, ß, γ, A, B, ... Σ1, Σ2 : slumps)
⟶ . Position des venues gréseuses ; 3 . Banc repère du faisceau clansayésien ;
NB. Doublet calcaire du "Niveau blanc"

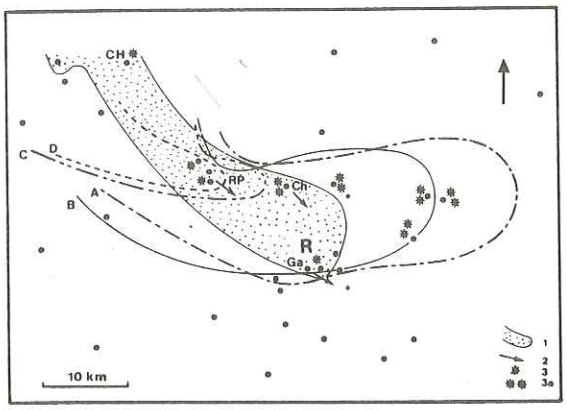


Fig. 6 - Cartographie du faisceau T1, et des slumps A, B, C et D.
1. Extension de T1 ; 2. Sens de courant ;
3. Lacune de la zone à *ferreolensis* (sous A) ;
4. Lacune totale de la zone à *ferreolensis* et de la zone à *cabri (p.p)*

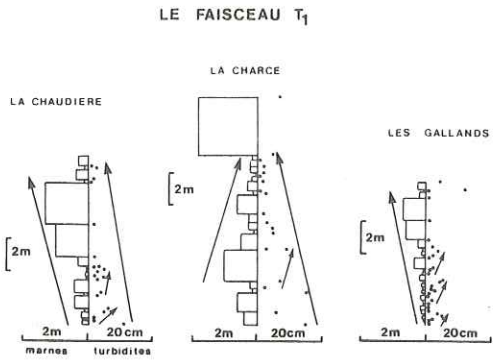


Fig. 7 - Le faisceau T1 : évolution des épaisseurs des marnes et des turbidites

II - L'EVENTAIL DE CEÜSE

Les nombreuses coupes levées dans la partie NW du bassin ont permis conjointement avec l'analyse de la dynamique sédimentaire (courants et glissements) de caractériser un appareil sédimentaire ayant fonctionné tout au long de l'intervalle Aptien-Albien [en fait, depuis le sommet de l'Oxfordien (B. Beaudoin et G. Friès, 1984)], l'Eventail de Ceüse (localisation, fig. 3). Il est marqué par l'importance des érosions et la puissance des resédiments (slumps et turbidites) dont il a assuré le transit et le dépôt. Cet appareil a été étudié sur une surface d'environ 70 km sur 20 km, tout-à-fait comparable à certains homologues actuels.

II.1 L'APTIEN

La série aptienne s'organise en quatre séquences (marne → marno-calcaire) B, G, K1 et K2 datées respectivement du Bédoulien, du Gargasien et du Clansayésien (K1 et K2). Dans cette région les resédiments peuvent représenter jusqu'à 80 voire 90 % des dépôts, tous les slumps ayant été identifiés nominalement (fig 5).

L'étude des venues gréseuses (faisceaux de turbidites ou fluxoturbidite sableuse) ainsi reconnues (fig. 5) a été menée en parallèle avec celle des slumps ; leur étroite imbrication est illustrée ici par quatre exemples, les faisceaux T1 et T2, le corps F et la fluxoturbidite φ (fig. 5).

II.1.1. Le faisceau T1

Un faisceau de turbidites centimétriques à décimétriques se met en place immédiatement au-dessus du slump A (coupe du Ravin des Pennes, fig. 5, localisation fig. 6) ; il date de l'extrême base de la zone à *algeriana* [apparition des premières *G. algerianus* CUSH. et TENDAM, absence de *H. trocoïdea* (SIG.)]. Cette précision chrono- et lithostratigraphique a permis de le cartographier sur une surface de 40 km sur 8 km, orientée NW-SE.

Une analyse de détail a été menée pour les trois coupes du Col de La Chaudière (CH), La Charce (Ch) et les Gallands (Ga) (fig. 7). Les marnes constituent l'essentiel du faisceau (85 à 90 % selon les coupes. Leur épaisseur entre deux turbidites successives mesure d'une certaine manière l'intervalle de temps séparant ces deux venues instantanées, indépendamment du mécanisme de dépôt invoqué pour ces marnes ; l'évolution verticale permet alors d'appréhender la fréquence relative des turbidites. La présence de ces dernières a été visualisée sur la droite du log par un point dont l'abscisse (en millimètres) correspond à la puissance de la turbidite (en centimètres).

Au Col de La Chaudière et à La Charce les épaisseurs des turbidites s'organisent en un grand rythme décroissant formé de la succession de petites séquences stratocroissantes ; en aval, aux Gallands, celles-ci, encore présentes, ne montrent pas de tendance générale (fig. 7).

L'évolution des marnes est différente : au Col de la Chaudière comme aux Gallands on observe une croissance régulière des intervalles marneux (diminution de la fréquence) ; à La Charce au contraire, après une légère augmentation, ils s'agencent en un grand rythme décroissant.

L'analyse des épaisseurs et des structures de ce même faisceau dans le Ravin des Pennes (localisation fig. 6) indique une évolution verticale strato-décroissante des turbidites et strato-croissante des marnes (comme au Col de La Chaudière), et de plus la qualité et les dimensions de l'affleurement montrent qu'elles se sont accumulées à l'intérieur d'une morphologie concave (chenal) large de quelques centaines de mètres. L'interprétation des coupes de La Charce et des Gallands est plus délicate. Si l'on raisonne à partir des turbidites et en particulier à partir de leur extension, le faisceau des Gallands correspond à la partie la plus aval reconnue, puisqu'il est absent au Sud et à l'Est : les turbidites sont nettement plus minces mais s'organisent en petites séquences strato-croissantes : il pourrait s'agir de l'ébauche de lobes.

Ce faisceau T1 a été reconnu et cartographié à l'intérieur d'un domaine important, étroitement superposé au slump A sous-jacent dont la base est marquée par une intense érosion localisée selon son axe, avec lacune partielle voire totale des zones à *ferreolensis* et à *cabri* (fig. 6). Au-dessus de T1, s'accumulent trois slumps d'épaisseur pluridécamétrique, les corps B, C et D, avec une réduction progressive de leur extension vers l'aval. Une vaste morphologie a été créée à la suite d'une phase d'érosion (base du slump A) ; son remplissage s'est opéré par un comblement progressif qui se traduit par une "restriction" de l'extension des corps (fig. 6).

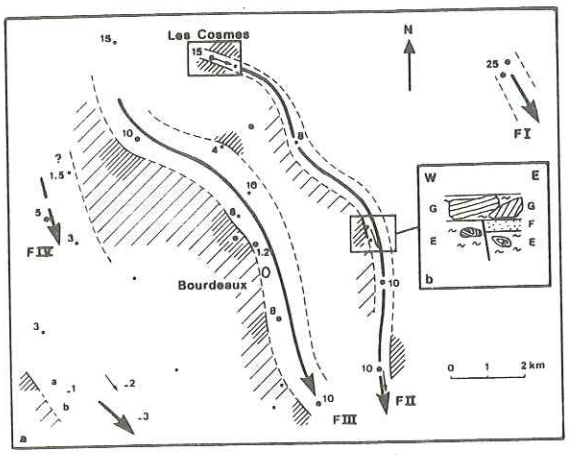


Fig. 8 - Le corps F dans le pays de Bourdeaux
a : 1. Bord de chenal (a. observé, b. déduit) ;
2. Sens de courant mesuré ;
3. Axe de chenal
b : Contrôle par une faille de la localisation d'un chenal

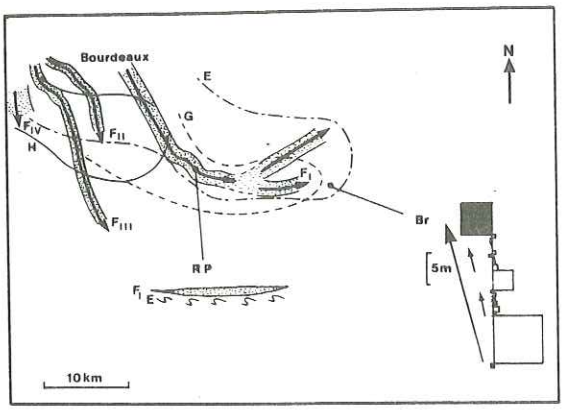


Fig. 9 - Cartographie des slumps E, G, H (Aptien)

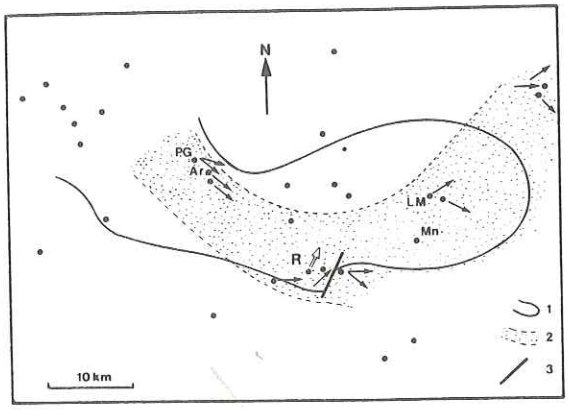


Fig. 10a - Cartographie du faisceau T2 et du slump I
1. Extension du slump I ; 2. Extension du faisceau T2 ; 3. Faille

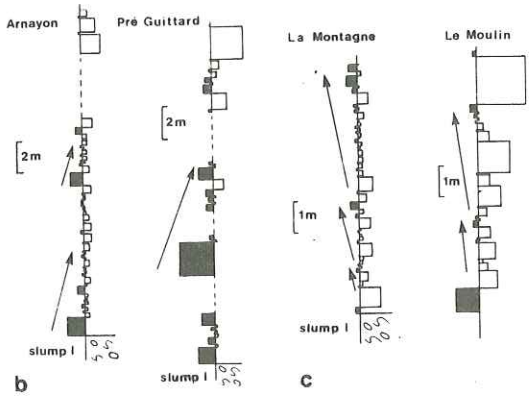


Fig. 10b et c - Le faisceau T2 dans quatre coupes (en noir : les turbidites)

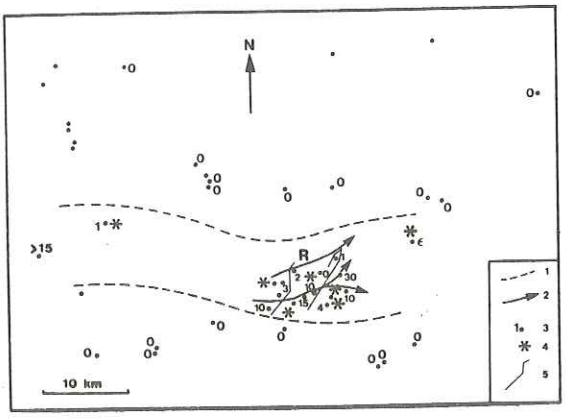


Fig. 11 - La fluxoturbidite φ
1. Extension; 2. Axe de transport ;
3. Coupe avec puissance de φ ;
4. Sills et dykes ; 5. Failles du faisceau du Risou

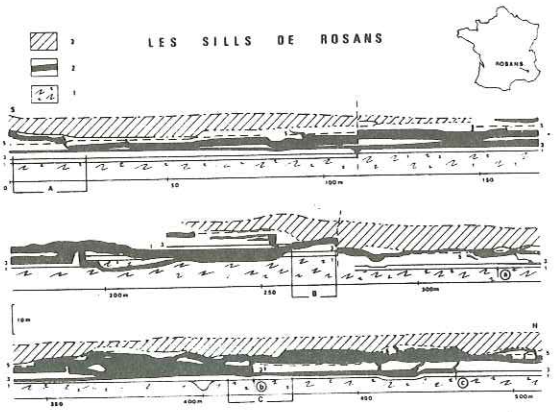


Fig. 12 - Les sills de Rosans
1. Fluxoturbidite ; 2. Sills et dykes ;
3. Slump Σ2

II.1.2. Les corps F

Une barre sableuse massive métrique à décamétrique surmonte en différents points du domaine le slump E dont le faciès à grands blocs contournés argilo-gréseux verdâtres à violacés est très caractéristique (coupe du Ravin des Pennes, fig. 5).

L'affleurement des Cosmes (secteur de Bourdeaux, fig. 8) a permis de suivre en continu l'évolution de ces corps gréseux F (et de F', barre analogue superposée à F). Ils correspondent à d'étroits chenaux (moins d'une centaine de mètres de largeur) orientés W.NW-E.SE. La cartographie de la barre F dans tout le Pays de Bourdeaux révèle la présence d'au moins quatre chenaux gréseux parallèles (fig. 8a) ; deux d'entre eux ont été suivis sur plus de 10 km avec localement le contrôle par une faille synsédimentaire (fig. 8a). Les deux chenaux FI et FIII ont même été corrélés jusqu'à Valouse (Va) et La Charce (Ch) soit sur plus de 30 km (fig. 9). Au Ravin des Pennes les bonnes conditions d'affleurement montrent que le corps FI correspond à un chenal décamétrique de largeur plurihectométrique.

Cinq kilomètres en aval de La Charce, le chenal FI cède la place à une succession de turbidites décimétriques à métriques organisées en un grand rythme strato-croissant scindé en trois séquences de même polarité. L'examen des structures dans les turbidites révèle dans chaque séquence une augmentation du pourcentage en faciès le plus grossier représenté, ici la phase Tb. Cette coupe de Bruis (ravin de l'Infernet) correspond ainsi à un motif "thickening and coarsening-up" de type lobe (E. Mutti et F. Ricci Lucchi, 1974).

L'extension de cet ensemble de chenaux est largement superposée au slump précédent (E) (fig. 9) ; il est suivi du dépôt des corps G et H de superficie plus restreinte.

II.1.3. Le faisceau T2

Un puissant faisceau (jusqu'à 20 m) de turbidites pluridécimétriques a été identifié au-dessus d'un slump à lambeaux gréseux métriques très caractéristiques -le slump I- (coupe du Ravin des Pennes, fig. 5). Leur extension très similaire est considérable, atteignant plusieurs centaines de kilomètres carrés (fig. 10a).

Dans la partie amont son épaisseur est la plus grande [coupes d'Arnayon (Ar) et de Pré-Guittard (PG)] : les turbidites s'agencent en motifs plurimétriques "thinning and fining up" de type chenal (E. Mutti et F. Ricci Lucchi, 1974) (fig. 10b). On notera le parallèlisme des sens de courants vers le Sud-Est.

Plus en aval à Montclus (Mn) ou La Montagne (LM), il atteint à peine 8 m et s'organise en séquences grano- et stratocroissantes de type lobe ; dans ce même secteur les sens de courant sont nettement divergents, traduisant l'étalement du matériel.

II.1.4. La fluxoturbidite φ

Une puissante venue gréseuse (jusqu'à 30 m) est située à la base de K2 (coupe de Tarroche, fig. 5). Elle se présente sous la forme d'une barre homogène renfermant de nombreux galets mous argileux ; sa surface inférieure porte des figures de courant, et quelques laminations parallèles sont visibles à son sommet : elle est interprétée comme une coulée sableuse dense (pas de granoclassement) du type fluxoturbidite (A. Slaczka et S. Thompson, 1981). Elle reste cantonnée dans un étroit chenal orienté E-W d'environ 5 à 6 km de large, se ramifiant dans le secteur de Rosans en liaison avec le fonctionnement du faisceau d'accidents du Risou (G. Friès *et al.*, 1985) (fig. 11).

Elle a fossilisé un impressionnant réseau de fractures débitant le massif marneux sous la forme de dykes et sills sédimentaires (B. Paternoster, 1983 ; B. Beaudoin *et al.*, 1983, fig. 12), rendant parfois complexe la compréhension de certains affleurements.

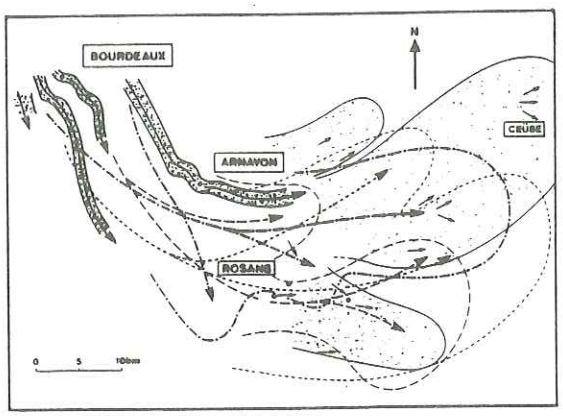


Fig. 13 - L'Eventail de Ceüse

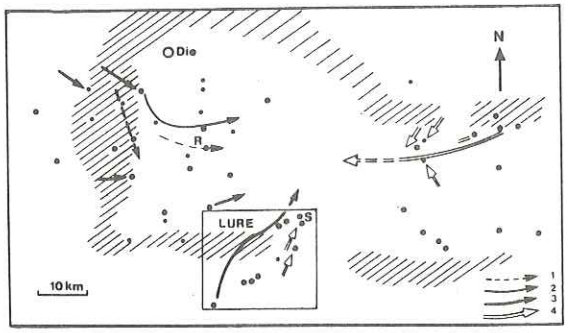


Fig. 14 - Les resédiments à l'Albien
Axe de transport des sables: 1. Albien moyen ; 2. Albien inférieur ; 3. Albien supérieur ; 4. Axe de déplacement de l'Albien supérieur

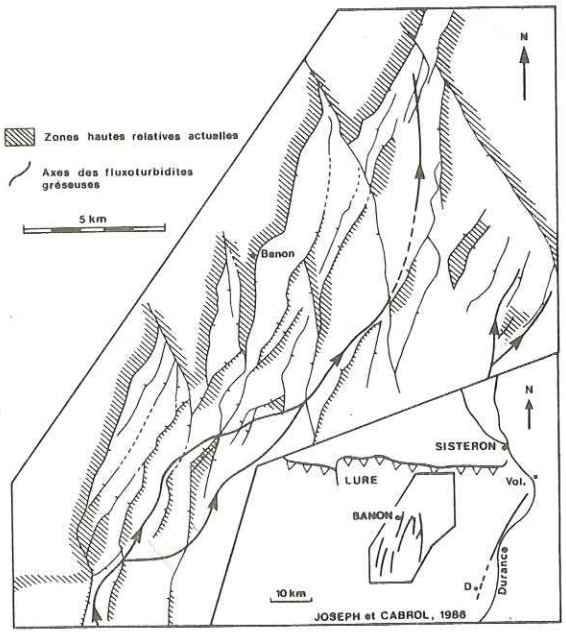


Fig. 15 - Le champ de Banon

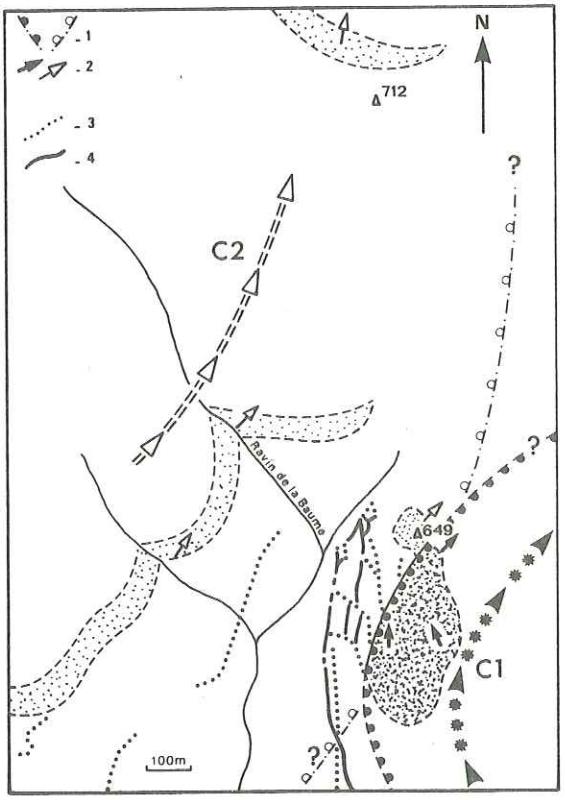


Fig. 16 - Le secteur de Sisteron
1. Série anté-Aptien marneux ; 2. Aptien à Cénomanien ; 3. Turonien ; 4. Tertiaire continental ; 5. Axe des fluxoturbidites ; 6. Limite Albien-Cénomanien ; 7. Faille

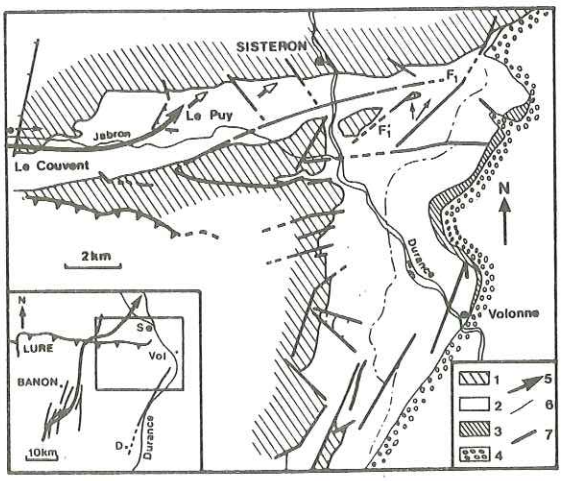


Fig. 17 - Le Ravin de la Baume
1. Bord du chenal turbiditique ;
2. Sens de courant ; 3. Dyke ; 4. Sill

II.1.5. Les venues détritiques et l'Eventail de Ceüse

Au long de l'Aptien plusieurs venues gréseuses ont été reconnues dans cette partie du bassin. Elles s'organisent horizontalement et verticalement à l'intérieur d'une vaste morphologie large de 40 km et analysée sur plus de 70 km. D'amont en aval les resédiments (slumps et turbidites) sont d'abord piégés dans d'étroits chenaux (secteur de Bourdeaux, Y. Grenetier, 1984) puis leurs axes de dépôt se ramifient en plusieurs bras (Arnayon, Rosans) avant l'étalement du matériel (Ceüse) caractérisé par des sens de courant et de glissement divergents et des contours d'extension festonnés (fig. 13).

Slumps et turbidites participent ensemble à la mise en place -par séquences successives - d'un éventail sous-marin. Chacune débute par une phase d'érosion (base des slumps A, E, I, ...) et le creusement d'une morphologie ; son comblement progressif est attesté par l'empilement de corps dont l'extension vers l'aval décroît régulièrement (séquences A, (T1), B, C, D ; E, (F), G, H).

Le dépôt de ces corps est localement contrôlé par le fonctionnement des failles synsédimentaires (fig. 8b, le faisceau du Risou près de Rosans, G. Friès *et al.*, 1985). La géométrie de cet Eventail de Ceüse ressemble tout-à-fait à celle des modèles classiques (E. Mutti et F. Ricchi Lucchi, 1974 ; W.R. Normark, 1978 ; R. Walker, 1978 ; E. Mutti, 1985) tant en ce qui concerne l'évolution des corps présents que leur organisation interne.

II.2. L'ALBIEN

La sédimentation durant l'Albien est caractérisée par l'absence quasi-générale de slumps dans le bassin ; aussi les (rares) venues gréseuses sont-elles les seuls indices de l'existence de pente. Sur les quatre arrivées reconnues (base de A1, A2, A4, et A5) trois sont présentes dans cette partie occidentale du bassin (fig. 14) :

- quelques turbidites décimétriques à métriques localisées à la base de A1 dans l'axe de transport le plus au Nord de l'Eventail de Ceüse (La Chaudière-Arnayon-La Charce) ;
- deux barres sableuses (2 et 4 m) dans l'Albien moyen au col de Palluel (secteur de Rosans , leur zone source n'est pas établie) ;
- enfin les puissantes fluxoturbidites décamétriques (Bourdeaux, Valouse, La Chaudière, Chateauneuf de Bordette) situées dans l'Albien supérieur (A4) ou le Vraconien (A5) ; celles-ci bien que situées à l'amont de l'Eventail, ne pénètrent pas dans le bassin.

III - LA ZONE DE LURE

La zone de Lure (localisation fig. 14) est un élément structural actuel qui a fonctionné durant la période apto-albienne comme une zone haute pérenne en bordure du domaine de bassin : les dépôts de faible profondeur au Sud (Banon, Saint-Etienne-les-Orgues) passent en quelques kilomètres vers le Nord aux faciès de bassin.

Dans le champ de fractures de Banon le sommet des calcaires urgoniens datés du Barrémo-Bédoulien (J.P. Masse, 1976) est marqué par une discontinuité radicale à encroûtements ferrugineux, bioturbations et perforations. La série apto-albienne sus-jacente comprend ici trois termes : 1. des marnes grises légèrement calcaires (sommet de la séquence B ?) ; 2. des marnes bleues représentant la séquence G tronquée et réduite le plus souvent au Gargasien inférieur à moyen par une discontinuité majeure à argiles vertes et galets sablo-glauconieux encroûtés de phosphate ("cailloux noirs") : cette discontinuité est datée par la microfaune de l'Albien supérieur ; 3. au-dessus les dépôts argilo-sableux de plate-forme peu profonde s'organisent en une grande séquence régressive (A4) (C. Cabrol, 1985).

Des barres sableuses décamétriques sont présentes dans la partie médiane de cette séquence A4 ; d'aspect homogène, comportant quelques galets mous argileux, et montrant parfois un granoclassement fruste à la base, elles sont interprétées comme des fluxoturbidites. Leur cartographie montre un trajet méandriforme au sein du champ de Banon : leur mise en place a été largement contrôlée par la tectonique synsédimentaire qui a induit la formation de ce champ de fractures dès le Bédoulien (P. Joseph et C. Cabrol, 1986 ; P. Joseph *et al.*, 1986). On notera leur trajet dans les zones basses actuelles (par rapport à la carte d'isohypses des calcaires barrémo-bédouliens, P. Joseph et C. Cabrol, 1986), avec le passage d'un compartiment à un autre à la faveur de cols synsédimentaires *(ibid.)* (fig. 15).

Ces fluxoturbidites ont été suivies jusqu'à deux kilomètres de la crête de la Montagne de Lure et, avec un faible hiatus, dans le domaine de bassin à proximité de Sisteron. Elles y constituent les seules venues gréseuses notables de la série apto-albienne, localisées dans la vallée du Jabron, au Nord des failles F1 et F'1 (fig. 16). Les affleurements de la colline du Puy et notamment ceux du Ravin de la Baume ont permis d'identifier deux ensembles de fluxoturbidites C1 et C2, qui correspondent à des chenaux méandriformes (Ravin de la Baume) dont la reconstitution est cependant limitée par les affleurements actuels. Ces fluxoturbidites alimentent un réseau complexe de sills et dykes injectés dans le massif argilo-carbonaté apto-albien sur plus de 250 m de profondeur (actuelle) et plusieurs centaines de mètres latéralement, à la faveur de virages des morphologies (fig. 17) (B. Beaudoin et G. Friès, 1984 ; B. Beaudoin *et al.,* 1985, ...). Ils fossilisent ainsi une fracturation et une compaction précoce des sédiments sous-jacents, permettant d'approcher une paléorhéologie apto-albienne.

Ces barres sableuses sont limitées au Sud et à l'Est par un système de failles associées à la terminaison périclinale de la Montagne de Lure et au faisceau de l'accident durancien, et apparaissent à la hauteur du fossé subméridien du Couvent, prolongement probable du champ de Banon (fig. 16). Celui-ci entaille la zone haute de Lure et canalise les coulées sableuses jusque dans le domaine de bassin (fig. 18), caractérisé par une série apto-albienne pélagique et puissante.

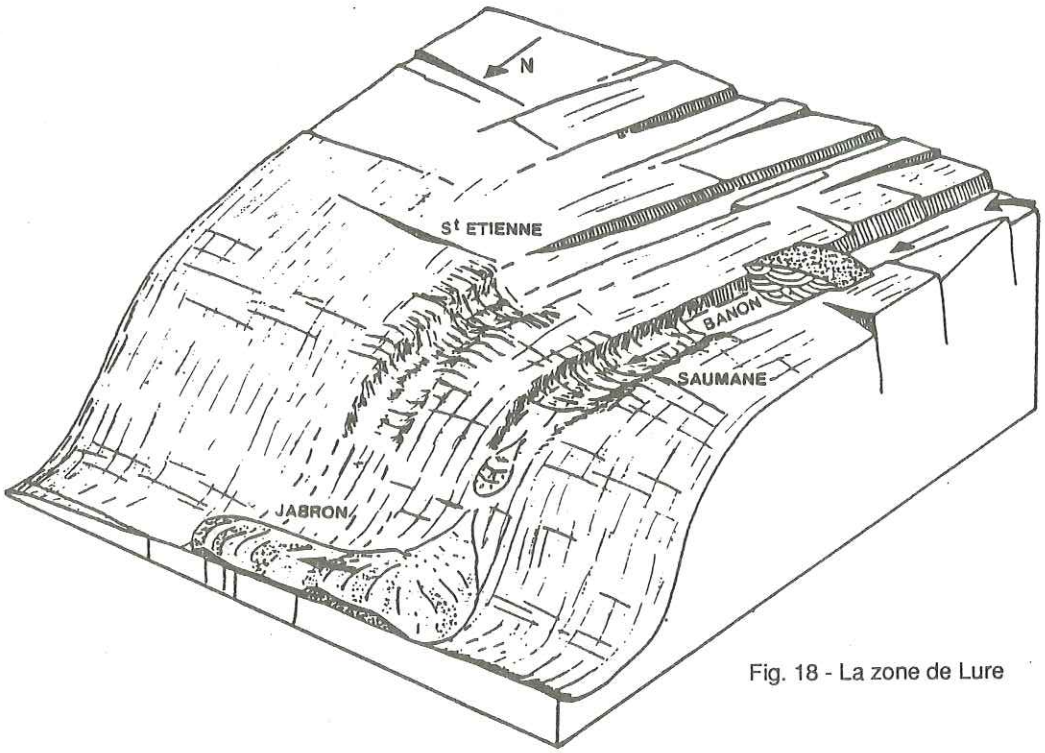


Fig. 18 - La zone de Lure

CONCLUSIONS

Depuis le Jurassique supérieur le bassin subalpin est caractérisé par le fonctionnement de morphologies sous-marines pérennes qui ont canalisé les resédiments pélagiques et néritiques : le canyon (l'Eventail) de Ceüse, de Pierre Ecrite, la vallée de l'Aygues (?), les sillons du Buëch et du Var.

Les arrivées détritiques reconnues dans le bassin à l'Apto-Albien empruntent largement ces mêmes morphologies (fig. 19). Celles-ci assurent donc le transit du matériel issu du continent ; certaines pourraient représenter la partie sous-marine d'appareil aérien (delta) tel que la morphologie de Banon, mais ceci reste à démontrer.

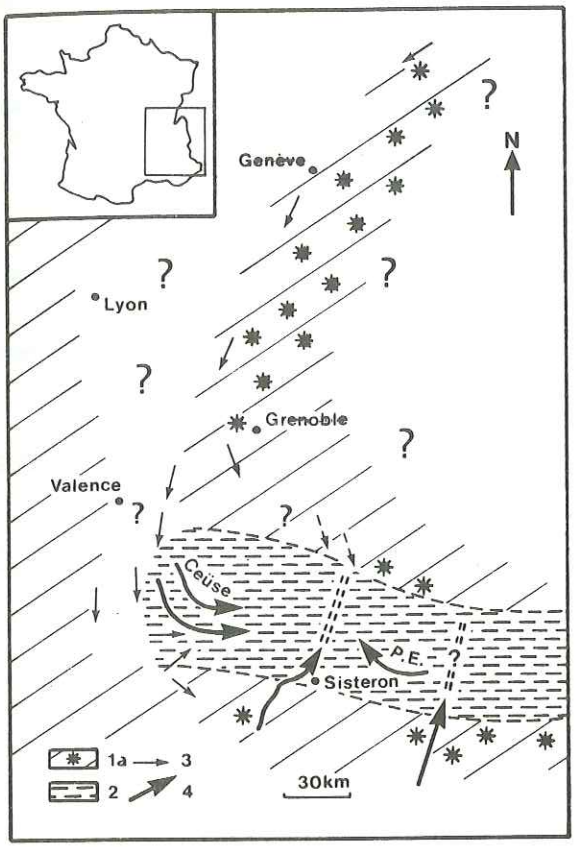


Fig. 19 - Le bassin subalpin durant l'Apto-Albien

1. Zone de bordures ; 2. Domaine de bassin ; 3. Sens de courant ; 4. Morphologie sous-marine. (✱horizons condensés, bétons phosphatés et glauconieux)

Leur origine est encore difficile à préciser :

1. les sens de transport mesurés sur la plate-forme sableuse albienne sont parallèles au rivage supposé (J.L. Rubino et M. Delamette, 1985) (fig. 19) ;
2. l'étude des minéraux lourds et légers indique une origine hercynienne indifférenciée, et suggère un très long transport sur plusieurs centaines de kilomètres (M. Delamette, communication orale) ;
3. les grès présents dans la partie orientale du bassin ont-ils la même origine (avec un transit depuis la vallée du Rhône le long de "l'isthme durancien") ou bien faut-il chercher une autre source vers le Sud en direction du continent corso-sarde ?

Ces venues situées à la base des séquences et ainsi étroitement associées aux discontinuités sédimentaires qui les délimitent, sont contrôlées par plusieurs mécanismes :

- d'une part, des phénomènes généraux tels le climat, l'eustatisme, la géodynamique globale, ... l'histoire des sources (encore difficiles à localiser),
- et d'autre part, à l'échelle du bassin, la tectonique synsédimentaire, la fracturation précoce associée (fossilisée par les sills et les dykes) et la compaction différentielle qui assurent la pérennité des voies de transport canalisant les arrivées sableuses.

BIBLIOGRAPHIE

BEAUDOIN B. et FRIES G. (1984). - Phénomènes de resédimentation dans le Crétacé inférieur subalpin.- Vè Congr. Eur. Sédimentologie, Marseille, Livret-guide, Excursion n° 6, 51 p.

BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P. et PATERNOSTER B. (1983). - Sills gréseux sédimentaires injectés dans l'Aptien supérieur de Rosans. - *C. R. Acad. Sc., Paris*, II, t. 296, p. 387-392.

BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O. et PINAULT M. (1985). - L'origine des injections sableuses : les sills et les dykes albiens du Ravin de la Baume, Bevons (Alpes de Haute-Provence). - *C.R. Acad. Sci. Paris,* II, t. 301, n° 6, p. 407-410.

BREHERET J.G., CARON M. et DELAMETTE M. (1986). - Niveaux riches en matière organique dans l'Albien vocontien : quelques caractères du paléo-environnement. - Journées "Les couches riches en matière organique", Doc. B.R.G.M., n° 110,

CABROL C. (1985). - Etude du Crétacé moyen du Sud de la Montagne de Lure. - Rapport E.N.S.M.P., 54 p.

FRIES G. (1986). - Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanien. - *Thèse* Doct. ès Sc., Paris, 399 p.

FRIES G., BEAUDOIN B., JOSEPH P. et PATERNOSTER B. (1984). - Les grès de Rosans et les slumpings aptiens associés : restitution paléomorphologique. - *Bull. Soc. géol. France,* (7), t. 26, n° 4, p. 693-702.

FRIES G. et BEAUDOIN B. (1985). - L'Eventail de Ceüse à l'Apto-Albien (S.E. France). - Excursion A.S.F., Livret-guide, 143 p.

FRIES G., BEAUDOIN B., BIZON G. et BIZON J.J. (1985). - Le faisceau du Risou : contrôle morpho-tectonique de la sédimentation apto-cénomanienne (Hautes-Alpes, France). - *C. Acad. Sci. Paris*, II, t. 300, n° 17, p. 869-872.

GRENETIER Y. (1984). - L'Aptien de Bourdeaux (Drôme). - Rapport E.N.S.M.P., 47 p.

JOSEPH P. et CABROL P. (1986). - La structuration du fossé de Banon. Carte isohypse du toit des calcaires bédouliens. Tectonique synsédimentaire à l'Apto-Albien.- Rapport C.F.P.-E.N.S.M.P., 53 p.

JOSEPH P., CABROL C. et FRIES G. (1986). - Le champ de Banon à l'Apto-Albien : contrôle de la sédimentation argilo-sableuse par la tectonique synsédimentaire. - A.G.S.E., Colloque sur le Détritisme dans le Sud-Est de la France, *Géologie Alpine,* t. 63.

MASSE J.P. (1976). - Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur) : stratigraphie, paléontologie. Les environnements et leur évolution. - *Thèse* Doct. ès Sc., Marseille, 445 p.

MUTTI E. (1985). - Turbidite systems and their relations to depositional sequences. - *In* G. ZUFFA ed., Provenance of Arenites, Reidel Publishing Company, p. 65-93.

MUTTI E. et RICCI LUCCHI F. (1974). - La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. - *Bull. Soc. géol. France,* (7), t. 16, n° 6, p. 577-582.

NORMARK W.R. (1978). - Fan valleys, channels and depositionnal lobes on modern submarine fans : characters for recognition of sandy turbidites environments. - *A.A.P.G. Bull.*, vol. 62, p. 912-931.

PATERNOSTER B. (1983). - Sills et dykes sédimentaires dans le contexte paléomorphologique de l'Aptien de Rosans. - Rapport E.N.S.M.P., 84 p.

RUBINO JL. (1984). - Sedimentology of upper Aptian and Albian turbidites and shelf sandstones in the Vocontian basin (S.E. France). - Vè Congr. Eur. Sédimentologie, Marseille, Livre des Résumés, p. 388-389.

RUBINO JL. et DELAMETTE M. (1985). - The albian shelf of South East of France : an example of clastic sand distribution dominated by oceanic currents. - VIth Regional Meeting of Sedimentology, Lleida, p. 399-402.

SLACZKA A. et THOMPSON S. (1981). - A revision of the fluxoturbidite concept based on type example in the Polish Carpathian Flysch. - *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51, p. 3-44.

WALKER R. (1978). - Deep-water sandstones facies and ancient submarine fans. Models for exploration for stratigraphic traps. - *A.A.P.G. Bull*, vol. 62, p. 932-966.

LE CHAMP DE BANON A L'APTO-ALBIEN : CONTROLE DE LA SEDIMENTATION ARGILO-SABLEUSE PAR LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Philippe JOSEPH *, Christian CABROL ** et Gérard FRIES **

Résumé - Une cartographie détaillée du champ de Banon, réputé tertiaire, prouve qu'un grand nombre de failles affectant l'Urgonien ont joué dès l'Apto-Albien.

Le traitement des données structurales permet d'évaluer le régime des déformations de cette zone : un grand décrochement profond senestre a créé la disposition en échelons des principaux fossés méridiens. Le régime distensif prévalant à l'intérieur de ces grabens provoque une structuration en blocs basculés qui contrôle l'épaisseur des marnes gargasiennes et des faciès sablo-argileux albiens.

Les fluxoturbidites gréseuses de l'Albien supérieur empruntent systématiquement les parties abaissées des blocs basculés, en longeant les accidents synsédimentaires : leur dimension latérale limitée et leur itinéraire méandriforme résultent donc d'une paléotopographie accidentée, directement induite par la tectonique synsédimentaire.

Abstract - A detailed geological mapping of the "tertiary" Banon graben (southern subalpine chaines, France) proves that numerous faults cross-cutting the Urgonian limestones were active during Apto-Albian times.

Computer-aided analysis of structural data gives the stress tensor and allows to reconstruct the tectonic evolution of the graben : a deep senestral N 40° strike-slip fault has induced in the Urgonian limestones several "en échelons" submeridian rift-troughs. Inside rift-troughs kilometric tilted blocks control thickness of gargasian marls and albian clayed sandstones.

Sandy fluxoturbidites (upper Albian) were deposited in the lower part of these tilted blocks, along synsedimentary faults. Their narrow width and meandering trace result from a well-marked paleotopography, directly induced by synsedimentary tectonics.

Sur le versant méridional de la Montagne de Lure, au Sud-Ouest de Sisteron, les calcaires urgoniens sont affectés par un vaste système de failles (dit Champ de Banon), définissant plusieurs fossés d'effondrement comblés par les marnes et grès apto-albiens. Ces fossés sont classiquement attribués à une phase de fracturation Eocène supérieur - Oligocène (F. Bergerat, 1985). Une cartographie détaillée des accidents et des faciès, autorisant une reconstitution paléotopographique du champ à la fin de l'Urgonien, met en évidence l'importance de la tectonique précoce apto-albienne et son influence directe sur la sédimentation détritique.

(*) BEICIP, 232 av. Napoléon Bonaparte, BP 213, 92502 Rueil-Malmaison Cédex
(**) Ecole des Mines de Paris, C.G.G.M.-Sédimentologie, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cédex
(*) et (**) G.S. GENEBASS

I - LA SERIE SEDIMENTAIRE APTO-ALBIENNE (fig. 1)

La quasi-totalité du champ de Banon a fait l'objet d'un lever cartographique au 1/10 000 et au 1/25 000 et d'un prélèvement systématique d'échantillons pour datation. Les résultats obtenus (C. Cabrol, 1985 ; P. Joseph et C. Cabrol, 1986) conduisent à une réinterprétation de la stratigraphie et de la sédimentologie de la série apto-albienne, par rapport aux données de la carte géologique au 1/50 000 "Saut-de-Vaucluse".

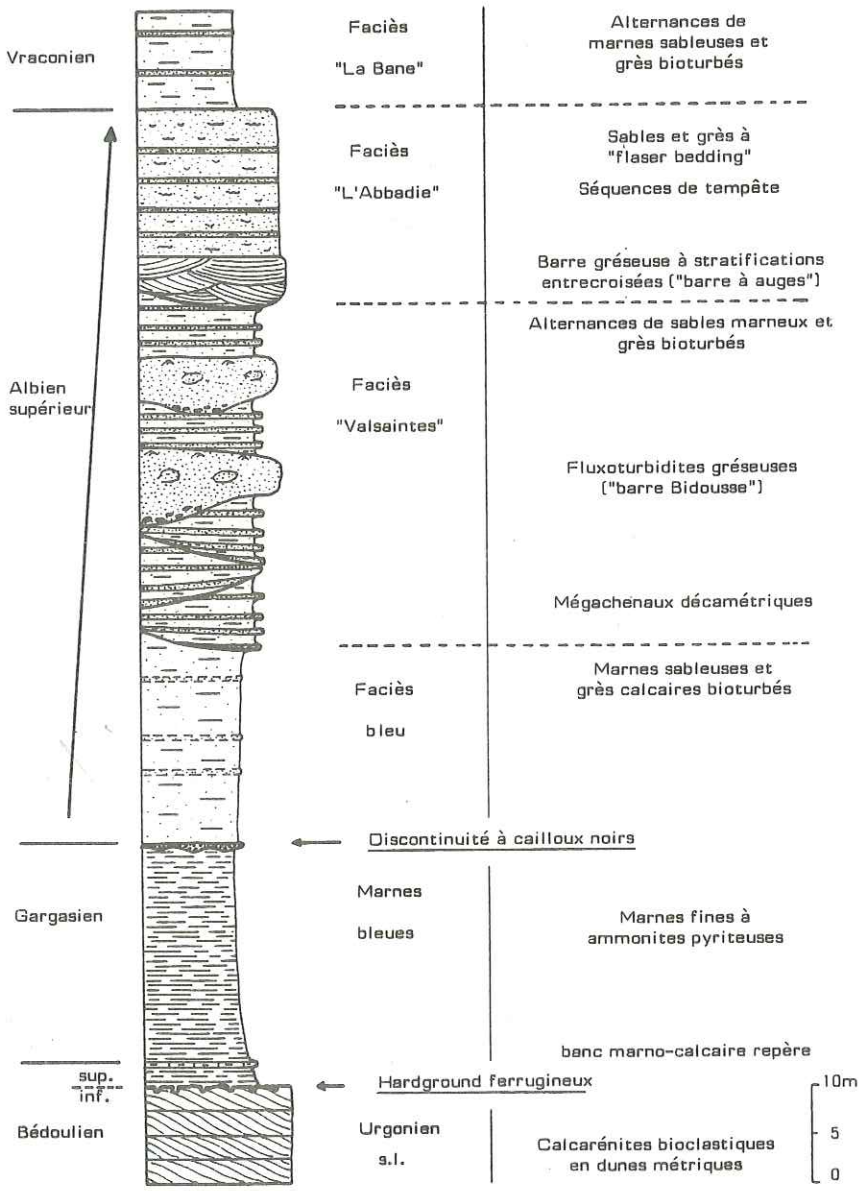


Figure 1 - La série apto-albienne du champ de Banon

1. Les calcaires et calcarénites "urgoniens" (Bédoulien inférieur)

Dans la partie méridionale du champ, la masse compacte urgonienne est constituée de calcarénites bioclastiques et de calcaires à rudistes (J.P. Masse, 1976) passant progressivement vers le Nord à des calcaires fins à silex, parfois slumpés. La partie sommitale de l'Urgonien est caractérisée systématiquement par des calcarénites bioclastiques (d'une épaisseur minimale de 20 m), organisées en dunes métriques à grands sets de progradation vers le Nord-Est.

Une surface de discontinuité avec encroûtement ferrugineux et perforations ("hard ground") marque le toit de cette série urgonienne. Certains miroirs de failles sont enduits par ce hardground, ce qui atteste leur caractère synsédimentaire.

2. Les marnes bleues à ammonites pyriteuses (Bédoulien supérieur - Gargasien - Clansayésien)

Ces marnes bleues épaisses de 0 à 35 m et riches en ammonites pyriteuses et foraminifères planctoniques, se sont déposées dans un environnement calme, vraisemblablement plus profond que celui des dunes urgoniennes. Par rapport à la carte géologique "Sault-de-Vaucluse", deux différences importantes sont à noter :

a) L'extension de ces marnes aptiennes est beaucoup plus importante que celle classiquement retenue : des affleurements ont été reconnus jusqu'au Sud de Banon, au Nord du Bouiron dans le graben d'Ongles, à l'Est de Saumane à l'extrémité Nord du champ. Les datations montrent une excellente cohérence spatiale, avec des âges de plus en plus **jeunes** vers le Nord en direction de la crête de Lure (P. Joseph et C. Cabrol, 1986) : Bédoulien supérieur dans la région de Flaqueirol, Gargasien inférieur (zone à *Schackoïna cabri)* dans le graben de Simiane, Gargasien supérieur (zone à *Globigerinelloïdes ferreolensis)* près d'Ongles et de Banon, Clansayésien (zone à *Ticinella bejaouensis)* à Saumane. Ces observations indiquent un dispositif en **"onlap"** vers le Nord des marnes aptiennes : leur forte augmentation d'épaisseur vers le Sud (plus de 100 m aux environs d'Apt) permet d'interpréter la Montagne de Lure à la fin de l'Urgonien comme **un grand bloc basculé** à pendage Sud, la crête de Lure se marquant déjà à cette époque comme une zone haute relative (G. Friès, 1986).

b) D'après la carte géologique de Sault, les faciès marno-gréseux verts représentent une série continue du Clansayésien à l'Albien : le Clansayésien a effectivement été identifié, mais sous un faciès de marnes légèrement verdâtres très fines, et il n'existe aucun affleurement reconnu d'Albien inférieur et moyen sur l'ensemble du champ. Dans la moitié méridionale, cette lacune importante est marquée par une nouvelle discontinuité à galets noirs phosphatés et argiles vertes séparant radicalement les marnes bleues gargasiennes et les sables de l'Albien supérieur.

3. Les faciès sableux de l'Albien supérieur (25 à 100 m)

Trois horizons peuvent y être différenciés (fig. 1) :

* *Des marnes sableuses bleues avec quelques bancs plus indurés* ("faciès bleu")

* *Des alternances de sables marneux et de bancs de grès* ("faciès Valsaintes")

Dans le secteur méridional du champ (Flaqueirol-Valsaintes), ces alternances à rides abondantes s'organisent en mégastratifications entrecroisées très ravinantes. Elles contiennent plusieurs barres gréseuses plurimétriques dont les structures (galets mous, laminations parallèles, rides, convolutes) sont caractéristiques d'écoulements sableux denses de type "fluxoturbidite" (J.J. Blanc et J. Brochier, 1969).

* *Des sables et des grès à flaser bedding* ("faciès L'Abbadie") et à stratifications entrecroisées dans leur partie basse ("Barre à Auges"). Certaines séquences observées dans les bancs gréseux (laminations parallèles puis rides d'oscillation) évoquent des dépôts de tempête.

L'évolution verticale de cette série Albien supérieur dénote une augmentation de la granulométrie moyenne et une influence grandissante des houles et des marées (flaser bedding à courants bidirectionnels) au détriment des écoulements en masse. Elle caractérise une **séquence régressive** en domaine de plate-forme ouverte, infratidale, sans doute pérideltaïque (abondance des fragments ligneux). Le Vraconien inférieur est marqué par un retour brutal à une sédimentation de marnes sableuses et grès bioturbés, vraisemblablement plus profonde.

II - EVOLUTION STRUCTURALE DU CHAMP

Un grand nombre d'arguments directs (B. Beaudoin *et al,* 1986 ; P. Joseph *et al.,* 1987) prouve le jeu précoce, dès l'Albien, de certains accidents affectant l'Urgonien. La mesure systématique des plans de failles et des cannelures de déplacement associées a autorisé une évaluation du régime des déformations par la méthode des dièdres droits (fig. 2) : le système prévalant à l'intérieur des grabens apto-albiens est une **distension** de direction N 105° qui n'est pas tout-à-fait orthogonale à la direction globale du champ (N 40°).

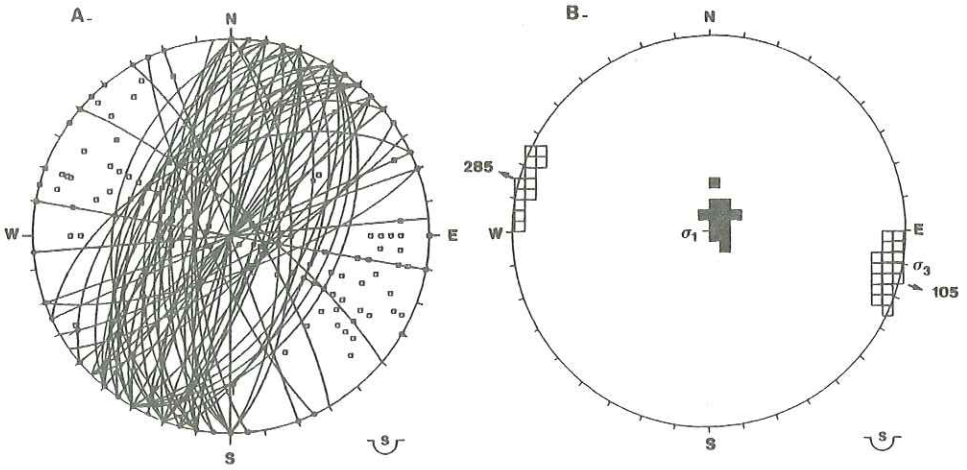


Figure 2A - Projection stéréographique des plans de failles synsédimentaires (Schmidt, hémisphère inférieur)

Figure 2 B - Détermination du régime des déformations par la méthode des dièdres droits (domaine de confiance : 95 %)

Toutefois plusieurs observations suggèrent un jeu initial purement **décrochant** : organisation des failles en deux familles N 25° et N 160° (fig. 3B), tracé en baïonnette de nombreux accidents, petits grabens losangiques en "pull apart", décrochements verticaux conjugués, stries horizontales reprises en stries subverticales ... Ces observations ont conduit à une hypothèse de fonctionnement du champ en deux étapes successives (P. Joseph *et al.,* 1987 et fig. 3C) :

1. A la fin de l'Urgonien, initiation d'une fracturation en système de Riedel R (N20-30°) et R' (N 150-160°) sous l'influence d'un décrochement profond senestre d'orientation N 40°.

2. Durant l'Apto-Albien, accentuation du jeu des accidents, création de secteurs en distension avec jeu de failles normales subméridiennes, individualisation des principaux fossés (Simiane, Montsalier, Banon, Saumane), disposés en échelons méridiens senestres par rapport à l'accident profond. Chaque fossé est constitué d'un ensemble de **blocs** systématiquement basculés vers le Sud-Est et affectés de **plis** à très large rayon de courbure, d'axe sensiblement orthogonal aux failles.

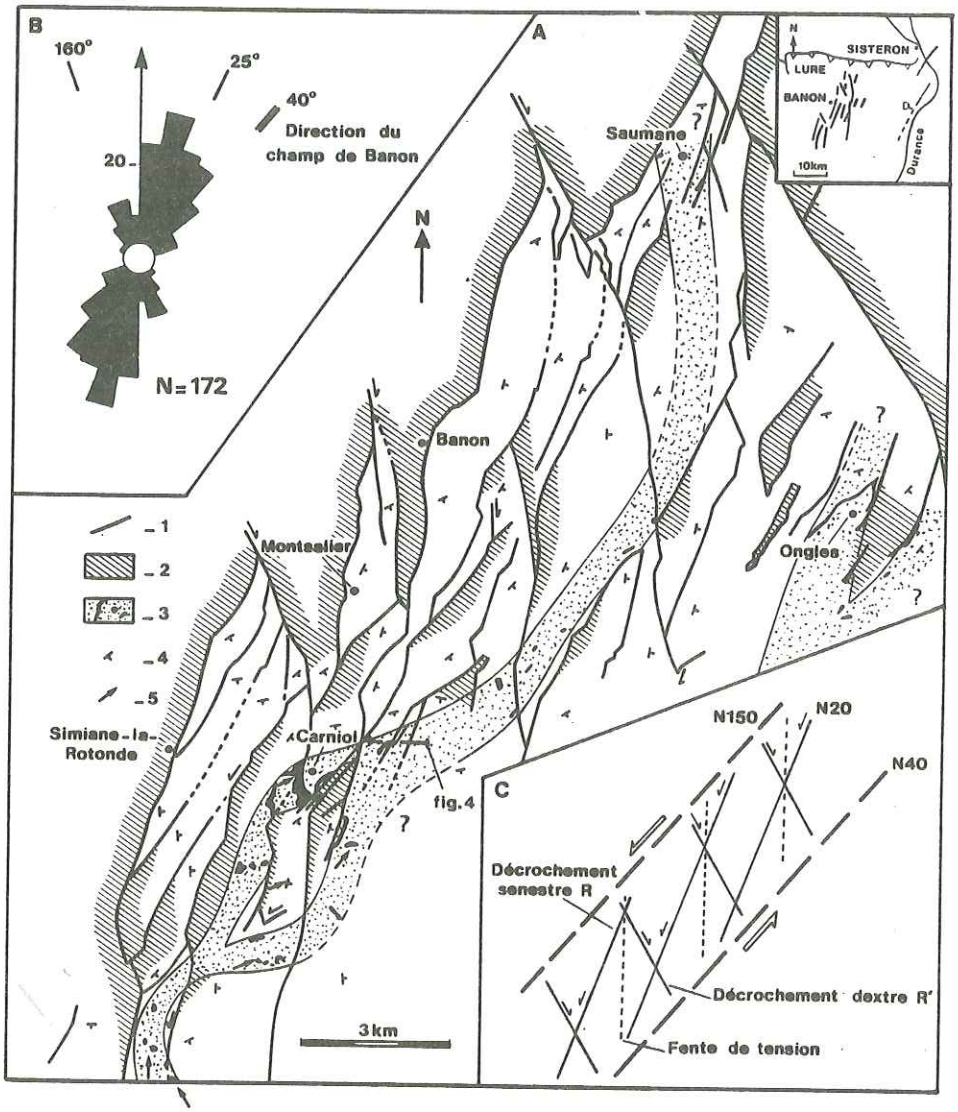


Figure 3 A - Carte structurale simplifiée du champ de Banon
1. Faille principale ; 2. Zone haute relative ; 3. Affleurements et limites d'extension des fluxoturbidites albiennes ; 4. Sens de pendage des blocs basculés ; 5. Directions de courant dans l'Albien supérieur

Figure 3B - Directions des failles synsédimentaires apto-albiennes

Figure 3C - Interprétation en système décrochant de Riedel

III - INFLUENCE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

De part et d'autre des accidents, les marnes gargasiennes montrent de très forts contrastes d'épaisseur (0 à 30 m) en quelques centaines de mètres (fig. 4). L'absence du Gargasien peut correspondre cependant à deux significations paléogéographiques opposées :

- **zones hautes** avec non-dépôt des marnes ou érosion par la discontinuité à cailloux noirs (déblaiement anté-Albien supérieur) ;

- **zones basses** avec ravinement des marnes par les mégastratifications alternantes "Valsaintes" ou les fluxoturbidites gréseuses (érosion syn-Albien supérieur).

Le colmatage des paléoreliefs par les marnes gargasiennes n'étant que partiel, et certains accidents ayant rejoué pendant la lacune de l'Albien inférieur et moyen, l'épaisseur des faciès sablo-argileux albiens est également contrôlée par la paléotopographie induite par les failles. Par contre, le dispositif était vraisemblablement **scellé** à la fin de l'Albien. Dans l'exemple donné (fig. 4), l'opération de décompaction menée sur la série (méthodologie in B. Pinoteau, 1986) montre que le décalage actuel des faciès "L'Abbadie" résulte simplement d'un **effet compactionnel tardif** : le contraste d'épaisseur des marnes, de part et d'autre des accidents, induit en effet un affaissement vertical différentiel, et donc un décalage des séries sans **jeu tectonique sous-jacent effectif.**

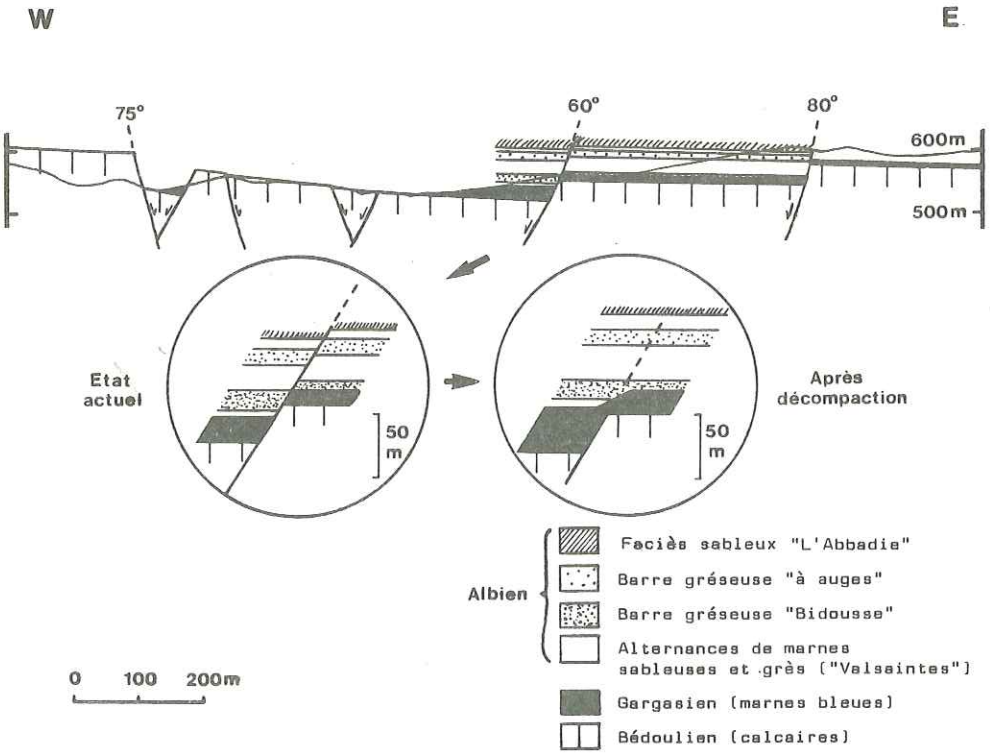


Figure 4 - Blocs basculés synsédimentaires dans la région de Piparoux à l'Est de Carniol (même échelle verticale et horizontale) et essai de décompaction (paléorecouvrement estimé de 1000 m)

L'itinéraire des fluxoturbidites gréseuses (Barre "Bidousse") est lui aussi contrôlé par la tectonique apto-albienne : ces fluxoturbidites longent systématiquement les accidents synsédimentaires, en empruntant les **parties abaissées** des blocs basculés (cf. P. Joseph *et al.* , 1987, pl. II et fig. 3A). Leur passage d'un bloc à l'autre s'effectue via des "cols sous-marins", marqués par un rejet des accidents fortement amorti. Cet amortissement s'opère par l'intermédiaire des plis Est-Ouest à grand rayon de courbure, qui "gaufrent" légèrement la surface des blocs basculés (fig. 3A).

A l'échelle de l'ensemble du champ de Banon, la fréquence des affleurements apto-albiens permet de cartographier l'extension des fluxoturbidites avec une bonne précision. Ces corps gréseux se disposent strictement dans deux **mégachenaux** de largeur kilométrique, qui serpentent ou se diverticulent entre les zones hautes relatives de la paléotopographie (fig. 3A) : cette dernière peut être restituée approximativement en compensant le basculement régulier de l'ensemble de la série vers le Sud-Est et en annulant les jeux tertiaires verticaux importants affectant les accidents majeurs.

Les mégachenaux étroits identifiés ici constituent une **voie de transit** privilégiée pour les sables qui traversent la plate-forme par l'intermédiaire d'écoulements denses, peut-être en liaison avec des épisodes de crues sur le continent. A la fin de l'Albien, par suite d'une diminution de la bathymétrie, les courants tractifs deviennent prépondérants et mettent en place des barres gréseuses, à stratifications entrecroisées bien marquées (Faciès "L'Abbadie"), qui s'épandent beaucoup plus largement sur l'ensemble du domaine méridional.

Ces différents corps gréseux albiens alimentent vraisemblablement les turbidites et mégaturbidites déposées à la même époque en domaine bassin, sur le rebord Nord de la Montagne de Lure (région de Bevons, B. Beaudoin et G. Friès, 1984).

IV - CONCLUSIONS

Après la grande phase carbonatée urgonienne, la reprise d'érosion apto-albienne correspond à une tectonique active, dont l'influence sur la sédimentation argilo-gréseuse est de deux ordres. Le rajeunissement des reliefs fournit un matériel détritique abondant qui, par des remises en suspension successives sous l'effet d'écoulements denses, pourra alimenter le bassin vocontien septentrional sous la forme d' importantes turbidites sableuses.

De plus, cette tectonique active contrôle directement la topographie apto-albienne : la création d'escarpements de faille et de blocs basculés allongés induit des systèmes de transit sédimentaire étroits (mégachenaux kilométriques), systématiquement empruntés par les fluxoturbidites sableuses.

A l'échelle du champ de Banon, la fracturation initiale en système de Riedel, puis le fonctionnement extensif des principaux fossés méridiens, résultent du jeu d'un grand décrochement profond senestre, provoquant dans la couverture superficielle une zone de cisaillement approximativement orientée N 40°. Faute d'arguments externes au champ, il apparaît difficile de préciser le contexte général de déformation . Les résultats obtenus apparaissent cependant compatibles avec une extension de direction W.NW-E.SE et un raccourcissement subméridien, envisagés **par ailleurs dans le fossé voisin de Sault (C. Montenat *et al.*, 1986).

Cette fracturation précoce méso-crétacée sera réactivée à plusieurs reprises au cours du Tertiaire, notamment lors des distensions oligocènes (P. Gigot *et al.*, 1977).

Les auteurs remercient Messieurs B. Beaudoin et P.F. Burollet qui ont permis la réalisation de ce travail, la Compagnie Française des Pétroles qui en a autorisé la publication ainsi que Madame G. Bizon pour la détermination de la microfaune et Monsieur B. Pinoteau pour sa participation à l'élaboration des programmes informatiques de traitement des données structurales.

BIBLIOGRAPHIE

BEAUDOIN B. et FRIES G. (1984). - Phénomènes de resédimentation dans le Crétacé inférieur subalpin. - Vè Congr. Eur. de Sédimentologie, Marseille, Livret-guide, Excursion n° 6, 51 p.

BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P., BOUCHET R. et CABROL C. (1986). - Tectonique synsédimentarie crétacée à l'Ouest de la Durance (S.E. France). - *C. R. Acad. Sci. Paris,* t. 303, II, n° 8, p. 713-718.

BERGERAT F. (1985). - Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. - Thèse Doct. ès Sciences, Univ. Paris VI, 317 p.

BLANC J.J. et BROCHIER J. (1969). - Le faciès des "grès verts" (Albien). Sphéroïdes et figures sédimentaires dans la région d'Oppedette et Carniol (Alpes de Haute-Provence). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XI, p. 588-594.

CABROL C. (1985). - Etude du Crétacé moyen du Sud de la Montagne de Lure. - Ecole des Mines de Paris, Rapport d'Option Sciences de la Terre, 54 p.

FRIES G. (1986). - Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanien. - *Thèse* Doct. ès Sciences, Paris VI, 368 p.

GIGOT P., GUBLER Y. et SCHLUND J.M. (1977). - Importance et conséquences d'un systéme de failles synsédimentaires dans le bassin continental oligocène de Manosque - Forcalquier. - *C. R. somm.Soc. géol. France,* fasc. 1, p. 17-20.

JOSEPH P. et CABROL C. (1986). - La structuration du fossé de Banon : carte isohypse du toit des calcaires bédouliens. Tectonique synsédimentaire à l'Apto-Albien. - Rapport C.F.P.- E.N.S.M.P./D.E. 588, Paris, 53 p.

JOSEPH P., CABROL C. et FRIES G. (1987). - Blocs basculés et passes sous-marines dans le champ de Banon (France, S.E.) à l'Apto-Albien : une paléotopographie directement contrôlée par la tectonique synsédimentaire décrochante. - *C. R. Acad. Sci. Paris,* sous presse.

MASSE J.P. (1976). - Les calcaires urgoniens de Provence - Valanginien - Aptien inférieur. Stratigraphie, Paléontologie, les paléoenvironnements et leurs évolutions. - *Thèse* Doct. ès Sciences, Aix-Marseille II, 445 p.

MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P. et SAILLARD M. (1986). - Sur la tectonique anté-cénomanienne du fossé de Sault-de-Vaucluse (chaînes subalpines méridionales). - *C. R. Acad. Sci. Paris,* t. 303, II, n° 7, p. 609-612.

PINOTEAU B. (1986).- Nouvelles méthodes d'analyse de données diagraphiques. Etude sédimentologique d'un champ pétrolier. - E.N.S.M.P., Mém. Sc. de la Terre, n° 1, 306 p.

LE DÉTRITISME DES BLACK SHALES CRETACEES DU DOMAINE SUBBRIANÇONNAIS DURANCIEN NOUVELLES DONNÉES TIRÉES DU MASSIF DU MORGON : UN OLISTOSTROME À MATÉRIEL TRIASIQUE ISSU D'UN DIAPIR SYNSÉDIMENTAIRE.

par Claude KERCKHOVE* et Christine LEREUS*

Résumé

Un horizon de Black Shales ou "Schistes farcis" souligne la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur dans la plupart des séries subbriançonnaises du domaine durancien.

Cette formation argilo-silteuse noire, généralement non carbonatée et non stratifiée, est souvent parsemée de blocs ou de lentilles de matériel mésozoïque et passe localement à des brèches hétérométriques grossières à rares éléments de socle. Elle est interprétée comme un dépôt de type mud-flow ou mieux comme un ensemble d'olistostromes jalonnant les parties les plus profondes du domaine marin subbriançonnais dans un environnement accidenté d'escarpements de failles nouvellement formées et jouant pendant la sédimentation .

Les Black Shales du Morgon recèlent un olistostrome au sein duquel du gypse est associé à du matériel carbonaté triasique et jurassique chaotique. Cette disposition témoigne de processus halocinétiques synsédimentaires affectant les évaporites du Trias supérieur du soubassement de la série dans la période de l'Albien -Cénomanien inférieur.

La distribution, la nature et l'intensité du détritisme des Black Shales subbriançonnaises suggèrent le rejeu, probablement en compression, des anciennes failles distensives formées au Jurassique inférieur et moyen dans le domaine subbriançonnais. Les plus importantes de ces failles correspondent aux frontières actuelles des principales unités tectoniques de cette zone.

Cette tectonique synsédimentaire s'insère dans l'ensemble des évènements du "Crétacé moyen" qui marquent la fin de la période de lente subsidence de la paléomarge européenne de la Téthys dans le secteur durancien des Alpes occidentales, aux tous débuts de l'orogénèse alpine.

Abstract

During late Albian - early Cenomanian time, a thin Black-Shales (or "Schistes farcis ") formation has been deposited in the Durance subbriançonnais realm of French Western Alps.

This dark, silty, unbedded, and usually whithout carbonate, clay member, is frequently filled up with blocks of mesozoïc rocks and may show lateral change into coarse heterometric breccias including rare basement elements. It is interpreted as a mud-flow, or olistostrome, deposits spreaded out in a deep marine basin in which a large channel was surrounded by new active fault reliefs.

In Morgon mountain, the Black Shales formation contains a several kilometers lenght olistostrome, including triassic gypsum within chaotic jurassic materials. This resedimented body prooves that halokinetics processes were moving up late Triassic évaporites during this time.

The distribution, the nature and the intensity of Black Shales detrital of subbriançonnais realm suggest that previous tensional jurassic faults had worked again in an arising compressive stress field. The most important Jurassic faults correspond with the main present alpine sutures of subbriançonnais zone.

This sedimentary tectonics appears as a significant part of Mid Cretaceous events corresponding with the end of the subsidence of the Tethian european paleomargin of the Durance section of Western Alps, at the first time of alpine orogeny.

---

* Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble, Institut Dolomieu,15 Rue Maurice Gignoux, F 38031 Grenoble Cédex. Laboratoire de Géologie Alpine associé au C.N.R.S., U.A. N° 69. Publication n° 716

1 - INTRODUCTION

Au front des zones internes des Alpes occidentales françaises, le domaine subbriançonnais est représenté par une étroite ceinture d'unités tectoniques montrant de rapides variations latérales des faciès et des épaisseurs de la série mésozoïque post-triasique qui les constitue (fig.1).

Cette organisation singulière a fait l'objet de nombreuses analyses depuis la création du concept de Zone Subbriançonnaise (GIGNOUX, MORET et SCHNEEGANS, 1934). Elle a par la suite toujours été interprétée comme témoignant d'une instabilité et d'une certaine fragilité de ce domaine devenu zone de suture majeure lors de l'orogénèse alpine (DEBELMAS et KERCKHOVE, 1980).

Il est maintenant bien établi que la structure d'ensemble de la zone subbriançonnaise s'est réalisée au Paléogène par la déformation en compression d'un domaine à croûte continentale amincie et prédécoupé par un faisceau serré de failles distensives apparues au Jurassique inférieur lors de l'individualisation de la paléomarge européenne de la Téthys (LEMOINE, 1984, 1985).

Préalablement à cette distension, cette partie du craton eurasiatique avait vu se déposer au Trias supérieur une épaisse série évaporitique. Ces évaporites, dont seuls des gypses subsistent à présent à l'affleurement, jouent un rôle fondamental comme niveau de décollement généralisé de la colonne mésozoïque et cénozoïque dont le soubassement anté-carnien et le socle originels ne sont connus que par des éléments de conglomérats présents à divers niveaux de la série, surtout dans le Nummulitique.

Parmi ceux-ci, l'horizon des Black Shales des unités subbrançonnaises duranciennes témoigne d' évènements géodynamiques singuliers survenus dans ce domaine au début du Crétacé supérieur.

2 - LES BLACK SHALES CRETACEES SUBBRIANCONNAISES : BREF HISTORIQUE

Nous désignerons désormais ainsi une formation de "schistes"noirs, d'épaisseur modeste (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres) intercalée dans la séquence carbonatée crétacée, et dont la présence fut signalée initialement dans le massif de Piolit (GIGNOUX et MORET, 1934), puis ultérieurement dans le massif du Morgon (SCHNEEGANS,1938). Toutefois le faciès à blocs ou franchement brèchique n'a été reconnu que tardivement dans la série de la fenêtre de L'Argentière (DEBELMAS, 1955), puis dans quelques coupes du Pelat (KERCKHOVE, 1969) et enfin en de nombreux points de la zone subbriançonnaise, du massif de Piolit aux abords du col du Galibier (CHENET, 1978, 1979) ainsi que dans le massif du Morgon (KERCKHOVE, 1983; MAURY, 1984).

Ces schistes noirs ont été souvent confondus avec les Terres noires oxfordiennes, spécialement dans les secteurs où les calcaires du Malm-Crétacé inférieur sont absents, comme c'est le cas dans une grande partie du Morgon. Jouant un rôle de niveau de décollement à la base des calcaires du Crétacé supérieur, ils peuvent de ce fait être impliqués dans des structures tectoniques complexes où leur distinction du Flysch nummulitique devient délicate. Cette formation, parfois qualifiée de "Schistes farcis" (CHENET, 1978), est maintenant reconnue dans la plupart des unités subbriançonnaises duranciennes, du col du Galibier au N, au massif du Pelat au S (fig.1 et 6).

3 - POSITION STRATIGRAPHIQUE

Dans les séries complètes, comme celle de Piolit ou d'une partie du massif du Morgon, les Black Shales reposent sur l'ensemble des calcaires fins à radiolaires et cherts du Crétacé inférieur, datés du Berriasien au Barrémien (LATREILLE, 1961, CHENET, 1978), et sont coiffés par les calcaires planctoniques en plaquettes du Crétacé supérieur - Paléocène inférieur, localement détritiques à leur partie basale (Flysch de l'Aiguille de Piolit).

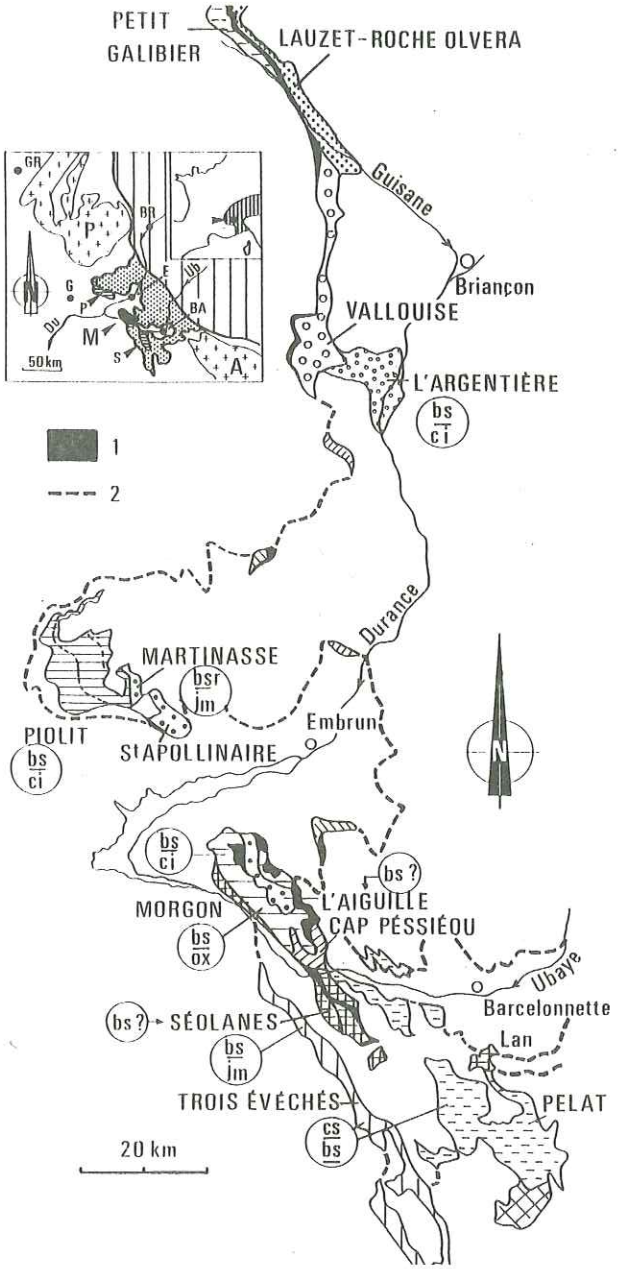


Fig. 1 - Carte des unités subbriançonnaises duranciennes

Encadré: Schéma de situation dans les Alpes Occidentales françaises

Blanc : couverture sédimentaire de la zone externe. Croix : massifs cristallins externes (P : Pelvoux, A : Argentera). Hachuré : zones internes "en position radicale". Pointillé : débordement des zones internes dans les Nappes de l'Embrunais-Ubaye (M : Morgon, P : Piolit, S : Séolanes). Toponymie : BA : Barcelonnette, BR : Briançon, Du : Durance, E : Embrun, G : Gap, Gr : Grenoble, Ub : Ubaye.

Figurés et abbréviations:

1 : principaux affleurements de gypses triasiques (cicatrices évaporitiques)

2 : contour des nappes de l'Embrunais-Ubaye

Abréviations cerclées : nature du soubassement stratigraphique des Black Shales. bs : Black Shales; bsr : Black Shales réduites; bs? : lacune partielle ou totale des Black Shales; bs : niveau de décollement. jm : Dogger; ox : Oxfordien (Terres noires); ci : Crétacé inférieur; cs : Crétacé supérieur.

Dans la série du Pelat, la formation remanie des éléments datés du Barrémien-Aptien et elle est surmontée en continuité par des couches rouges planctoniques du Cénomanien supérieur (KERCKHOVE, 1969). A Piolit, CHENET (1978) cite du matériel d'âge albien parmi les éléments détritiques et une microfaune planctonique du Cénomanien inférieur dans l' extrème sommet de la formation.

On peut dès lors admettre à la suite de CHENET que le dépôt des Black Shales s'est effectué dans l'intervalle Albien- Cénomanien inférieur, mais un certain diachronisme de leur base est possible en raison de la présence fréquente d'un hard ground au toit des calcaires du Crétacé inférieur qui témoigne d'une condensation ou d'une lacune dont l'extension temporelle et spatiale reste encore mal précisée.

4 - LE DETRITISME DES BLACK SHALES

La formation se compose d'une matrice argileuse dans laquelle peuvent être inclus des éléments détritiques de dimensions variées, du gravier centimétrique au bloc métrique à décamétrique.

La matrice argilo-silteuse, feuilletée, sans stratification exprimée, est habituellement homogène sur toute la hauteur de la formation. La fraction argileuse comporte, dans la série de Piolit, 70% d'illite et 3O% de chlorite; la fraction silteuse est formée de quartz, de muscovite et de glauconie (CHENET, 1978). Elle peut devenir dominante, comme c'est le cas au Gros Ferrant dans le massif du Morgon où se développe un curieux faciès de grès-quartzites compacts vert-sombre sur une épaisseur d'une dizaine de mètres.

Cette matrice est habituellement dépourvue de carbonate, sauf dans les derniers centimètres sommitaux sous l'ensemble des calcaires planctoniques sus-jacents lorsqu'un passage continu peut être observé. Toutefois, plusieurs coupes de l'unité de la Martinasse montrent des Black Shales réduites à quelques mètres d'épaisseur avec un faible taux de carbonate. D'une manière générale, les matrices carbonatées ou calcarénitiques sont plus fréquentes dans les unités septentrionales de la vallée de la Guisane (CHENET, 1978).

Le matériel détritique grossier est réparti, verticalement et horizontalement, d'une manière quelconque, sans stratification ni classement. Il peut être totalement absent et la formation mime alors parfaitement certains niveaux siliceux des Terres noires subbriançonnaises. Ailleurs, il peut se limiter à des mégablocs isolés, généralement des calcaires gris sombre du Dogger, qui peuvent être confondus avec des écailles tectoniques.

Dans certains secteurs, la proportion de blocs excède largement celle de la matrice et la formation prend alors un faciès de brèche hétérométrique comme c'est le cas dans la série de la fenêtre de l'Argentière (DEBELMAS, 1955) et plus au N dans les unités de la vallée de la Guisane en direction du Galibier (CHENET, 1978).

Les éléments détritiques décrits jusqu'à présent par les auteurs sont des blocs anguleux de roches sédimentaires carbonatées parmi lesquels on identifie la plupart des horizons de roches compactes de la série sous-jacente :

- calcaires gris et dolomies ocres du Trias moyen et supérieur
- calcaires à silex, calcaires à entroques et calcaires bioclastiques divers du Lias-Dogger
- calcaires noirs fétides, fins ou oolithiques, à algues et polypiers du Dogger
- calcaires fins à radiolaires, calpionnelles, parfois à Aptychus et bélemnites du Malm-Crétacé inférieur.

Des roches siliceuses, sous forme de blocs et aussi de galets, n'ont jusqu'à présent été signalées que dans la Brèche de l'Argentière (DEBELMAS, 1955). Il s'agit de :

- quartzites blancs analogues à ceux du Werfénien briançonnais
- de rares roches magmatiques grenues (granites) provenant d'un socle anté-carbonifère.

Bien que ce matériel n'ait pas encore fait l'objet d'inventaire systématique à des fins d'analyse statistique, il apparait à l'évidence que les faciès du Doger dominent largement parmi les blocs anguleux répertoriés. Cette prédominance a probablement plusieurs causes :

- dans de nombreux secteurs, les calcaires du Bajocien-Bathonien représentent la quasi totalité de la série mésozoïque sous-jacente par suite de la lacune du Lias (Piolit), du Malm-Crétacé inférieur (Morgon central), ou des deux (Pelat).

- ces calcaires, compacts et au litage peu apparent, constituent un horizon particulièrement compétent sans doute plus apte que d'autres à produire des blocs lors de l'écroulement de reliefs sous-marins ou subaériens

- dans les séries dépourvues de Black Shales, ces mêmes calcaires du Dogger sont fréquemment directement surmontés par les calcaires planctoniques du Crétacé supérieur, par l'intermédiaire de croûtes minéralisées et phosphatées, ce qui indique qu'ils devaient constituer des reliefs dans le bassin lors de la sédimentation des Black Shales.

5 - MODE ET MILIEU DE DEPOT

L'absence de toute stratification et de classement du matériel détritique suggère un dépôt de type mudflow ou olistostrome, ayant pu localement noyer ou entrainer des talus d'éboulis sous-marins (l'Argentière).

Le défaut presque général en carbonates dans la matrice argileuse semble indiquer une profondeur considérable, éventuellement sous la C.C.D., sauf dans l'unité de la Martinasse et dans le secteur septentrional (Guisane, Galibier) où la matrice des brèches tend à devenir marneuse. Toutefois, comme le note CHENET, l'absence de niveaux d'hémipélagites interstratifiées au sein de la formation ne permet aucune certitude à ce sujet.

Néanmoins, les Black Shales subbriançonnaises succèdent, à Piolit et au Morgon, à une série de calcaires micritiques à Aptychus, mais sans ammonites; l'abondance des lits siliceux et la prédominance des radiolaires indique un milieu situé en permanence en dessous de l'A.C.D. et de la F.C.D. depuis l'Oxfordien où le niveau de la C.C.D. était momentanément atteint.

En outre, les derniers mètres sommitaux des calcaires du Crétacé inférieur montrent fréquement slumps (Piolit, promontoire NW du Morgon, le Lan au S de Barcelonnette) témoignant de la création de pentes et donc probablement d'un approfondissement du bassin peu avant le dépôt des Black Shales.

Dans le territoire étudié semble donc se dessiner, au début du Crétacé supérieur, une topographie sous- marine de gouttière profonde, sinon de fosse, accidentée en son sein et/ou bordée de reliefs nouvellement créés et particulièrement instables.

6 - L'ENVIRONNEMENT PALEOGEODYNAMIQUE : NOUVELLES DONNEES TIREES DU MASSIF DU MORGON : LE PALEODIAPIR DU MORGON

La brusque apparition d'un détritisme grossier et chaotique au cours de l'Albien dans le domaine subbriançonnais implique un bouleversement de la paléogéographie, qui avait peu évolué depuis le Jurassique supérieur, sous l'effet d'une importante tectonique synsédimentaire .

Les données disponibles jusqu'à présent permettaient seulement d'envisager la création de pentes et d'escarpements de failles soulevant les horizons profonds de la série, jusqu'au socle qui devait affleurer en milieu aérien dans l'environnement de la Brèche de l'Argentière.

Or, de récentes observations effectuées dans des secteurs peu accessibles du massif du Morgon nous ont permis de mettre en évidence un méga-olistostrome, incluant des gypses triasiques, interstratifié dans l'horizon des Black Shales.

Le massif du Morgon comporte de nombreux affleurements de gypses localisés à la base de la série ou injectés sous forme de cicatrices entre les nombreuses sous-unités tectoniques de ce massif (fig. 2 et 3). Ces gypses peuvent être attribués au Carnien par comparaison de la série des horizons lithologiques qui les surmontent (dolomies litées, argilites versicolores, lumachelles rhétiennes) avec la séquence-type du Trias supérieur briançonnais.

Au long des cicatrices tectoniques, les gypses sont habituellement accompagnés ou relayés par des cargneules ainsi que par une calcitite magnésienne riche en hydrogène sulfuré, que SCHNEEGANS désignait sous le nom de "marbre fluidal" . Cette roche singulière parait représenter un résidu de dissolution, cristallisé sous contrainte tectonique, en bordure d'une

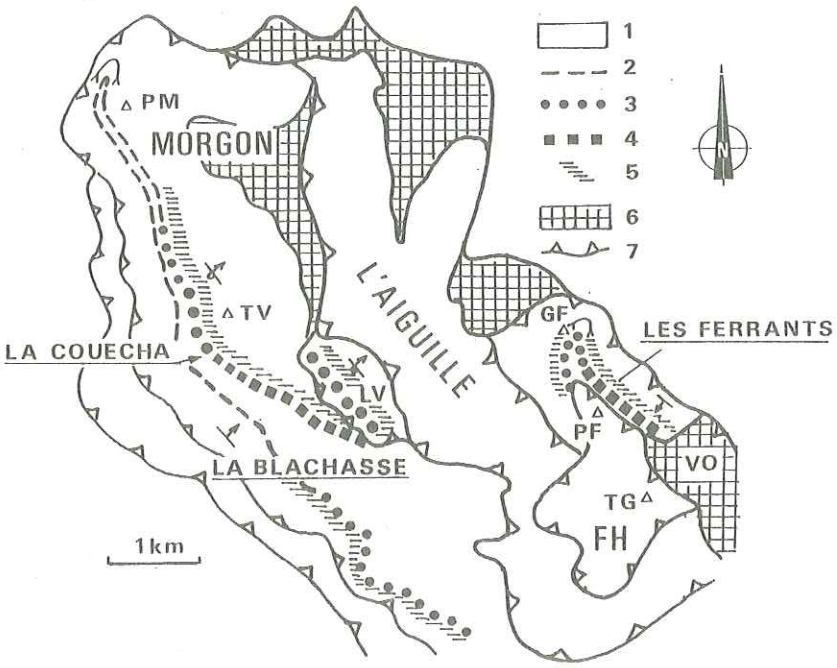


Fig. 2 - Schéma tectonique simplifié de la partie N du Massif du Morgon
1 : Mésozoïque et Nummulitique. 2,3,4 : Black Shales; 2: faciès schisteux dominant; 3 : faciès à blocs et olistolites; 4 : olistostrome à matériel évaporitique triasique. 5 : secteurs de lacune des calcaires du Malm-Crétacé inférieur. 6 : principaux affleurements de gypses triasiques. 7 : chevauchement.
GF : Gros Ferrant. LV : La Virette. PF : Petit Ferrant. PM : Pic du Morgon. TG : Tête de La Gypière. TV : Tête de la Vieille. VO : Vallon des Olettes. FH : Flysch à Helminthoïdes.

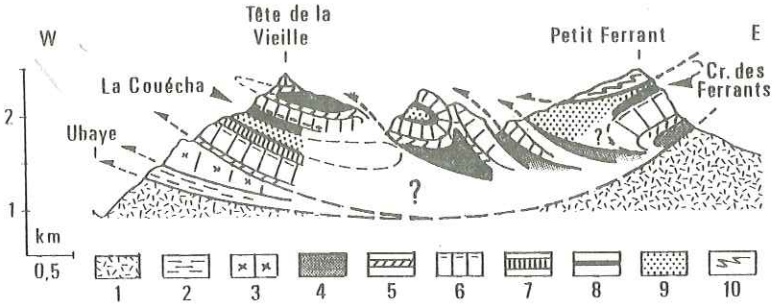


Fig. 3 - Coupe très schématique de la partie N du Massif du Morgon.
1 : soubassement autochtone ou parautochtone (Zone externe). 2 : écailles basales. 3 :unité de la Roche (zone des Séolanes). 4 à 9 : ensemble du Morgon s.lato . 4 : gypses triasiques. 5 : Trias supérieur dolomitique et lumachellique. 6 : Lias-Dogger (carbonates de plate-forme syn et post rift). 7 : Malm-Crétacé inférieur (Terres noires,et carbonates pélagiques). 8 : Black Shales de l'Albien-Cénomanien. 9 : Crétacé supérieur (calcaires planctoniques) et flysch nummulitique. 10 : Flysch à Helminthoïdes de la nappe du Parpaillon.

masse d'évaporites en cours de migration (diapir, dôme de sel, KERCKHOVE 1969). Jusqu'à présent, cette halocinèse avait été considérée comme intervenant essentiellement au cours du Cénozoïque, bien que l'hypothèse d'une mise en place dès le Malm dans le domaine des Séolanes ait été envisagée.

Deux secteurs du massif du Morgon montrent une structure surprenante, dans laquelle une bande plus ou moins continue de cargneules, de gypses et/ou de marbre fluidal s'insère dans une série stratigraphique régulière, parallèlement aux couches qui ne montrent pas de déformation particulière.

Dans les deux cas, le niveau d'insertion correspond à la partie supérieure des Black Shales,qui reposent ici directement sur des horizons anciens du Malm (Terres noires oxfordiennes) et sont surmontées par les calcaires planctoniques du Crétacé supérieur.

Dans le versant SW de la Tête de la Vieille, au-dessus de la vallée de l'Ubaye, cette lame triasique se situe dans la série renversée qui prolonge le flanc inverse du Pic du Morgon vers le S (fig. 3 et 4). Elle affleure sur une distance de 2 km, de la Couécha à la Blachasse, et s'accompagne d'un chapelets de mégablocs décamétriques de calcaires du Lias et du Dogger. A son extrémité NW (secteur de la Couécha), cette bande de résoud en une série de lentilles métriques à décimétriques de gypses, de dolomies et d'argilites versicolores dispersées dans la matrice de schistes noirs . Les Black Shales de ce secteur sont anormalement épaisses (près de 100 m) et sont par ailleurs truffées de méga-olistolites de calcaires du Malm et du Crétacé inférieur.

Sur le versant oriental, la série de l'unité des Ferrants (fig. 3 et 5), en position normale, montre une longue lentille de "marbre fluidal" interstratifiée entre les Black Shales et quelques mètres résiduels de calcaires planctoniques conservés sous le chevauchement de la klippe de Flysch à Helminthoïdes de la Tête de la Gypière . Cette lame se perd vers le NE dans des schistes noirs parsemés de lentilles de cargneules, de dolomies et d'argilites versicolores triasiques et de blocs de calcaires jurassiques divers. Du coté SW, elle apparait comme une apophyse latérale de l'énorme masse de gypses du vallon des Olettes qui recoupe à l'emporte-pièce la série du Lias - Dogger de l'unité des Ferrants. Le contact entre ces gypses et la série mésozoïquecorrespond probablement à une paléofaille ante-Malm comme le Morgon en recèle de nombreux exemples.

Il est a noter que la carte de SCHNEEGANS (1938) figure, à leur place, ces deux "accidents" triasiques. Dans son mémoire, SCHNEEGANS désigne le premier sous le nom de "repli de Pra -Joubert"; le second est apparemment interprété comme cicatrice tectonique sous la klippe de Flysch de la Tête de la Gypière.

7 – INTERPRETATION DU MEGA-DETRITISME TRIASIQUE DES BLACK SHALES DU MORGON

L'ensemble des particularités de ces deux structures conduit à les interpréter non comme des cicatrices tectoniques "anticlinales" alpines, mais comme le résultat de la resédimentation d'un matériel chaotique associé à une extrusion de gypse triasique dans le bassin de sédimentation, selon un modèle similaire à celui qui a été décrit dans le Tertiaire d' Aquitaine, au front de la chaîne pyrénéenne (STEVAUX et ZOLNAI, 1975).

Toutefois, il s'agit ici d'une halocinèse précoce, survenant dans un stade pré-orogénique du domaine alpin, et qui a bénéficié de conditions relativement exceptionnelles pour se réaliser :

- existence, dans le soubassement de la série, d'un puissant corps évaporitique attesté par l'importance des sutures gypseuses qui encadrent le massif du Morgon;
- faisceau de failles distensives d'âge principalement anté-Bathonien, mais dont certaines ont rejoué jusqu'à l'Oxfordien (LEREUS, 1986), qui ont déterminé un déséquilibre de la charge lithostatique et probablement préparé la montée des évaporites à l'aplomb des failles majeures. Ce modèle conduisant à la réalisation de murs de sels a été en effet décrit en divers points des marges de l'Atlantique (BOILLOT, 1983). Il semble également pouvoir rendre compte de la localisation de certaines zones de gypses dans les Alpes (MASCLE et coll., 1986).

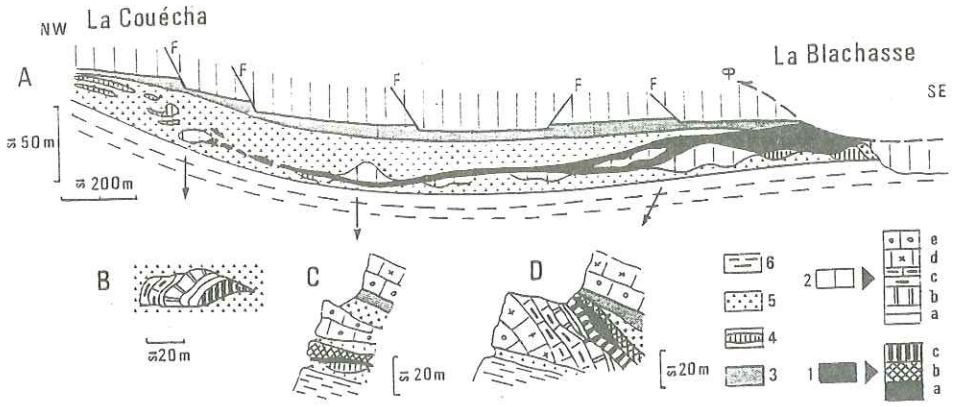


Fig. 4 - Olistostrome à coeur de gypses triasiques dans les Black Shales de la série inverse du versant de l'Ubaye.
A : coupe générale. B ,C, D : détails en divers points du versant.
1 : Trias supérieur; a : gypses, b : cargneules, c : argilites versicolores. 2 : Rhétien-Lias-Dogger; a : Rhétien (dolomies et lumachelles); b : Hettangien (calcaire dolomitique); c : Sinémurien-Carixien (calcaires à gryphées et à silex); d : Domérien (calcaires à entroques); e: Bajocien-Bathonien (calcaires à algues et calcaires oolithiques). 3 : Callovien- Oxfordien (calcaires à Zoophycos et Terres noires). 4 : calcaires du Malm-Crétacé inférieur en olistolites dans les Black Shales. 5 : Black Shales (Albien-Cénomanien inférieur). 6 : calcaires planctoniques du Crétacé supérieur. F : paléofailles distensives jurassiques.φcontact chevauchant de l'unité de la Virette.

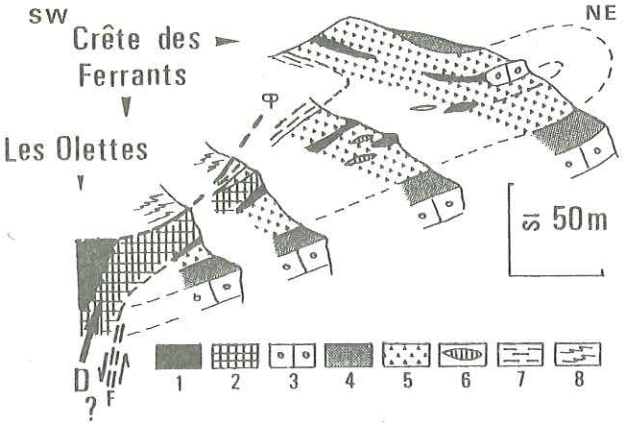


Fig. 5 - Olistolites dans les Black Shales de l'unité des Ferrants.
1 : gypses, cargneules et dolomies triasiques. 2 : "marbre fluidal". 3 : Bathonien. 4 : Callovien-Oxfordien. 5 : Black Shales. 6 : olistolites de Malm-Crétacé inférieur. 7 : calcaires planctoniques du crétacé supérieur. 8 : Flysch à Helminthoïdes . F : paléofaille jurassique probable. D : origine possible du matériel triasique resédimenté. φ chevauchement de la klippe de la Tête de la Gypière.

Néanmoins, la charge lithostatique réalisée à la fin du Crétacé inférieur (environ 4OO m d'épaisseur tout au plus dans les séries les plus complètes) était probablement insuffisante pour amorcer par-elle même l'ascension d'une colonne d'évaporites: on est donc conduit à envisager l'intervention d'un évènement tectonique qui pourrait être le rejeu de l'une des paléofailles jurassiques du domaine du Morgon.

Les données tirées de l'évolution géodynamique du domaine téthysien au cours du Mésozoïque, en termes de tectonique globale (BIJU-DUVAL, DERCOURT et LE PICHON, 1977) suggèrent que ce rejeu pourrait être déterminé par des mouvements compressifs, selon une direction sub-méridienne, s'exerçant sur les anciens linéaments de la marge eux-même plus ou moins orientés SW-NE (LEMOINE, ARNAUD-VANNEAU et coll., 1986).

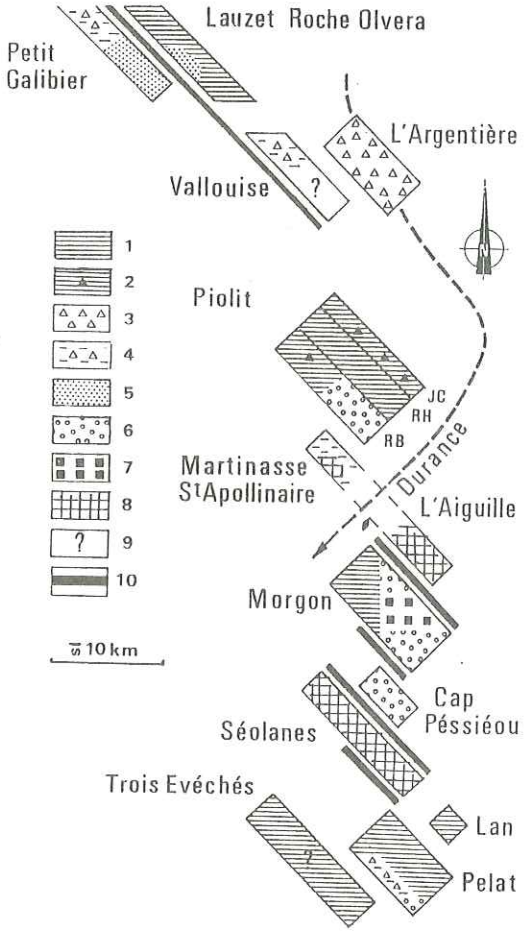


Fig. 6 - Repartition des faciès des Black Shales des unités subbriançonnaises duranciennes. (schéma semi-palinspastique possible au Paléogène inférieur; secteurs au NW de la Durance d'après CHENET 1978, modifié)
1 à 9 : faciès des Black Shales. 1 : schisteux noir non carbonaté. 2 : schisteux à gros olistolites isolés; 3 : brèches hétérométriques "sans matrice". 4 : plus ou moins carbonaté, localement avec brèches. 5 : calcarénites. 6 : schistes "farcis" à blocs et olistolites. 7 : diapir triasique resédimenté. 8 : lacune des Black Shales. 9 : absence de données (Vallouise) ou mauvaises conditions d'observations par suite de décollement de la série au niveau des Black Shales (Trois-Evéchés). 10 : cicatrice à gypse.

Les constrastes les plus significatifs se situent sur les bordures actuelles des unités tectoniques, ce qui suggère que ces limites, pour la plupart des chevauchements, sont héritées d'anciens accidents tectoniques, probablement des failles fini-liasiques réactivées au Crétacé supérieur.

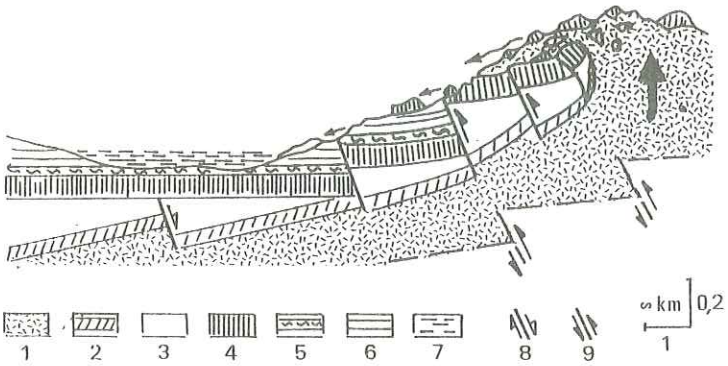


Fig. 7 - Reconstitution hypothétique du paléodiapir synsédimentaire albien du Morgon
1 : évaporites triasiques; 2 : Trias supérieur à Hettangien; 3 : Lias. 4 : Bajocien-Bathonien. 5 : Callovien- Oxfordien (Terres noires). 6 : calcaires du Malm-Crétacé inférieur. 7 : Black Shales en cours de sédimentation. 8 : paléofaille distensive jurassique. 9 : paléofailles réactivées en failles inverses.

Compte tenu des complications tectoniques du massif du Morgon, il n'est évidemment pas possible de savoir si l'on a affaire à un ou deux diapirs. Dans l'exemple étudié ici, il semble que le matériel diapirique se soit mis en place dans une région plus profonde du bassin, pouvant correspondre à un chenal d'érosion ou de réduction de la série du Malm supérieur-Crétacé inférieur. Le sens apparent de transport semble avoir une composante E-W dominante dans le cas de la lame La Blachasse- La Couécha, et plutôt S-N à la crête des Ferrants (fig. 6 et 7). La reconstitution palinspastique que l'on peut tenter situerait l'origine du matériel triasique, c'est à dire le diapirisme, à l'aplomb d'une paléofaille jurassique majeure marquant la bordure interne du domaine de sédimentation des séries du Morgon s.stricto.

En effet, ce domaine est caractérisé par une série liasique développée qui a dû se déposer dans une zone subsidente d'un demi-graben fonctionnant du Sinémurien à l'Aalénien (LEREUS, 1986). Cette série épaisse contraste fortement avec celle des unités plus internes de l'Aiguille, où le Lias est très réduit, voire absent, et où les calcaires planctoniques du Crétacé supérieur reposent directement sur le Dogger par une croûte phosphatée.

8 - CONCLUSION

Le détritisme des Black Shales du domaine subbriançonnais durancien s'inscrit dans l' "évènement Crétacé moyen" du Bassin du Sud-Est (CURNELLE et DUBOIS, 1986) qui semble représenter la première manifestation de l'orogénèse alpine sur la bordure téthysienne du craton européen.

En dépit des complications structurales acquises au Paléogène, il apparait qu'une certaine concentration du détritisme, se manifeste par le développement des brèches (L'Argentière), l'accumulation d'olistolites de grandes dimensions (Secteur du Jas Cerisier dans la partie interne de l'ensemble de Piolit) et la percée d'un diapir triasique (Morgon interne). Elle semble coïncider avec plusieurs des limites actuelles des unités lithostructurales majeures, qui sont elles-mêmes des lignes de contraste lithostrati-graphique héritées des évènements du Lias-Dogger .

L'évènement halocinétique du Morgon semble confirmer que les profondes modifications paléogéographiques qui interviennent dans le domaine subbriançonnais au début du Crétacé supérieur correspondent à l'apparition d'un nouveau champ de contraintes géotectoniques compressives, alors qu'un régime distensif régnait dans ce domaine depuis le Lias.

Références bibliographiques

BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977) : From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system, in BIJU-DUVAL B. et MONTADERT L., édit., Int. Symp. Structural History of the Mediterranean Basins (Split 1976), Paris, Technip, p. 143-164.

BOILLOT. G. (1979) : Géologie des marges continentales, Masson, Paris, 139 p.

CHENET P.Y. (1978) : La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et col du Galibier (Alpes occidentales françaises). Thèse E.N.S.M.P., Paris, 385 p.

CHENET P.Y. (1979) : Le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier au Mésozoïque, sa place dans la marge européenne de la Téthys. Géologie Alpine, t. 55, p. 45-74.

CURNELLE R. et DUBOIS P. (1986) : Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bull. Soc. géol. France, 1986, (8), t. II, n°4, p. 529-546.

DEBELMAS J. (1955) : Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Mém. Serv. Carte géol. France, 171 p.

DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1980) : Les Alpes franco-italiennes. Géologie Alpine, t. 56, p. 21-58.

GIGNOUX M. et MORET L. (1934) : Stratigraphie de la bordure externe de la zone du Flysch de l'Elmbrunais entre la Durance et le Drac (Massif de Piolit et des Autanes, Hautes-Alpes). C.R. Acad. Sc. Paris, CXCIX, p. 1081- 1083.

GIGNOUX M., MORET L. et SCHNEEGANS D. (1934) : Observations géologiques dans le bassin de la Haute Durance entre Gap et la frontière italienne. Trav. Lab. géol. Grenoble, t.18, p. 5-23.

KERCKHOVE C. (1969) : La "Zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Géologie Alpine, t. 45, p. 1-202.

KERCKHOVE C. (1983) in : ROUSSET C., Feuille Seyne de la Carte Géol. France à 1/50 000, B.R.G.M., Orléans.

LATREILLE M. (1961) : Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut-Drac. Mém Serv. Carte géol. France, 205 p.

LEMOINE M. (1984) : La marge occidentale de la Téthys ligure in : Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, G. Boillot, édit., Masson, Paris, p.155-248.

LEMOINE M. (1985) : Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. Bull. Soc. géol. France, (8), t.I, N°1, p. 126-137.

LEMOINE M., ARNAUD-VANNEAU A. et coll. (1986) : Etapes et modalités de la subsidence d'une paléo-marge passive: les Alpes occidentales au Mésozoïoque. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10, 1, p. 143- 149.

LEREUS C. (1986) : Les séries subbriançonnaises du massif du Morgon; évolution paléogéographique du secteur durancien de la paléomarge téthysienne (Nappes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales françaises). Thèse Doctorat spécialité Grenoble, 154 p.

MASCLE G., ARNAUD H. et coll., (1986) : Halocinèse précoce sur la marge téthysienne alpine: vers une réinterprétation des zones de gypse des Alpes. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 302, Série II, n° 15, p. 963-968.

MAURY P. (1984) : Etude stratigraphique et structurale de la liaison Séolanes-Morgon (Ubaye): son rôle dans la genèse de la zone subbriançonnaise. Thèse Doct. spécialité Univ. Paris VI, 162 p.

SCHNEEGANS D. (1938) : La géologie des nappes de l'Embrunais-Ubaye entre la Durance et l'Ubaye . Mém. serv. Carte. géol. France, 171 p.

LE DETRITISME PROVENCAL DU CRETACE MOYEN A L'OLIGOCENE DANS SON CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE, STRUCTURAL ET GEODYNAMIQUE

Gérard GUIEU*, Jean PHILIP**, Jean-Pierre DURAND***,
Denise NURY****, Claude REDONDO****,**.

RESUME.- La période considérée (90MA) couvre une grande partie de l'évolution orogénique du domaine provençal : paléodéformations crétacées, structuration majeure d'âge éocène ("pyrénéenne"), extension oligocène.

Le déclenchement de la sédimentation détritique a lieu à l'Aptien supérieur. Elle se poursuit sans interruption majeure jusqu'à l'Oligocène supérieur avec des épisodes paroxysmaux (Cénomanien inférieur, Turonien supérieur, Santonien, Campanien inférieur, Maastrichtien, Stampien, Oligocène terminal). Jusqu'au Santonien inclus la sédimentation détritique est principalement marine. A partir du Campanien elle devient franchement continentale. Les milieux de dépôts correspondent à des appareils deltaïques progradant d'Est en Ouest dans le sillon sud-provençal au Crétacé supérieur, puis à un système fluviatile, lacustre et palustre au Paléogène.

L'analyse sédimentologique permet de proposer une reconstitution paléogéographique des aires nourricières. Un bloc continental méridional (massif corso-sarde pro parte) de nature cristalline et cristallophyllienne paraît avoir joué un rôle déterminant comme source du matériel siliceux. L'évolution tectonique et climatique du domaine pourvoyeur est reconstituée grâce à l'analyse minéralogique et pétrographique. A certaines périodes un détritisme calcaire se surimpose au précédent et témoigne d'épisodes tectoniques locaux.

L'étude du détritisme provençal permet enfin d'étayer les hypothèses géodynamiques relatives à l'évolution du bassin nord-occidental de la Méditerranée. Le renouvellement des flux détritiques est présenté comme la conséquence du déplacement d'un "bombement crustal sud-provençal" qui rend compte de l'entretien de la déformation et de la permanence de l'érosion depuis le Crétacé moyen jusqu'à l'Oligocène terminal.

ABSTRACT.- The study of the detrital deposits of Southern Provence (France) displays the paleogeographic and geodynamic significance of the Middle Cretaceous to Upper Oligocene shortening events period of the Mesozoic and Paleogene cover, related to the tectonic evolution of the Alpine system.

The initiation of the detrital flows occurs in the Upper Aptian and continually extends to the Upper Oligocene, but there are evidence for paroxysmal periods of detrital sedimentation (Lower Cenomanian, Upper Turonian, Santonian, Lower Campanian, Maastrichtian, Stampian and upper Oligocene). Throughout the Santonian, the detrital flows reach the Provence

* Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, Université d'Aix-Marseille I, 13331 MARSEILLE CEDEX 3 et U.A. CNRS 132.
** Laboratoire de Stratigraphie et Paléoécologie, Université d'Aix-Marseille I, 13331 MARSEILLE CEDEX 3 et U.A. CNRS 1208.
*** Laboratoire de Géologie Marine et Sédimentologie Appliquée, Université d'Aix-Marseille II, 13288 MARSEILLE CEDEX 9
**** Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, Université d'Aix-Marseille I, 13331 MARSEILLE CEDEX 3.

carbonate platform. In the early Campanian, continental environments succeed to marine sedimentation, after the filling of the "sillon sud-provençal". The deposits environments consist of deltaic fans built by progradation from East to West in the "sillon sud-provençal" during the upper Cretaceous, and fluviatile, lacustrine and palustrine complexes during the Paleogene.

As shown by the sedimentological and petrographical analysis and by the geological and geophysical framework of the continental margin (Gofle du Lion, Liguro-Provencal basin), the detrital flows are clearly originated from a southern Paleozoic segment until then buried beneath the sedimentary cover during most of the Mesozoic. This crustal block was located between the present day mediterranean coast and the Corsica-Sardinia block restored in its ante-drifting position.

The nature of the detrital flows (metamorphics and calco-alcalines) enables to include this block in the provider domain. Nevertheless some coarse clastics originate from the carbonate Mesozoic and Paleogene cover. They can be related to local tectonic events and to the N-S to NNE-SSW trending on land compression from the Upper Cretaceous to the Early Miocene.

The sedimentological and petrographical studies may also account for the tectonic and climatic evolution of the provider domain.

INTRODUCTION.- Les séries détritiques de la région provençale se répartissent essentiellement dans un intervalle chronostratigraphique s'étendant de l'Apto-Albien à l'Oligocène supérieur. En bordure méridionale du bassin mésozoïque du Sud-Est de la France des minéraux d'origine continentale sont toutefois discrétement représentés pendant le Jurassique (ARNAUD et MONLEAU, 1979 ; MONLEAU, 1986), ainsi que pendant le Crétacé inférieur (MASSE, 1976), mais ils ne permettent pas de conclure à l'existence d'un socle émergé dans le voisinage immédiat de la plate-forme provençale.

Le déclenchement de la sédimentation détritique suit de peu l'individualisation du "bombement durancien" (ROUSSET, 1969 ; MASSE et PHILIP, 1976) qui constitue l'un des événements paléotectoniques majeurs du domaine provençal. La structuration en rides et bassins, ébauchée au cours de cette période, ne fera en effet que s'affirmer par la suite, les différentes phases de déformation d'intensité croissante jusqu'à l'Oligocène coïncidant avec des épisodes détritiques paroxysmaux.

La comparaison des caractéristiques sédimentologiques et de la composition minéralogique des dépôts détritiques permet en outre de constater l'existence d'une compétition, d'abord discrète puis manifeste, entre les apports locaux issus du remaniement de la couverture méso-cénozoïque après déformation de celle-ci et les apports lointains provenant de l'érosion d'un socle paléozoïque.

Ces événements sédimentaires sont sans doute le reflet des phénomènes tectoniques et géodynamiques plus généraux affectant le socle continental pourvoyeur du détritique, en prélude à l'ouverture du bassin nord-occidental de la Méditerranée à l'Oligocène supérieur.

1. REPARTITION DES DEPOTS DETRITIQUES DANS LE CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL (fig.1 et 2)

La répartition des dépôts détritiques de Provence et la structure de leurs receptacles résultent de l'interférence de plusieurs épisodes de déformation et d'érosion qui, dans une paléogéographie mouvante, se sont succédés depuis le Crétacé moyen.

Alors que le Crétacé supérieur marin est surtout représenté dans le Sud de la Provence (bassin du Beausset), le Crétacé supérieur continental et l'Eocène occupent essentiellement la région moyenne de la Provence occidentale. Cette distribution des dépôts soulève deux remarques :

- l'Eocène est effectivement absent des comblements les plus récents du bassin du Beausset ;
- le Crétacé supérieur marin participe par contre à la constitution du substratum du bassin de l'Arc (DUFAURE et al., 1967) et apparaît sur sa bordure occidentale (étang de Berre).

Le déplacement des aires de subsidence, probablement lié à des paléodéformations, doit donc, a priori, être inscrit dans l'histoire des flux détritiques. De son côté, l'Oligocène qui semble occuper une situation quelconque, mais ubiquiste par rapport au Crétacé supérieur et à l'Eocène, se répartit dans des réceptacles dont la localisation géographique et la structure, tout en étant plus ou moins influencées par l'histoire tectonique antérieure, dépendent surtout de l'apparition et du jeu de failles synsédimentaires en extension.

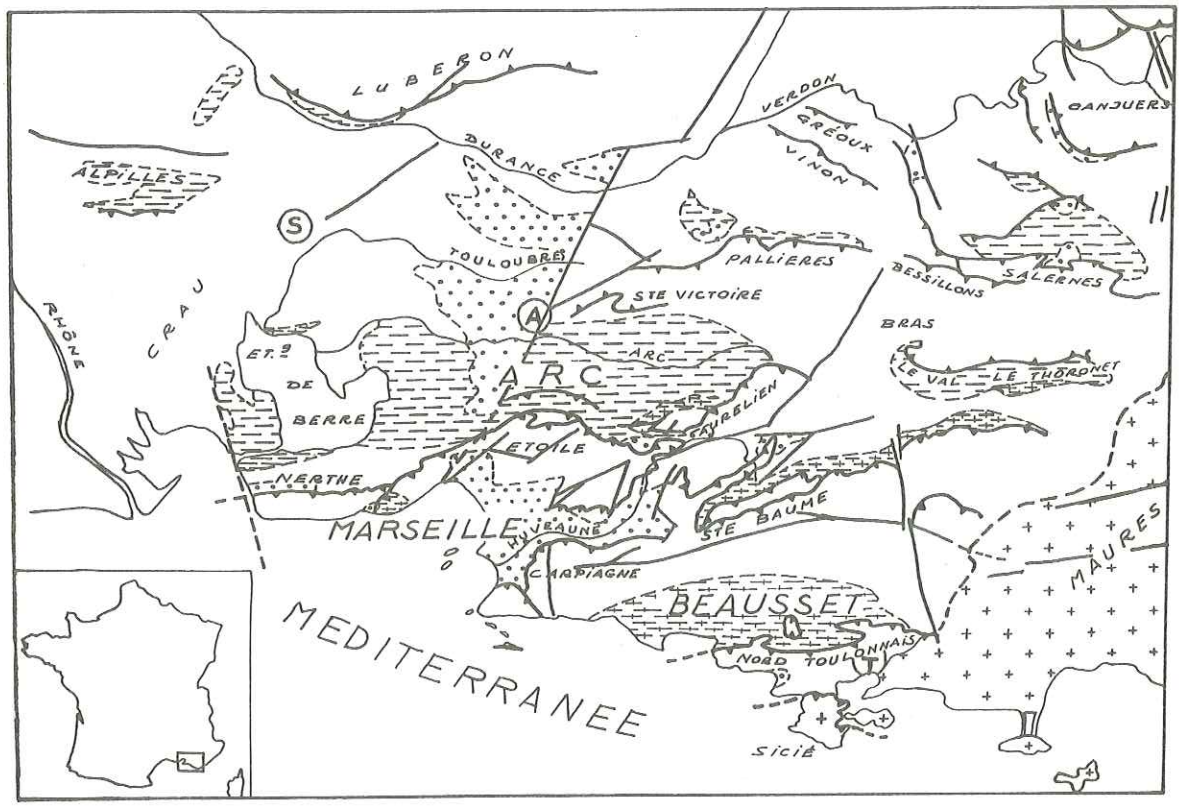
Jusqu'à l'Eocène supérieur (période des mouvements majeurs pyrénéo-provençaux) les aires de dépôt se situaient dans une position plus méridionale que celle qu'ils occupent dans la structure actuelle (GUIEU, 1968). On peut approximativement retrouver cette paléoposition en dépliant vers le Sud la couverture mésozoïque et paléocène (fig.10) (GUIEU et ROUSSET, 1978 ; GUIEU et al., 1985 ; GUIEU et ARLHAC, 1986 ; PHILIP et al., 1987). Cette démarche rétrotectonique se justifie dans la mesure où elle est nécessaire pour replacer les aires de dépôt dans leur contexte paléogéographique vrai, même si l'accord n'est pas définitivement réalisé concernant l'ampleur exacte des déplacements de la couverture (GUIEU et al., 1985).

La paléoposition de cette première catégorie de réceptacles est à différencier nettement de celle des réceptacles oligocènes qui se situent dans un contexte paléogéographique préfigurant l'actuel et qui ne sera plus affecté par des mouvements tangentiels majeurs.

2. CHRONOLOGIE. MILIEUX DE DEPOT ET ORIGINE DES APPORTS DETRITIQUES

Succédant à la période de développement de la plate-forme urgonienne (Barrémien-Bédoulien), les premiers apports détritiques se manifestent à l'Aptien supérieur. Le Gargasien est caractérisé par des dépôts argileux de bassin qui témoignent d'un approfondissement du domaine provençal, sans modification paléogéographique notable des aires nourricières par rapport au Barrémo-Bédoulien. Mais les apports de sables quartzeux ou quartzo-glauconieux du Clansayésien et de l'Albien indiquent l'accentuation de phénomènes d'érosion qui, à cette époque, affectent le domaine pourvoyeur. Le domaine provençal subit des modifications structurales majeures (PHILIP et al., 1987). Les dépôts de l'Albien s'effectuent dans des gouttières étroites et profondes, d'orientation sensiblement E-W, séparées par des rides. Dans les gouttières, la

Fig. 1 - Répartition des dépôts détritiques dans leur contexte sédimentaire et tectonique.



Oligocène

Eocène et Crétacé supérieur continental

Crétacé supérieur marin

Couverture mésozoïque et postérieure indifférenciée

Terrains paléozoïques

A. Aix-en-Provence

S. Salon de Provence

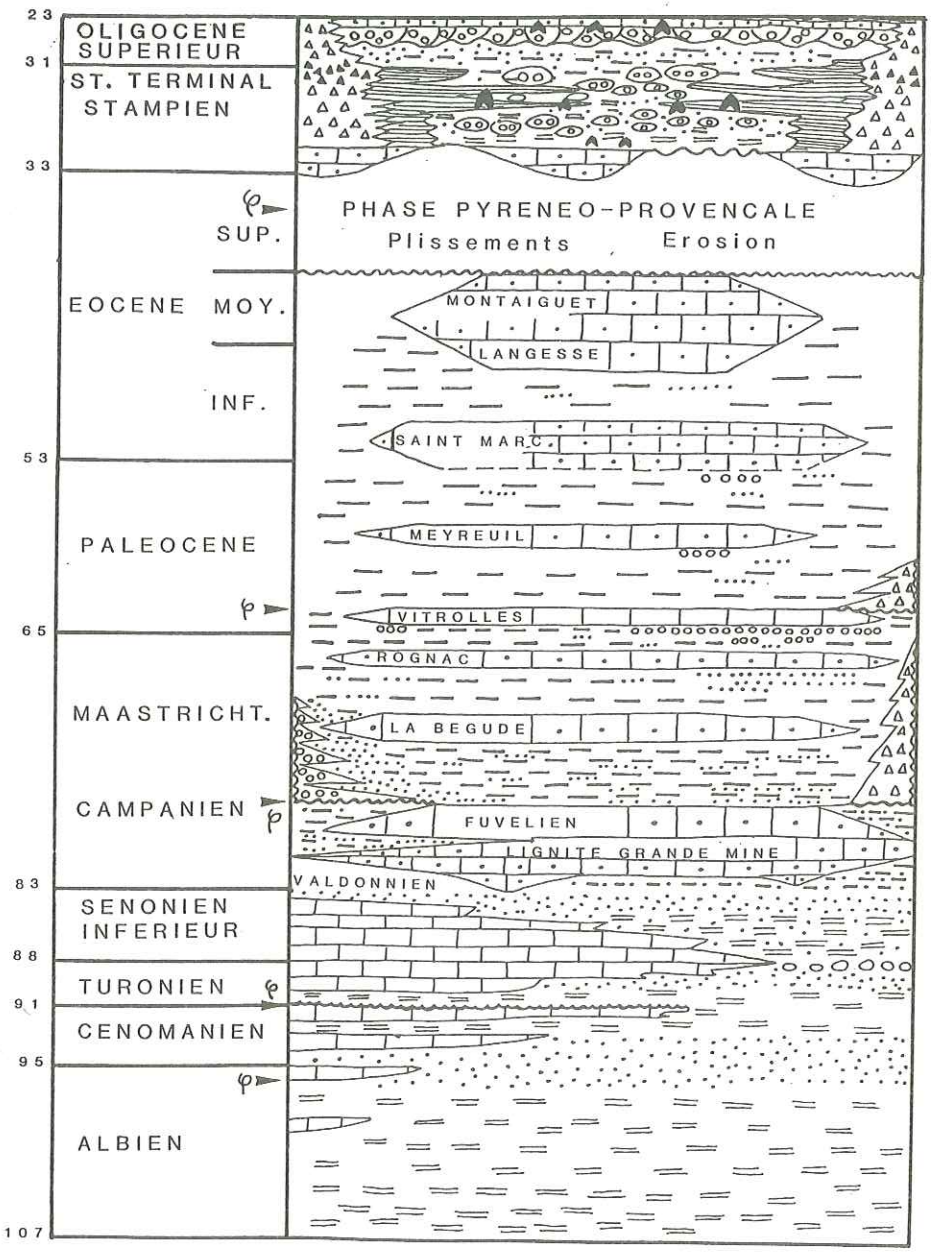
T. Toulon

sédimentation détritique a un caractère turbiditique dominant (MACHHOUR et PHILIP 1984) ; tandis que le sommet des rides est marqué par des lacunes.

2.1. LE CRETACE SUPERIEUR (fig.2 et 3)

2.1.1. CHRONOLOGIE DES APPORTS DETRITIQUES (fig.2)

Le Cénomanien inférieur est un épisode détritique majeur. Des sables grossiers et des poudingues à éléments quartzeux de caractère littoral, voire continental, comblent la gouttière sud-provençale (PHILIP, 1970). Ces dépôts peuvent atteindre 200 m dans la région de Sainte Anne d'Evenos. Vers



	Brèche		Calcaire marin
	Poudingue		Calcaire lacustre
	Grès Sable		Discontinuité
	Argiles Limon	107	Age en millions d'années
	Marne	φ	Phase tectonique
	Laminite carbonatée		Gypse

Fig. 2 - Répartition spatio-temporelle des faciès détritiques et des faciès carbonatés.

l'Ouest (Cassis), leur caractère marin s'accuse et ils renferment des ammonites. Cette sédimentation détritique est l'écho d'une phase d'érosion importante du domaine pourvoyeur (REDONDO, 1986). La zonation sédimentologique du corps détritique permet, pour la première fois, de situer l'emplacement de la source d'apports au SSE du domaine provençal. Le contrôle de la sédimentation détritique est assuré par la tectonique (soulèvement du socle pourvoyeur) et l'eustatisme (régression marine), peut être sous l'effet d'une déformation crustale précoce, comme cela a déjà été proposé (GUIEU et ARLHAC, 1986 ; GUIEU et ROUSSEL, 1986).
Au Cénomanien moyen et supérieur on observe des dépôts détritiques plus fins (marnes, marnes sableuses, sables) indiquant un déplacement du dépôt-centre vers l'Ouest (Cassis) et un approfondissement des milieux de dépôt. Le domaine provençal présente une différenciation paléogéographique (PHILIP, 1970) : au Sud le sillon sud-provençal recueille désormais la sédimentation détritique ; au Nord, appuyée sur le bombement durancien, se développe une plate-forme carbonatée à rudistes. La diminution des apports détritiques au profit des carbonates au cours de cette période est attribuable à des conditions tectoniques stables et à une élévation progressive du niveau marin.
Au Turonien inférieur sous l'effet d'une subsidence tectonique et d'une brutale oscillation eustatique positive, le sillon sud-provençal s'approfondit. Deux dépôts-centres se créent : l'un à Cassis, l'autre au Mt Caumes (Nord de Toulon). D'abord argileuse, à caractère de bassin, la sédimentation détritique devient sableuse et se termine par des éventails ou des chenaux conglomératiques de caractère littoral (BLANC et al., 1980). L'ensemble de la série évoque la mise en place d'un système pérideltaïque progradant d'Est en Ouest. La dominance des conglomérats au Turonien supérieur indique une recrudescence, sans doute sous contrôle tectonique, de l'érosion du domaine pourvoyeur.
Au Coniacien et au Santonien inférieur, on constate à nouveau un approfondissement des milieux de dépôts (marnes et marnes sableuses à ammonites et foraminifères planctoniques) du sillon sud-provençal et un déplacement des axes de subsidence. L'approfondissement est lié à une élévation du niveau marin couplé à l'enfouissement de la plate-forme nord-provençale.
Au Santonien supérieur, se met en place dans la région de Mazaugues un complexe deltaïque dont la progradation va s'effectuer d'Est en Ouest. Sous l'effet d'un mouvement de régression généralisé la mer abandonne définitivement la Provence à la fin du Santonien.

En résumé, on constate à partir de l'Aptien supérieur et jusqu'au Santonien une pérennité de la sédimentation détritique. Le rythme, l'intensité et la nature des dépôts sont réglés à la fois par la tectonique affectant le socle pourvoyeur et par les oscillations eustatiques. La subsidence tectonique du bassin réceptacle contrôle le déplacement des zones de dépôts-centres au cours du temps et en dernier ressort l'épaisseur des dépôts détritiques. Cumulée, celle-ci est d'environ 2000 m.

2.1.2. MILIEUX DE DEPOTS ET ORIGINE DES FACIES DETRITIQUES

2.1.2.1. Milieux de dépôts

Les dépôts détritiques du Cénomanien au Santonien sont interprétés comme des formations de type deltaïque. Plusieurs arguments peuvent être invoqués en faveur de cette interprétation.

Géométrie des corps sédimentaires. Le Turonien (BLANC et al., 1980) et le Sénonien inférieur (PHILIP, 1970) montrent une zonation des dépôts détritiques : marnes de pro-delta, sables de front de delta, sédiments de plaine deltaïque (chenaux et interdistributaires). L'évolution mégaséquentielle est de type régressif.
La sédimentologie des sables (REDONDO, 1986) montre des stocks moyens à grossiers, très bien triés, bien classés, dont la taille moyenne est supérieure à 400 microns, typiques de plaine deltaïque (Cénomanien inférieur du Val d'Aren, Turonien de Cassis, Sénonien inférieur de Mazaugues). L'exoscopie (REDONDO et PRONE, 1981 ; REDONDO, 1986) indique la prédominance des quartz dans lesquels les figures de néogenèse liées à un milieu de plaine deltaïque sont bien reconnaissables avant la reprise finale des grains en milieu marin.
Les associations biologiques sont typiques de zones interdistributaires (biohermes à huîtres, bancs à rudistes), de vases de pro-delta (lumachelles à turritelles) ou de marécages de plaine deltaïque (lumachelles à Cardium) (FABRE-TAXY et PHILIP, 1966 ; PHILIP, 1970 ; BABINOT, 1980 ; TRONCHETTI, 1981).

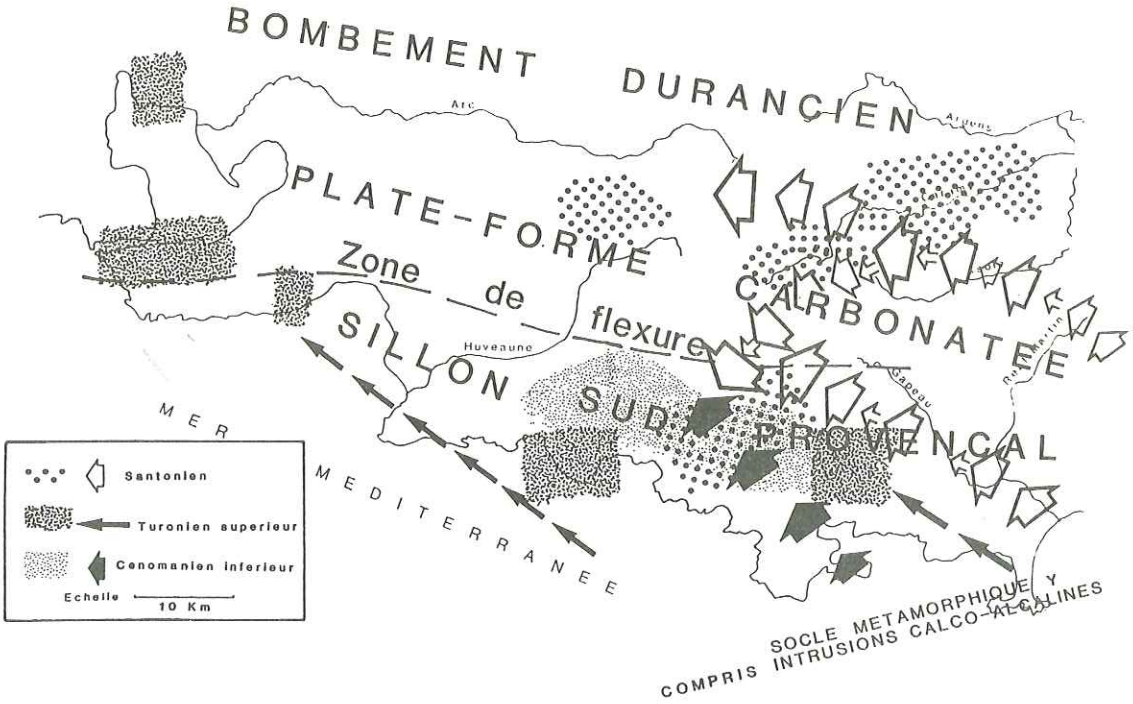


Fig. 3 - Répartition des apports détritiques du Cénomanien au Santonien.

2.1.2.2. Origine des faciès détritiques

Au Cénomanien, les dépôts sont caractérisés par un cortège de minéraux lourds issus d'un socle métamorphique mésozonal (REDONDO, 1986). L'étude typologique des zircons (d'après la méthode établie par PUPIN, 1976) permet de compléter l'information précédente et de préciser que dans la plupart des secteurs l'influence métamorphique s'accompagne d'apports de type calco-alcalin (REDONDO, 1980 ; REDONDO, 1986).
Au Turonien, comme au Cénomanien, les dépôts sont caractérisés par un cortège de minéraux lourds issus d'un socle à métamorphisme moyen. Les sédiments riches en sillimanite de la région de Berre paraissent provenir d'une zone affectée par un métamorphisme plus fort (catazonal). L'étude des zircons apporte un sérieux complément d'information et permet d'évaluer l'importance des influences calco-alcalines. Ces résultats sont très proches de ceux du Cénomanien et permettent de penser que pendant le Cénomanien et le Turonien les massifs nourriciers ont fourni un matériel métamorphique et calco-alcalin presqu'identique (REDONDO, 1986).
Au Coniacien et au Santonien, le cortège des minéraux lourds est issu d'un socle métamorphique mésozonal. L'aire de distribution des zircons montre l'origine métamorphique dominante dans les secteurs de la Nerthe et de la région nord-provençale et la tendance calco-alcaline des secteurs du Beausset (REDONDO, 1986).

Le domaine pourvoyeur fournit donc :
- au Cénomanien et au Turonien, un assemblage minéralogique à dominante calco-alcaline dans la partie occidentale de la Provence ;
- au Coniacien et au Santonien, un assemblage à dominante métamorphique dans la partie nord-orientale (REDONDO, 1986).

En conclusion : il semble que nous puissions envisager l'éventualité d'un substrat pourvoyeur hercynien de composition complexe où sont associées des intrusions calco-alcalines (granites, diorites) ou leurs équivalents effusifs, notamment rhyolites calco-alcalines (en émissions fissurales ou tabulaires : "flots" d'ignimbrites) dans ou sur un socle métamorphique composé de micaschistes à minéraux (disthène, staurotide ; éventuellement grenat, tourmaline) associés à des gneiss plus ou moins migmatitiques. Localement s'ajouteraient des roches peu transformées (phyllades, phtanites, quartzites) (fig.3) (REDONDO, 1986).

2.2. LE CRETACE SUPERIEUR ET L'EOCENE CONTINENTAUX (fig.2 et 4)

Du Campanien à l'Eocène, ont alterné des dépôts détritiques et des dépôts carbonatés. Les calcaires lacustres correspondent à des périodes de biostasie et constituent les derniers termes de mégaséquences positives. Les formations détritiques (cailloux, sables, limons argileux de débordement) proviennent de rhexistasies d'origine climatique ou, dans certains cas, tectonique (BABINOT et DURAND, 1980).

2.2.1. PALEOGEOGRAPHIE DES APPORTS DETRITIQUES (fig.2)

Parmi les bassins synclinaux celui de l'Arc est le plus important et le mieux connu, surtout d'après les sondages profonds (BESSON et GLINTZBOECKEL, 1984). La tectogenèse y est responsable du déplacement progressif des zones de dépôt-centre. Par exemple, près de Rognac, c'est probablement le jeu de flexures près de la bordure du bassin qui a permis le dépôt très rapide de grès et d'argiles pénétrant en coin dans les

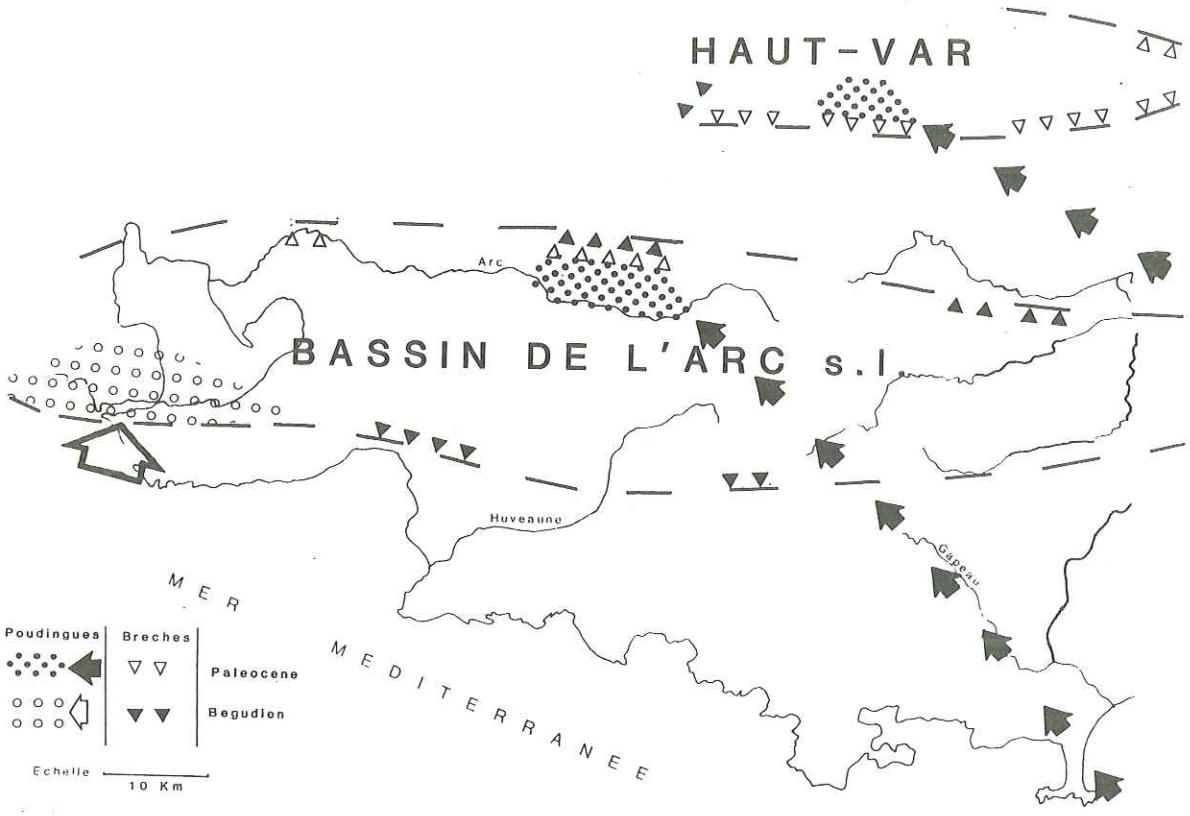


Fig. 4 - Répartition des apports détritiques continentaux du Campanien à l'Eocène.

calcaires à lignites fuvéliens ; ces sédiments détritiques, dont l'épaisseur atteint 100 m, proviennent pour une partie au moins de couches albiennes glauconieuses, remaniées et en partie altérées (DURAND, 1980). La série fuvélienne avoisine alors 450 m de puissance. C'est au Sud de Rognac près du chaînon de la Nerthe que les dépôts fluviolacustres se sont accumulés au Crétacé supérieur sur 1 600 m d'épaisseur, alors qu'au Paléocène et à l'Eocène plus de 500 m de sédiments détritiques ou carbonatés se sont superposés dans une gouttière étroite à l'Est d'Aix-en-Provence, au Sud de la Sainte Victoire (DURAND et al., 1984).

Dans le Haut-Var, en revanche, l'axe de subsidence maximale semble être resté proche de la bordure méridionale d'un bassin aujourd'hui morcelé, cette bordure étant marquée par des brèches pour la plupart paléocènes et par des chevauchements plus récents (Les Pallières, Les Bessillons, Salernes). Ainsi dans une dépression subsidente, mais à profil méridien asymétrique, les horizons successifs, principalement détritiques, s'étendirent généralement du Maastrichtien à l'Eocène de plus en plus loin vers le Nord.

2.2.2. MILIEUX DE DEPOTS NATURE ET ORIGINE DES FACIES DETRITIQUES

Les brèches sédimentaires résultent de dépôts torrentiels qui formaient un glacis à la base des paléoreliefs (fig.5) et se prolongeaient en chenaux, avec des éléments calcaires ou dolomitiques d'origine très proche et de taille très variable, assez anguleux à l'origine puis rapidement émoussés. La discordance angulaire de certains conglomérats sur leur substratum s'élève parfois, en bordure de bassin, à près de 90°. Les cailloux, dont la formation paraît due à des actions tectoniques et à des phénomènes karstiques, comportent des fragments calciteux de type "plancher de grotte" et des morceaux de croûtes zonaires. Lorsque le ciment des brèches d'argileux devient calcaire, cela résulte d'une épigenèse sous forme d'encroûtements et de croûtes zonaires carbonatées (BABINOT, DURAND et FREYTET, 1984). Sont donc intervenues des pédogenèses successives pendant la formation de brèches, dans lesquelles les "Microcodium", spécifiques de paléosols, sont souvent particulièrement abondants (DURAND, 1961).

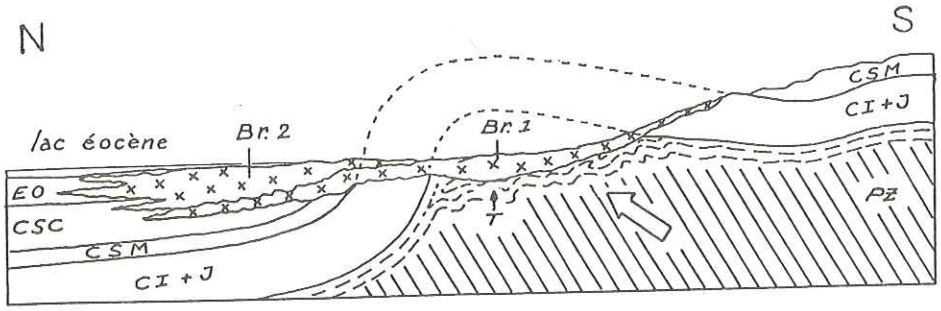


Fig. 5 - Contrôle de la sédimentation détritique par la tectonique au Crétacé supérieur continental et à l'Eocène.

Br1 : brèches maastrichtiennes ; Br2 : brèches paléocènes ; Pz : Paléozoïque ; T : Trias ; CI + J : Jurassique et Crétacé inférieur ; CSM : Crétacé supérieur marin ; CSC : Crétacé supérieur continental ; Eo : Eocène.

Les poudingues fluviatiles à ciment gréseux se présentent au sein des limons argileux sous forme de lentilles d'importance très variable, qui proviennent de la divagation de chenaux de haute énergie, avec transport de galets, souvent d'origine lointaine, atteignant parfois 50 cm de long. Ces décharges détritiques (FREYTET, 1970), fréquemment transverses à l'allongement des bassins, paraissent avoir nécessité des pentes considérables et de fortes précipitations.

Au Sud-Ouest de l'étang de Berre, de Fos à Martigues, dans un cône de déjection, qui atteint 600 m d'épaisseur et dans lequel s'associent poudingues, grès et limons, les galets, plus petits et plus rares vers le Nord, sont des quartzites et grès verts ou rouges, des quartz, des calcaires dont des calcarénites du Crétacé supérieur ainsi que des faciès sombres attribués à l'Urgo-Aptien du Languedoc par J.P. MASSE (1976). Cet ensemble détritique, discordant sur le Fuvélien le long de la bordure méridionale du synclinal de l'Arc, représente le Bégudien et passe peut être dans la base du Rognacien. Les minéraux lourds du ciment gréseux sont les silicates de métamorphisme de la zone des micaschistes (disthène,

grenat, staurotide, tourmaline) ainsi que des rutiles, zircons avec, ici en particulier, de l'andalousite.

On retrouve à l'Est de l'étang de Berre, en bordure de la chaîne de l'Etoile, des poudingues à ciment gréseux ou marneux, reposant localement sur des brèches prolongeant celles des Cadenaux, poudingues contenant des galets faits de ces brèches et surmontés par les calcaires lacustres du Bégudien supérieur. D'autres poudingues de même âge existent aussi dans la partie orientale du synclinal de l'Arc à l'Est de Trets ainsi qu'au Nord de la Sainte-Baume près de Nans. Sans aucun doute le Bégudien inférieur correspond au développement maximal des dépôts détritiques grossiers (brèches et poudingues) dans le synclinal de l'Arc.

A l'Est d'Aix, le poudingue de La Galante, datant du début du Paléocène, est le reste d'une nappe d'épandage ayant recouvert la moitié orientale du synclinal de l'Arc et dont l'érosion a laissé subsister 55 km2, sur 2 à 5 m d'épaisseur, au Sud de la Sainte Victoire et sous le plateau du Cengle. D'après une étude granulométrique, les galets, venus du Sud-Est, sont des calcaires mésozoïques, des quartzites et grès rouges et verts, des quartz, des phtanites (DURAND, 1962).

Dans le bassin du Haut-Var à l'Est de Rians, le poudingue des Thouars (ANGELIER, 1971), probablement d'âge thanétien, est postérieur aux brèches paléocènes, bien que ravinant localement son substrat jusqu'aux calcaires rognaciens. Il contient des galets de calcaires mésozoïques, des quartzites et des grès rouges ou verts, du quartz, mais aussi des roches métamorphiques, phyllades et autres, des granites et des rhyolites.

Les décharges détritiques grossières, sous forme de poudingues à ciment gréseux intercalés dans des limons argileux, sont ainsi très importantes après le dépôt des brèches et liées à des épisodes de tectogenèse rajeunissant les plis anticlinaux en bordure des bassins mais aussi les reliefs d'un arrière pays plus méridional : c'est le cas des poudingues bégudiens proches de l'étang de Berre ou de celui des Thouars dans le Haut-Var. Pour le poudingue de La Galante, au début du Paléocène, la relation avec des évènements tectoniques proches n'est pas établie. Peut être y-a-t-il eu reprise des éléments d'un conglomérat plus ancien démantelé par l'érosion.

Les grès matérialisent des chenaux ravinant les limons ; on y trouve des pisolithes à cyanophycées, des débris de charophytes et, au Maastrichtien, parfois des oeufs et quelques os roulés de dinosauriens. Les quartz sont souvent corrodés dans un ciment de calcite sparitique. Les feldspaths sont surtout fréquents dans le Valdonnien. Des galets de granites et de rhyolites sont présents dans les sables crétacés au Nord et au Nord-Est de Brignoles (Le Val, le Thoronet). Les minéraux lourds des grès fluviatiles sont des silicates de métamorphisme, des zircons parfois très frais, dans le synclinal de l'Arc s.l. comme dans le bassin du Haut-Var où les sédiments détritiques sont prépondérants (autour des Alpilles l'apport venu du Massif Central est notable, avec ou sans relais dans les grès du Crétacé supérieur du Gard).

Limons et argiles, les "argiles bariolées" constituent l'essentiel de l'ensemble détritique ; ces limons de crues associés à des sables se sont accumulés dans des bassins subsidents, par exemple, au Sud de Rognac, sur 350 m de puissance au Bégudien inférieur, 350 m au Rognacien inférieur, pour plus de 200 m de Bégudien supérieur à dominante calcaire. Le minéral dominant dans des argiles toujours plus ou moins calcaires est en général la smectite, associée à de l'illite et de la kaolinite. Un cas particulier apparaît au Sparnacien dans le synclinal de l'Arc et le bassin du Haut-Var : l'illite est prépondérante dans des niveaux très micacés. Des traces de pédogenèse (marmorisation, nodules calcaires, ...,) sont

localement visibles et permettent d'établir des cyclothèmes sédimento-pédogénétiques (FREYTET, 1970). La fréquence des crues et la vitesse de sédimentation des limons sont inconnues.

En résumé, la sédimentation détritique, au Crétacé supérieur, au Paléocène et à l'Eocène, dépend en Provence méridionale plus ou moins directement des premiers épisodes de l'orogenèse pyrénéo-provençale modifiant les reliefs et les réseaux hydrographiques. Le principal épisode, dont l'existence même fut niée par certains, est d'âge maastrichtien ou ante-maastrichtien (DENIZOT, 1935), et a fourni des plis obliques sur la direction E-O pyrénéo-provençale. La plus grande accumulation de sédiments détritiques grossiers en est la conséquence. Un autre épisode de plissement, d'âge paléocène, n'a fait que rajeunir des structures préexistantes, avant la phase majeure postérieure au début du Bartonien. La tectogenèse est responsable du déplacement des zones de subsidence maximale en contrebas des anticlinaux en cours de surrection. Les principaux poudingues fluviatiles, plus ou moins bien reliés aux épisodes tectoniques maastrichtien et paléocène, se sont déposés successivement de plus en plus loin vers le Nord mais aussi vers l'Est. Les sources de galets sont à rechercher au Sud et à l'Est de la Provence.

2.3. L'OLIGOCENE (fig.2 et 6a,b,c,)

Une longue lacune de 7 MA (Lutétien terminal à Ludien supérieur) est due à la mise en place des structures provençales et à une phase de biostasie au cours de laquelle débute l'altération des reliefs nouvellement crées. On ne connaît que très peu de dépôts datés de cette période : argiles marmorisées et calcaire noduleux ou à silex du Bartonien au N.E. des Alpilles, calcaires et marnes du Ludien de Saint-Cannat à l'Ouest de la Trévaresse (REY, 1974).

Les formations oligocènes sont discordantes indifféremment sur tous les termes de la série stratigraphique et débutent par des calcaires à striatelles peu abondants et discontinus.

2.3.1. CHRONOLOGIE DES APPORTS DETRITIQUES ET NATURE DES FACIES

Les auteurs anciens (DEPERET, 1889 ; VASSEUR, 1894 ; DENIZOT, 1931) avaient traité globalement les niveaux détritiques argilo conglomératiques. Il est actuellement possible de distinguer des formations successives (NURY, 1984). En effet, durant l'Oligocène ont lieu deux épisodes détritiques fluviatiles dont les éléments d'origine lointaine sont calcaires, siliceux et silico-alumineux : le premier se met en place entre le Stampien inférieur terminal et le Stampien supérieur récent, le second débute au Stampien terminal et dure pendant tout l'Oligocène supérieur (NURY, 1984).

Un détritisme calcaire mettant en place des brèches à éléments locaux souligne les bordures des aires sédimentaires. Il est lié au jeu synsédimentaire de failles normales (fig. 7).

Au cours de chaque épisode le matériel siliceux représenté d'abord par la fraction fine (argiles et sables) devient de plus en plus grossier. A la fin, les poudingues dominent. Les carbonates (laminites et petits bancs) caractérisent les bordures et se sédimentent entre les dépôts de brèches carbonatées et les dépôts siliceux. Leur importance est inversement proportionnelle à celle des apports détritiques. Ils envahissent plus ou moins les aires sédimentaires pendant les périodes de rémission des apports d'origine lointaine. Des dépôts évaporitiques peuvent alors se produire.

Du Stampien inférieur terminal au Stampien supérieur récent on peut distinguer deux catégories d'aires sédimentaires :
- des aires dont le comblement à galets calcaires est uniquement d'origine locale, (zone nord du fossé de Marseille, zone sud du bassin d'Aix, secteur de Nans les Pins (BARBAROUX et al., 1985), secteur de Saint Pierre la Martigues).
- des aires à comblement mixte d'origine locale et lointaine :
  + zone sud du fossé de Marseille, Aubagne, Saint-Zacharie : les apports détritiques proviennent du secteur est à sud, et sont d'abord de couleur jaune et grise puis rouge (NURY et RAYNAUD, 1986).
  + région du Nord-Varois : les "sables bleutés". L'âge de la formation dite des "sables bleutés varois" (AUBOUIN, 1973 ; ANGELIER et AUBOUIN, 1973 ; TOURAINE, 1976) fait actuellement encore, l'objet d'une controverse dans le détail de laquelle nous ne pouvons entrer ici.

L'une de nous (D. NURY) considère comme stampien, la partie des sables bleutés situés sans équivoque au-dessus des calcaires à bithynies et Potamides lamarcki (faciès Montmeyan). Nous y associons les sables du bassin de Rians, considérant que les vertébrés sparnaciens y sont remaniés, sans toutefois écarter la possibilité d'un épisode de sables bleutés éocènes.
  + le bassin du Bandol comblé principalement par des brèches calcaires à éléments locaux auxquelles s'adjoignent des apports silico-alumineux et siliceux (NURY, 1984).

Du Stampien supérieur terminal à l'Oligocène terminal le fossé de Saint-Pierre - Les Martigues présente un comblement détritique à galets calcaires d'origine locale (NURY, 1979a) ; les autres zones présentent un comblement mixte.

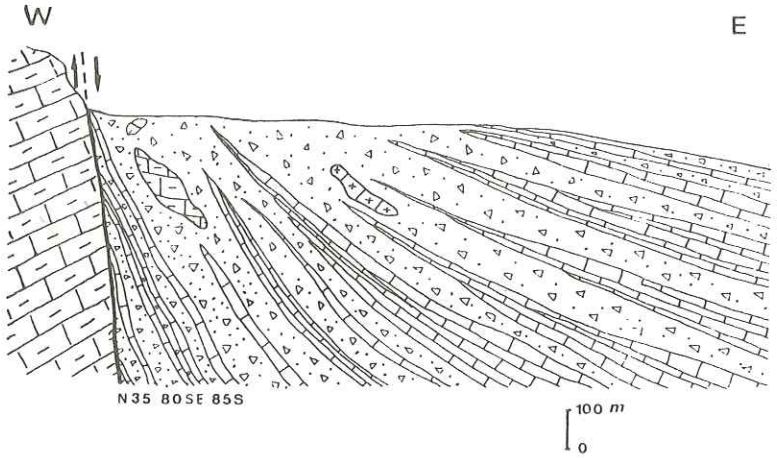
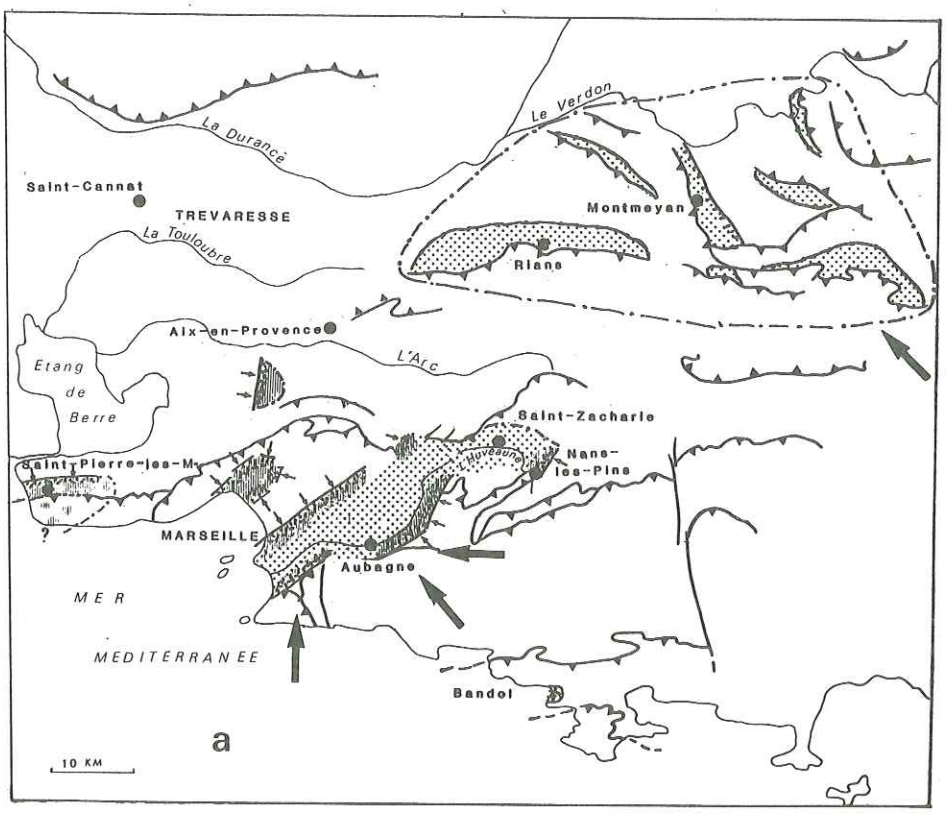
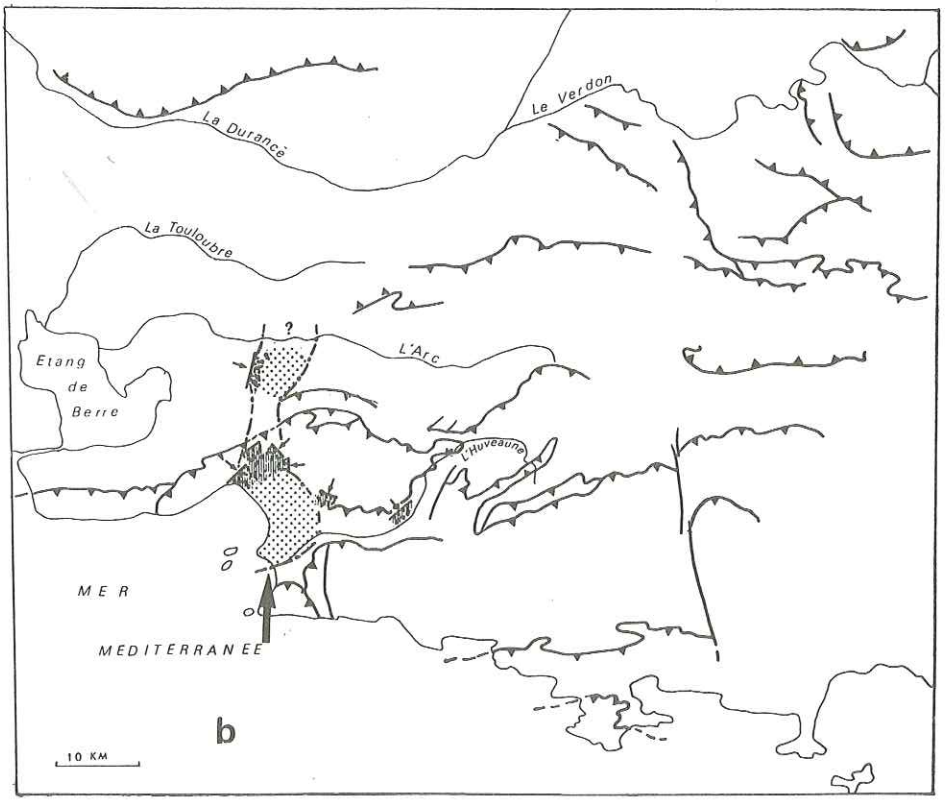


Fig. 7 - Jeu synsédimentaire d'une faille normale mettant en place une série répétitive de mégabrèches à olistolites et de laminites calcaires. (d'après D. Nury et S. Raynaud, 1986)

Brèches
Calcaires du Stampien supérieur terminal
Calcaires à Striatelles
Calcaires mésozoïques.


La Durance
Le Verdon
Saint-Cannat
TREVARESSE
La Touloubre
Montmeyan
Rians
Aix-en-Provence
L'Arc
Etang de Berre
Saint-Zacharie
Saint-Pierre-les-M.
Nans-les-Pins
Huveaune
MARSEILLE
Aubagne
MER
MEDITERRANEE
Bandol
a
10 KM


La Durance
Le Verdon
La Touloubre
L'Arc
Etang de Berre
L'Huveaune
MER
MEDITERRANEE
b
10 KM

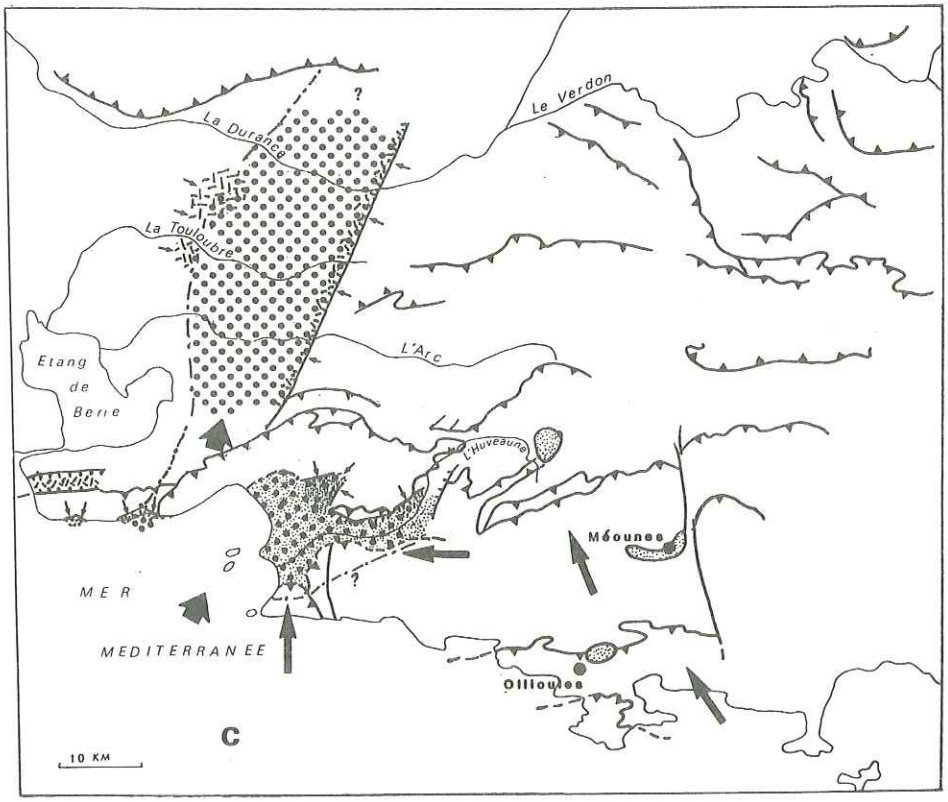


Fig. 6a, b, c - Répartition des apports détritiques à l'Oligocène.

a : Du Stampien inférieur terminal au Stampien supérieur récent

b : Du Stampien supérieur terminal à l'Oligocène supérieur récent

c : A l'Oligocène supérieur terminal

Limite supposée des dépôts

Faille normale et brèche à éléments calcaires locaux

Dépôts carbonatés

Dépôts fluviatiles exotiques (du Stampien inférieur terminal à l'Oligocène supérieur récent).

Dépôts fluviatiles exotiques : Oligocène supérieur terminal - 1e phase

Dépôts fluviatiles exotiques : Oligocène supérieur terminal - 2e phase

Sens des écoulements locaux

Sens des écoulements d'origine lointaine du Stampien inférieur terminal à l'Oligocène terminal - 1e phase

Sens des écoulements d'origine lointaine à l'Oligocène terminal - 2e phase

Les dessins successifs ne portent que sur les dépôts relatifs à la période considérée.

- Du Stampien supérieur terminal à l'Oligocène supérieur récent (fig.6b)

Dans la zone nord-marseillaise, le début du cycle coïncide avec la mise en place de mégabrèches à olistolithes et de sédiments siliceux et silico-alumineux fins qui deviennent progressivement plus grossier (NURY 1979b ; NURY et RAYNAUD, 1986). Dans le bassin d'Aix se déposent des argiles.

- A l'Oligocène supérieur terminal (fig.6c)

Un grand épandage fluviatile de marnes et sables jaunâtres ainsi que de poudingues gris envahit la région varoise, Ollioules, Méounes, Nans les Pins (BARBAROUX et al., 1985) et l'aire marseillaise dans son ensemble (NURY, 1984). Il provient du secteur est à sud et vient diluer les apports locaux. A la fin de la période les sédiments prennent progressivement une teinte rouge et proviennent alors du secteur sud à sud-ouest. Ils atteignent le bassin d'Aix qui entre dans sa phase de subsidence la plus active alors que le fossé de Marseille termine son comblement.

2.3.2. MILIEUX DE DEPOT ET ORIGINE DES APPORTS DETRITIQUES

L'ensemble des dépôts se fait sous faible tranche d'eau (de l'ordre du mètre), en milieu palustre, lacustre et fluviatile (chenaux, cônes d'accumulation) (NURY et RAYNAUD, 1986). Les galets de matériel paléozoïque sont constitués principalement de quartz, quartzites, grès quartzites rouges ou verts, phtanites, et ceci dans tous les niveaux. Plus accessoirement, dans les régions de Marseille, Aubagne et Aix, on trouve des cipolins fétides d'âge indéterminé, de très rares rhyolites et obsidiennes, des schistes quartzeux et quartzophylllades. Dans le Nord-Varois, seules les rhyolites s'ajoutent au stock général. Le cortège des minéraux lourds contient : staurotide, disthène, grenat, tourmaline, épidote, zircon, rutile, et andalousite. Les figures sédimentaires (orientation des chenaux, orientation de l'inclinaison des galets, flute-cast...) permettent de situer à l'Est et Sud puis au Sud-Ouest l'aire d'origine des galets (ARLHAC et NURY, 1973 ; NURY, 1984).

En ce qui concerne l'ensemble des bassins, il semble que l'on puisse situer l'emplacement du socle cristallin pourvoyeur du matériel détritique riche en andalousite dans le domaine où devait se trouver la Sardaigne avant sa dérive (NURY, 1977).

Conclusion

L'ouverture des fossés oligocènes débute à la fin du Stampien inférieur et les phénomènes distensifs se poursuivent jusqu'à la fin de la période.

Deux épisodes tectoniques majeurs affectent le socle paléozoïque méridional et sont à l'origine de cycles sédimentaires successifs, les épandages les plus importants se produisant à la fin de l'Oligocène. Parallèlement, la tectonique distensive ouvre des fossés qui se déplacent globalement du Sud-Est vers le Nord-Ouest. A chaque époque, un fossé s'ouvre au Nord-Ouest. Il est maintenu à l'abri des contaminations fluviatiles d'origine méridionale qui comblent les fossés situés au Sud-Est, les deux aires sédimentaires étant alors isolées par un horst orienté SW-NE.

Dans la structure actuelle, quelques témoins de matériel siliceux oligocène épars montrent que les épandages recouvraient une surface débordant largement celle des séries piégées dans les fossés par la tectonique oligocène.

Aussi les représentations que nous proposons ne peuvent elles tenir compte de ces mouvements tectoniques intervenus pendant et même après le dépôt de l'Oligocène. Le cas le plus flagrant est celui des massifs de Carpiagne et de Marseilleveyre où l'on connaît des indices de chevauchement post-oligocène.

De larges zones échappaient néanmoins à la sédimentation. Les phénomènes biostasiques dont l'action avait débuté au Lutétien supérieur continuaient à désorganiser profondément un substratum fracturé par les mouvements compressifs éocènes, créant des pseudo-brèches in situ, matériel nourricier des brèches synsédimentaires (GUIEU, 1977b).

3. INTERPRETATIONS PALEOGEOGRAPHIQUE STRUCTURALE ET GEODYNAMIQUE

3.1. LES SOURCES DU DETRITIQUE

Les caractéristiques sédimentologiques et la composition pétrographique du détritique provençal montrent la diversité des sources qui l'ont alimenté. On peut distinguer : des sources lointaines, situées sur un socle paléozoïque aujourd'hui en majeure partie affaissé sous les eaux de la Méditerranée, des sources locales situées dans la couverture mésozoïque et paléogène, qui ont surtout fonctionné au moment et à la suite des principales phases de déformation, enfin des sources mixtes, plus difficiles à localiser dans l'espace et le temps, résultats de la reprise et du remaniement de dépôts constitués pendant les périodes antérieures.

Les deux premières catégories de sources sont à l'origine de dépôts qui sont assez facilement datables du fait de leur association à des terrains fossilifères. La troisième catégorie concerne par contre, dans la plupart des cas, de petites nappes conglomératiques isolées, discordantes sur des substratums tectonisés d'âges variés. C'est ainsi que l'attribution de certains conglomérats au Bégudien ou à l'Oligocène est particulièrement malaisée (GUIEU, 1977a).

Dans ce type de dépôts, la présence de tel ou tel stock issu, par exemple, de parties profondes du bâti métamorphique ne constitue pas un argument décisif de datation. Une telle association s'explique plus simplement par l'attaque de structures paléozoïques préalablement nivelées à la fin du cycle hercynien et progressivement dégagées par l'érosion de la couverture.

3.2. EVOLUTION DES FLUX DETRITIQUES (fig.8)

Les tendances générales du détritisme régional montrent un passage du fin au grossier et de minéraux silico-alumineux du socle à des éléments essentiellement carbonatés de la couverture (fig.8).

Jusqu'au Turonien, la relative rareté des éléments carbonatés peut s'expliquer par la dissolution d'une grande partie du matériel issu de la couverture avant ou pendant un transport qui devait s'effectuer à partir de sources alors relativement éloignées des réceptacles.

Au Turonien supérieur et au Maastrichtien, le mélange d'éléments carbonatés et siliceux grossiers atteste du soulèvement de nouvelles régions probablement situées à proximité immédiate des aires réceptrices et caractérisées par un fort relief.

L'abondance et la fréquence des apports ne feront qu'augmenter jusqu'à l'Aquitanien, l'Oligocène représentant la période charnière où se mélangent massivement des éléments tributaires des différentes sources.

	Si	Ca	fin	gross	provenance proche	provenance lointaine
MIOCENE		□		●	✪	
OLIGOCENE	☆	□	•	●	✪	○
EOCENE	☆		•			○
CRETACE SUP.	☆	□	•		✪	○

Fig. 8 - Les tendances générales du détritisme dans le domaine provençal.
(d'après G. Guieu et J. Roussel, 1986).

3.3. LE DETRITISME REFLET DES DEFORMATIONS DU SOCLE ET DE LA COUVERTURE (fig.9)

L'enchaînement des événements tectono-sédimentaires évoqués ci-dessus doit pouvoir nous éclairer sur les déformations du socle et sur le raccourcissement progressif de la couverture. L'inversion apparente dans l'ordre d'arrivée des éléments détritiques - les éléments silicatés du socle précédent en effet les éléments carbonatés de la couverture (fig.8) - suggère que la déformation est partie de régions éloignées dont elle a provoqué la dénudation d'abord par érosion et dissolution, plus tard par déplacement du socle et, éventuellement, par glissement du matériel sédimentaire des chevauchements (fig.9).

Le renouvellement des flux détritiques pourrait donc résulter de la lente migration d'une déformation crustale vers le Nord, tandis que sur ses arrières un réajustement isostatique progressif, mais nécessairement différé dans le temps, aurait assuré le renouvellement de l'érosion.

Migrant vers le Nord, la déformation aurait progressivement gagné des régions où l'épaississement de la couverture s'explique soit par les anciennes conditions de dépôt, soit par la mise en place des chevauchements (fig.9).

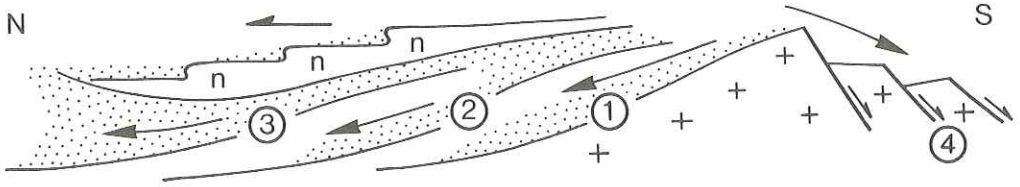


Fig. 9 - Détristime et migration de la déformation.
(d'après G. Guieu et J. Roussel, 1986).

1. : Crétacé supérieur marin ; 2. : Crétacé supérieur continental ;
3. : Eocène avec mise en place des nappes (n) ; 4. : Extension Oligocène.

3.4. POSITION DU SOCLE POURVOYEUR (fig.10)

L'idée d'un socle anciennement situé au Sud de la Provence a été proposée et argumentée par M. BERTRAND (1892), puis par VASSEUR et FOURNIER (1896) et a été souvent reprise depuis. Elle postule en principe une liaison territoriale entre la zone axiale des Pyrénées et le massif des Maures. Les résultats des forages pétroliers réalisés dans le Golfe du Lion (CRAVATTE et al., 1974) semblent de leur côté conforter cette hypothèse ainsi que l'origine probable, dans la couverture de ce socle, du matériel sédimentaire des nappes provençales et languedociennes (ARTHAUD et SEGURET, 1981 ; GUIEU, 1984 ; GUIEU et ROUSSEL, 1986 ; GUIEU et ARLHAC, 1986). Or, la composition des stocks minéralogiques du détritique crétacé provençal montre que l'essentiel du domaine pourvoyeur devait se situer dans une position intermédiaire entre la Corse hercynienne replacée dans sa position ante-dérive et la côte provençale actuelle (REDONDO, 1986) (fig.10).

Le massif des Maures paraît donc devoir être exclu de ce domaine, ce qui est en accord avec les conclusions de JEAN (1985) et de JEAN et al., (1985) relatives à l'origine du détritique paléogène de l'Ouest Argentera. L'étude structurale et géophysique permet de parvenir aux mêmes conclusions (GUIEU et ARLHAC, 1986 ; GUIEU et ROUSSEL, 1986). Dans l'évolution paléogéographique du domaine provençal, le massif des Maures ne serait donc intervenu que tardivement comme l'avaient déjà suggéré AUBOUIN et MENNESSIER en 1963. Aucune des caractéristiques lithologiques et sédimentologiques de la couverture périphérique au massif des Maures ne permet en effet de penser qu'à un moment quelconque de l'histoire mésozoïque, ce massif ait pu servir de lignes de rivages aux mers provençales. La limite actuelle entre le Paléozoïque et le Mésozoïque est en fait une limite d'érosion SW-NE oblique aux structures E-W de la couverture ce qui suppose un relèvement tardif, postérieur à la phase pyrénéo-provençale, de cette partie du socle continental.

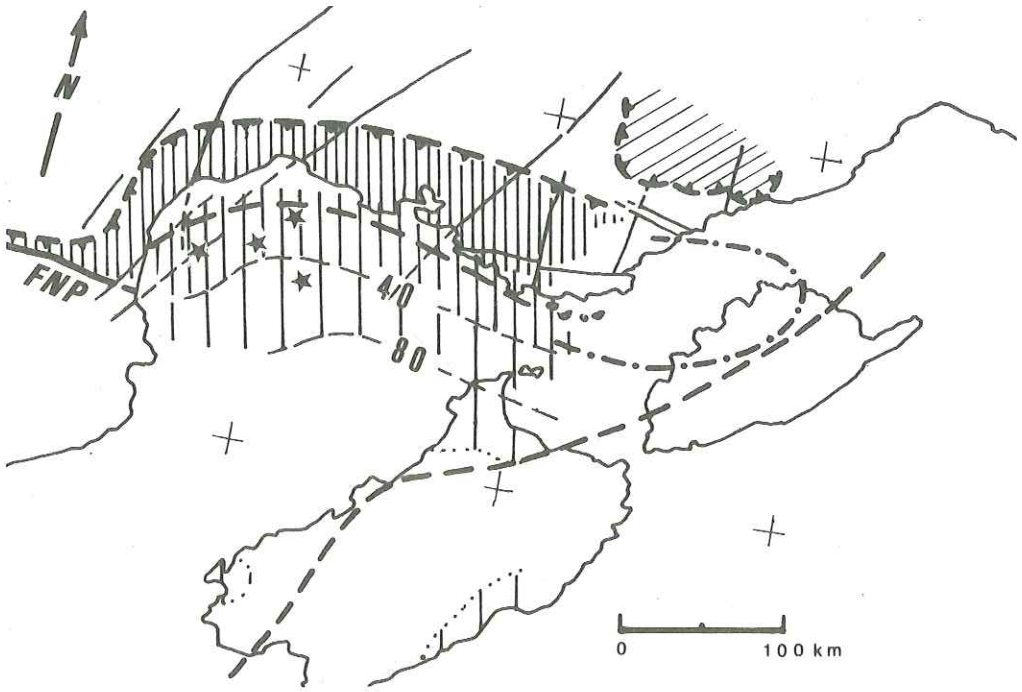
3.5. SIGNIFICATION DU DETRITISME DANS LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE

La sédimentation détritique a accompagné toutes les phases de la déformation avec un paroxysme à l'Oligocène (fig.8), c'est-à-dire au moment où s'ouvre le bassin liguro-provençal sur l'emplacement jusqu'alors en partie occupé par le socle pourvoyeur.

L'étalement des flux dans le temps et le déplacement synsédimentaire ou tectonique des aires de subsidence dénotent un très long mouvement positif du socle (près de 90 M.A.) et un déplacement progressif de la déformation. Ces deux phénomènes semblent s'articuler dans l'évolution d'un "bombement crustal sud-provençal" (REDONDO, 1986 ; GUIEU et ARLHAC, 1986). Mais les contraintes imposées par l'histoire géologique du domaine terrestre nous obligent à écarter l'idée d'un bombement statique, incapable de rendre compte des particularités géophysiques de la marge et du remplissage sédimentaire du bassin liguro-provençal. On a déjà proposé de substituer à cette idée celle de la migration d'un bombement qui serait à l'origine des flux détritiques, des différentes phases de déformation du domaine provençal, et qui serait également lié à l'ouverture du bassin liguro-provençal (GUIEU, 1984). Toute cette évolution résulterait donc d'un même mécanisme géodynamique qui aurait pour point de départ des événements crétacés.

L'étude du détritique, qui permet de renforcer l'hypothèse de la migration d'une déformation crustale, apporte en outre des informations de première importance sur la paléotopographie du domaine pourvoyeur. Dans le

Fig. 10 - Hypothèse sur la localisation du socle et de la couverture pourvoyeurs du détritique dans le contexte structural et géodynamique. (d'après C. Redondo, 1986 et G. Guieu et J. Roussel, 1986, modifié)



Contour supposé du socle pourvoyeur au Crétacé supérieur continental et au Paléogène

Contour supposé du socle pourvoyeur au Crétacé supérieur marin.

Forage pétrolier

Failles majeures (FNP = front nord-pyrénéen)

Nappes subalpines

Front nord des chevauchements provençaux et languedociens

Localisation des faciès de plate-forme à cachet provençal en Sardaigne

Etendue ancienne de la couverture dans l'hypothèse d'un recouvrement de 80 km

Etendue ancienne de la couverture dans l'hypothèse d'un recouvrement de 40 km

Chevauchements provençaux et languedociens

domaine sarde, la rareté du détritisme anté-oligocène ainsi que l'absence d'une compression comparable en ampleur à celle qui a provoqué la mise en place des structures provençales constituent autant d'indices d'une dissymétrie de la déformation crustale.

Ainsi, l'érosion n'a dû avoir qu'une faible prise sur le versant sarde faiblement penté du bombement, l'essentiel des événements tectono-sédimentaires et tectoniques s'étant au contraire inscrites sur la paléotopographie mouvante et déclive vers le Nord du versant provençal.

EN CONCLUSION, cette étude met en lumière le rôle majeur de la tectonique dans la genèse et l'évolution des faciès détritiques du domaine provençal. Elle permet en outre d'étayer les hypothèses relatives à l'évolution géodynamique du socle pourvoyeur. Bien que le socle ancien ait été affecté par des mouvements globalement positifs, on sait que ses déformations ont été marquées par des périodes de crise et de rémission qui ont eu des répercussions sur la sédimentation détritique.

Enfin, si la tectonique a constamment contrôlé les événements sédimentaires, elle a aussi guidé la répartition, la géométrie et l'évolution des bassins réceptacles. On peut ainsi fondamentalement opposer les bassins compressifs crétacés et paléocènes aux bassins distensifs de l'Oligocène.

BIBLIOGRAPHIE

ANGELIER J. (1971).- La partie septentrionale de la bande triasique de Barjols (Var). Thèse 3e cycle, Univ. Paris, 194 p.

ANGELIER J. et AUBOUIN J. (1973).- Stratigraphie et structure du Paléocène nord-varois dans les entours septentrionaux de la bande de Barjols (Var). C.R. Somm. Soc. Géol. France, suppl. au T.XV, 1, p.19-20.

ARLHAC P. et NURY D. (1973).- Données nouvelles sur l'origine et la mise en place de l'argile des Milles dans la région d'Aix-en-Provence (Bouches-du-Rhône). C.R. acad. Sc. Paris, t.276, série D, p.2143-2146.

ARNAUD M. et MONLEAU C. (1979).- Etude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien - Oxfordien). Thèse Sci. Univ. Aix-Marseille I, Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal., n°9, 1, 344p. ; 2, 381 p.

ARTHAUD F. et SEGURET M. (1981).- Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). Bull. Soc. Géol. France, 7, 1, pp.51-63.

AUBOUIN J. et MENNESSIER G. (1963).- Essai sur la structure de la Province. In : Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, Mém. h.s. Soc. Géol. France, 2, pp.49-98.

AUBOUIN J. (1973).- Observations et réponses à la note de Cornet C. : "Le complexe des sables bleutés représente une seule nappe alluviale morcelée ultérieurement par la tectonique cassante à l'origine des fossés nord-varois". C.R. somm. Soc. Géol. France, suppl au T.XV., 1, p. 19-20.

BABINOT J.F. (1980).- Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. Thèse Sci. Univ. Aix-Marseille I, Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal., 10, 3t. 687 p.

BABINOT J.F. et DURAND J.P. (1980).- Le Valdonnien. Le Fuvélien. Le Bégudien. Le Rognacien. Le Vitrollien. in : Les étages français et leurs stratotypes. Mém. B.R.G.M. Fr., n°109, pp.171-188.

BABINOT J.F., DURAND J.P. et FREYTET P. (1984).- Sédiments fluvio-lacustres du Sénonien supérieur de basse-Provence et du Languedoc. in : Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. B.R.G.M. Fr., n°125, pp.376-378.

BARBAROUX L., GUIEU G., NURY D. et RAYNAUD S. (1985).- Oligocene sedimentation and tectonic in Nans-les-Pins area. Sainte Baume. France. I.A.S. 6th European meeting. Lleida. Lerida, Spain, 15-17 avril 1985.

BERTRAND M. (1892).- Sur l'origine des poudingues de La Ciotat. C.R. somm. Soc. géol. France, 5, pp. 51-53.

BESSON J.C. et GLINTZBOECKEL C. (1984).- Le gisement de charbon du bassin de l'Arc. Les ressources du nord-ouest du bassin. Résultats de la campagne de reconnaissance de l'extension du gisement de Gardanne (1982-1983). Industrie minérale, 66, 8-9, pp.459-470.

BLANC J.J. (1980).- Chenaux, canyon et talus sous-marins au delta turonien de La Ciotat (B.du.Rh.). 8e R.A.S.T., Marseille, p.45. Livre en dépôt à la Soc. Géol. France.

BLANC J.J., BLANC F. et BECKER B. (1980).- Evolution d'une séquence détritique et carbonatée au Turonien (Cassis - La Ciotat). Application de l'analyse factorielle des correspondances. Téthys, 9, 4, pp.415-432.

CRAVATTE J., DUFAURE P., PRIM M. et ROUAIX S. (1974).- Les sondages du golfe du Lion : stratigraphie, sédimentologie. Compagnie Française des Pétroles, Notes et Mém., Paris, 11, pp. 209-274.

DENIZOT G. (1931).- Révision des feuilles de Marseille et d'Aix au 80.000°. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., XXXV, p.125-128.

DENIZOT G. (1935).- Les phases tectoniques successives aux environs de Marseille. C.R. Acad. Sci. Paris, 201, pp.90-92.

DEPERET C. (1889).- Note stratigraphique sur le bassin tertiaire de Marseille. Bull. Serv. Carte Géol. France, I, s, p.1-19.

DUFAURE P., LEGUILLETTE J. et VETTER P. (1967).- Coupes de deux sondages forés dans la région de Gardanne (Bouches-du-Rhône). Bull. Soc. Géol. France, 7, 9, pp.547-548.

DURAND J.P. (1961).- Quelques particularités des brèches de Saint-Antonien, près d'Aix en Provence. C.R. somm. Soc. Géol. France, 3, pp.71-72.

DURAND J .P. (1962).- Sur le poudingue de la Galante (région d'Aix-en-Provence). C.R. somm. Soc. Géol. France, 4, pp.109-110.

DURAND J.P. (1980).- Les sédiments fuvéliens du synclinal de l'Arc (Provence). in : "Le gisement de charbon du bassin de l'Arc, Houillères de Provence" supplément au n° de Juin 1980 de l'industrie minérale, pp.13-25.

DURAND J.P., GAVIGLIO P., GONZALES J.F. et MONTEAU R. (1984).- Sédiments fluvio-lacustres du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Eocène dans le synclinal de l'Arc (région d'Aix-en-Provence). 5e congrès europ. Sédimentologie I.A.S.-A.S.F., Marseille. Livret guide excursion n°9, 44 p.

FABRE-TAXY S. et PHILIP J. (1966).- Biostratigraphie et paléoécologie des peuplements à huîtres et des formations saumâtres du Santonien provençal. Bull. Soc. Géol. France (7), VIII, pp.702-711.

FREYTET P. (1970).- Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Thèse Sci. Paris Orsay, 528 p.

GUIEU G. (1968).- Etude tectonique de la région de Marseille. Thèse univ. Aix-Marseille I, A.O. CNRS 2583, 604p.

GUIEU G. (1977)a.- Phénomènes de remaniement et de resédimentation dans certains dépôts continentaux fini-crétacés et tertiaires en basse-Provence. 5e R.A.S.T., Rennes, p.261. Livre en dépôt à la Soc. Géol. France.

GUIEU G. (1977)b.- La tectonique du bassin de Marseille à l'Oligocène. Géologie méditerranéenne, IV, 1, pp.9-24.

GUIEU G. (1984).- Tectogenèse de la bordure méridionale du bassin du Sud-Est de la France et sphénochasme ligure. Trav. Lab. Stratigr. Paléoécol. Marseille, N.S., 3, 1984, pp.87-90.

GUIEU G. et ROUSSET C. (1978).- Structures, paléostructures, paléogéographie et genèse des bauxites en Provence. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, Fr., 3, pp.311-322.

GUIEU G., BERCOVICI C., CARRIO-SCHAFFHAUSER E., GAVIGLIO P., GONZALES J.F., MACHHOUR L., MASSE P.J.L., NURY D., PHILIP J., RAYNAUD S. et TEMPIER C. (1985).- La Provence géologique. Excursions du centenaire de la découverte des nappes de charriage en Provence par Marcel Bertrand (Réun. extraordin. Soc. Géol. France. Marseille 2-7 Sept. 1985). Doc. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, n°94, 110 p.

GUIEU G. et ARLHAC P. (1986).- Hypothèse d'un bombement crustal golfe du Lion - Sud Provence entre le Crétacé supérieur et le Miocène. Mécanismes, conséquences. C.R. Acad. Sci., Paris, 303, II, pp. 1691-1696.

GUIEU G. et J. ROUSSEL (1986).- The provencal basin and its relationship with the Languedoc-Provence belt ; arguments for uplift doming and propagating rift process. Séance spéc. Soc. Géol. France et Italie, Villefranche sur Mer, pp.54-55.

JEAN S. (1985).- Les grès d'Annot au NW du massif de l'Argentera-Mercantour (zone subalpine méridionale des Alpes occidentales françaises). Sédimentologie - Paléogéographie. Thèse Univ. Grenoble, 243 p.

JEAN S., KERCKHOVE C., PERRIAUX J. et RAVENNE C. (1985).- Un modèle paléogène de bassins à turbidites : les grès d'Annot du NW du massif de l'Argentera-Mercantour. Géologie Alpine, Grenoble, 61, pp. 115-143.

MACHHOUR L. et PHILIP J. (1984).- Faciès de type black-shales et laminites de l'Albien de la région de Toulon (S.E. France). Résumés 5e congr. Europ. Sédim., Marseille 9-11 avril, 1984.

MASSE J.P. (1976).- Les calcaires urgoniens de Provence. Valanginien - Aptien inférieur. Stratigraphie, Paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse Sci. Aix-Marseille II. A.O. CNRS 12390, 2 tomes, 445 p.

MASSE J.P. et PHILIP J. (1976).- Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), 18, pp. 49-66.

MONLEAU C. (1986).- Le Jurassique inférieur et moyen de Provence, Sardaigne et Alpes-Maritimes : corrélations, essai de synthèse paléogéographique. Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., Paris, vol.27, fasc.1, p.3-11.

NURY D. (1977).- Le bassin oligocène de Marseille, stratigraphie, évolution paléogéographique. Géologie méditerranéenne, IV, 1, p.25-36.

NURY D. (1979 a).- Description des terrains oligocènes. In : Notice explicative de la feuille Martigues - Marseille à 1/50.000, 2e éd. Carte géologique de la France à 1/50.000. Ed. Bur. Rech. Géol. Min., pp.21-24.

NURY D. (1979 b).- Attribution au Stampien supérieur du calcaire de l'Estaque et au Stampien inférieur des argiles et conglomérats de Saint-Marcel (Bassin de Marseille et de l'Huveaune, Bouches-du-Rhône) : premières implications structurales. Bull. Soc. Géol. France, 7, 21, 2, pp.121-124.

NURY D. (1984).- Paléogène - 2 - Descriptions régionales - Basse-Provence - Oligocène - In : Debrand-Passard S. et al. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 125, pp.429-483.

NURY D. et RAYNAUD S. (1986).- Etude tectonosédimentaire du fossé oligocène de Marseille (Bouches-du-Rhône). Evolution postérieure. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 2, 1, Géologie de la France, sous presse.

PHILIP J. (1970).- Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse Sci. Aix-Marseille I. A.O. CNRS 4691, 438 p.

PHILIP J. et ALLEMANN J. (1982).- Comparaison entre les plates-formes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne. Cretaceous Res., Londres, 3, pp.35-45.

PHILIP J ., MASSE P.J.L. et MACHHOUR L. (1987).- L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). Sous presse, Bull. Soc. géol. France, t.3.

PUPIN J.P. (1976).- Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Sci. Nice, 394 p.

REDONDO C. (1980).- Les formations détritiques du Crétacé supérieur provençal. Trav. Lab. Géol. Hist. Pal., R.C.P. 510 du CNRS, 11, p. 58.

REDONDO C.P. (1986).- Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apport. Sédimentologie, pétrographie, minéralogie. Thèse Sci. Univ. Aix-Marseille I, t.1, 493 p., t.2, 233 fig., 16 tabl. 27 pl.

REDONDO C. et PRONE A. (1981).- Implications paléodynamiques et paléogéographiques fournies par les quartz des sédiments. Le cas du bassin du Beausset en basse-Provence (France). C.R. Acad. Sci. Paris, II, 292, pp.213-218.

REY R. (1974).- Gastéropodes continentaux et hypohalins de l'Oligocène et du Miocène inférieur. Rev. Sci. Bourbonnais, pp.69-124.

ROUSSET C. (1969).- Le bombement varois. Relations entre la bauxitisation au Crétacé moyen en Provence, et l'évolution originale de la région en régime karstique. C.R. Ac. Sci., Paris, 268, D, pp.2331-2334.

TOURAINE F. (1976).- L'Oligocène Nord-Varois : nouvelle mise au point. Géologie alpine. Grenoble, 52, p.115-133.

TRONCHETTI G. (1981).- Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Thèse Sci. Univ. Aix-Marseille I. Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal., n°12, 3 t., 859 p.

VASSEUR G. (1894).- Compte-rendu d'excursions géologiques à Martigues et à l'Estaque (Bouches-du-Rhône). Bull. Soc. Géol. France, 3, XXII, p.413-444.

VASSEUR G. et FOURNIER E. (1896).- Preuves de l'extension sous-marine, au sud de Marseille, du massif ancien des Maures et de l'Estérel. C.R. Acad. Sci., Paris, 122, p.209-213.

LA FORMATION DU FLYSCH DU BACHELARD (NEOCRETACE-PALEOCENE) DANS L'UNITE DU PELAT

(ZONE SUBBRIANÇONNAISE DES NAPPES DE L'UBAYE, ALPES OCCIDENTALES FRANÇAISES)

Christian BLANC*, Jean-Louis PAIRIS**, Claude KERCKHOVE**, Jacques PERRIAUX*

RESUME. - Le flysh néocrétacé-paléocène du l'unité du Pelat (formation du Flysh du Bachelard), très singulier dans la zone subbriançonnaise à cette latitude, repose sur des schistes noirs albo-cénomaniens et débute après un épisode tectonique qui a ramené le fond du bassin de ce secteur au-dessus de la CCD. Une sédimentation très détritique en eau profonde s'installe alors pendant que le bassin reprend son approfondissement. Dans le Maastrichtien, puis dans le Paléocène inférieur, les échos de la tectonique provençale (et en particulier du choc du début du Nummulitique qui entraîne l'émersion de toute zone alpine externe) se manifestent par une nette progradation des corps détritiques dans le bassin.

Les turbidites du Flysch du Bachelard passent latéralement à des calcaires planctoniques identiques à ceux qui se déposent dans le même temps dans les unités subbriançonnaises voisines. Par cette sédimentation, l'unité du Pelat montre des affinités avec le domaine briançonnais où se mettent alors en place des calcaires planctoniques qui admettent des intercalaires détritiques.

ABSTRACT. - The late Cretaceous (mainly Maastrichtien) -Paleocene Bachelard Flysh which appears in the Pelat unit (Zone subbriançonnaise of the Southern Ubaye nappes) is singular in this region : here the sediments of this age are detrital while they are planktonic limestones in the neighbouring "Zone subbriançonnaise" units ; nevertheless, in the Pelat unit, lateral changes sometimes exist between the detrital flysch beds and planktonic limestones.

The Provençe tectonics, which is responsible for the Maastrichtien Provence rising up and for the whole external Alpine zone Paleocene emersion, induced a detrital influx increase in the Bachelard Flysch basin, firstly during Maastrichtian and secondly during Paleocene. With this mainly Maastrichtian-Paleocene detrital formation, the Pelat unit has some affinities with the Zone briançonnaise, where the late Cretaceous-Paleocene sedimentation was made of planktonic limestones and a few interbedded detrital beds.

1. INTRODUCTION

Les nappes de l'Ubaye montrent un empilement d'unités diverses, rapportées essentiellement à la zone subbriançonnaise. Dans leur partie méridionale, au sud de la fenêtre de Barcelonnette, elles sont représentées principalement par l'ensemble du Pelat où l'on distingue plusieurs digitations superposées, avec de bas en haut celles :

---

* Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble
Institut Dolomieu - 15 rue Maurice Gignoux, 38031 GRENOBLE Cedex
** Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble,
Institut Dolomieu, Unité Associée au C.N.R.S.(U.A 69) Géologie Alpine
15 rue Maurice Gignoux, 38031 GRENOBLE Cedex PUBLICATION N° 695

- de Tête Ronde (près du lac d'Allos)
- de la Barre du Pelat
- du Vallonet
- du Cheval de Bois

Par ailleurs certaines écailles de la bordure occidentale des nappes, dans la haute vallée du Verdon, peuvent être rattachées à l'ensemble du Pelat (Crête de Valdemars).

Au sein de ces unités se développe une formation détritique à brèches et turbidites, datée du Crétacé supérieur - Paléocène, que nous nommerons désormais "Flysch du Bachelard" (1). Ce flysch précoce, apparaît comme une variation latérale des calcaires planctoniques de même âge, largement représentés dans les zones subbriançonnaises et briançonnaise des Alpes occidentales.

2. LA SEMELLE MESOZOIQUE DU FLYSCH DU BACHELARD

Cette semelle n'est que très rarement conservée car généralement, le plan de décollement de l'unité se place à la base du flysch néocrétacé-paléocène faite de schistes noirs qui sert de niveau de décollement et que l'on ne retrouve que très rarement en quelques points privilégiés (versant sud du massif du Cheval de Bois). On les a attribués à l'Albo-Cénomanien, par analogie avec ceux de l'unité subbriançonnaise de Piolit en Embrunais (CHENET, 1978).

Il s'agit d'une dizaine de mètres de schistes très peu calcareux, plus ou moins siliceux, qui admettent quelques lentilles du brèches et de calcshistes à tronçons de bancs gréseux à lamines. Leur sommet est raviné par des brèches hétérométriques, constituées presque exclusivement de débris de roches triasiques (dolomies surtout, avec quelques débris d'argilites vertes), de silex, de calcaires du Dogger (néritiques) et du Malm (pélagiques). Ces brèches, lenticulaires, qui atteignent 4 m d'épaisseur, présentent des clastes dont la morphométrie (émoussé, aplatissement) indique un transport assez limité et les fait entrer dans la catégorie des brèches de pente.

3. LE FLYSCH DU BACHELARD

3 - 1. GENERALITES

Il constitue le substratum des flyschs éocènes de l'unité du Pelat et tranche, au sein de cette unité à flyschs, par son âge ancien, néocrétacé-paléocène.

---

(1)- Les premières observations des brèches typiques des flyschs dans l'unité du Pelat sont dues à W. KILIAN (in KILAN & HAUG, 1899), qui les interprétait comme des sédiments liasiques par rapprochement avec les brèches du Télégraphe attribuées alors au Jurassique inférieur. Ultérieurement J. BOUSSAC (1912) relève dans ce flysch (qui fait partie de ce que l'on nomme alors le Flysch calcaire) des *Orbitoides* et aussi des grandes nummulites. Pour cet auteur, il s'agit d'une formation continue débutant au Sénonien et montant dans l'Auversien.

Ce flysch par contre a été attribué intégralement au Lutétien supérieur par Y. GUBLER (1928) qui considérait que les foraminifères du Crétacé supérieur qu'il contient y étaient tous remaniés.

La découverte ultérieure de passées micritiques à *Globotruncana* couronnant certains bancs bréchiques à *Orbitoides* (GUBLER, SIGAL, ROSSET et KERCKHOVE, 1958) a cependant confirmé l'âge néocrétacé d'une partie de ce flysch, de sorte que C. KERCKHOVE (1969) a pu distinguer, dans cette unité du Pelat, sous un flysch nummulitique daté de l'Eocène moyen à supérieur -d'ailleurs discordant- un flysch néocrétacé-paléocène. C'est ce dernier que nous désignerons sous le nom de **Flysch du Bachelard.**

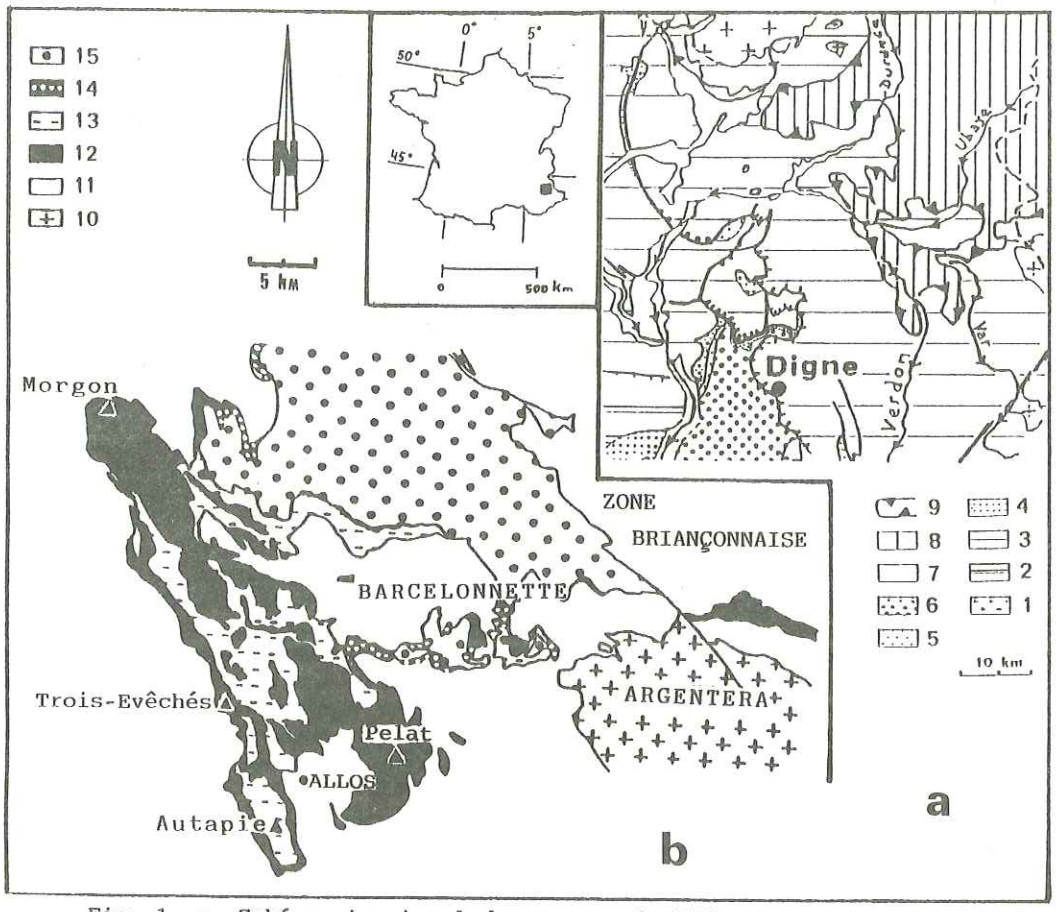


Fig. 1 : Schéma structural des nappes de l'Ubaye

a) 1. Socle antétriasique ;
2. Couverture provençale ;
3. Couverture dauphinoise ;
4. Oligocène continental ;
5. Miocène marin ;
6. Ponto-Pliocène du bassin de Valensole ;
7. Quaternaire ;
8. Nappes internes ;
9. Chevauchement pennique ;

b) Zone externe : 10. Socle cristallin ; 11. Couverture sédimentaire ;
Nappes de l'Ubaye : 12. Unités subbriançonnaises ; 13. Nappe d'Autapie ;
14. Ecailles basales de la nappe de Parpaillon.

Son épaisseur est variable (50-200m) dans les diverses digitations de l'unité. Sa base est datée du Turonien-Coniacien, et son sommet atteint le Paléocène supérieur. Ces datations reposent souvent sur des organismes de plate-forme benthiques, manifestement remaniés dans le milieu de dépôt. Ce dernier est relativement profond, comme l'indiquent la mise en place de turbidites, l'existence de formes planctoniques dans les associations, ainsi que la présence d'une ichnocoenose à terriers horizontaux et pistes de locomotion et de pacage. Cependant, malgré les remaniements, l'étagement régulier des diverses associations permet de retenir les niveaux fossilifères comme dotés de signification. On a pu y relever ainsi (KERCKHOVE, 1969) des formes du Turonien supérieur-Coniacien (2),

(2) Détermination M. MAGNE

et surtout des formes qui caractérisent le Maastrichtien : Orbitoides media O. apiculata, Lepidorbitoides sp., Omphalocyclus macroporus, Siderolites calcitrapoides, Navarella sp. (3). Les formes planctoniques associées viennent corroborer les attributions stratigraphiques fondées sur le benthos : Globotruncana lapparenti lapparenti, G. arca, G. stuarti, G. caliciformis (3). Quant au Paléocène, il est caractérisé par Discocyclina seunesi, Operculina heberti, Planorbulina antiqua, accompagnés de Globigerina sp. et de Globorotalia sp. (4).

3 - 2. ORGANISATION

Le Flysch du Bachelard repose sur les schistes noirs médiocrétacés ou sur la puissante brèche qui les ravine, et se trouve constitué par une alternance de niveaux carbonatés et de niveaux détritiques variés. Il faut noter qu'il existe des passages latéraux et verticaux progressifs entre cette formation détritique et les calcaires planctoniques néocrétacés-paléocènes qui, eux, sont tout à fait comparables à ceux qui se déposent dans le même temps dans les unités voisines de lac d'Allos et des Trois Evéchés.

Les niveaux calcaires de ce flysch constituent des bancs ou le plus souvent des passées décimétriques. Ils accusent des teneurs de 50 à 80 % de CO_3Ca, et peuvent refermer une fraction terrigène importante : ce sont des micrites argileuses à foraminifères planctoniques et à petits éclats de quartz dispersés.

Les niveaux détritiques sont des poudingues, des brèches et microbrèches, des biocalcarénites, des grès et des calcaires gréseux. Les poudingues sont très peu représentés. Grossiers, à galets décimétriques plus ou moins roulés -qui atteignent jusqu'à 50 cm de diamètre- ils constituent des bancs métriques à plurimétriques. Les brèches sont par contre fréquentes à tous les niveaux et formées de graviers centimétriques. Elles se présentent en bancs décimétriques, rarement métriques ou plurimétriques. Ce sont surtout elles qui peuvent parfois passer latéralement aux calcaires planctoniques, par augmentation de l'importance de leur matrice carbonatée. Les microbrèches, biocalcarénites, calcaires gréseux et grès se présentent en bancs décimétriques, d'épaisseur constante avec, le plus souvent, des laminations planes parallèles ou convolutées. Ces niveaux passent des uns aux autres par variation progressive de la teneur en quartz dans la matrice carbonatée.

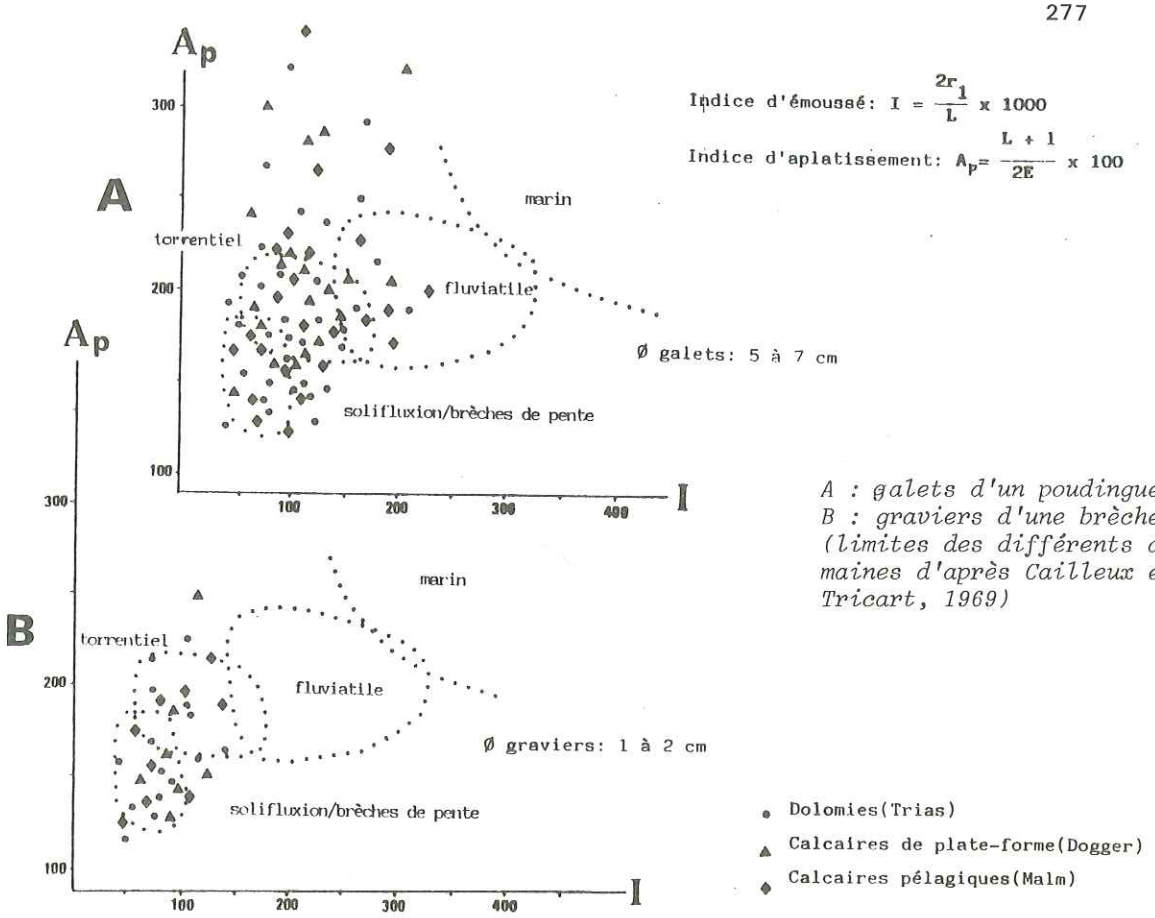
3 - 3. NATURE DU MATERIEL DETRITIQUE

L'inventaire des galets des poudingues (effectué dans la digitation du Vallonet, sur le versant S du Pelat) révèle clairement un matériel triasico-jurassique accompagné de rares galets de quartz filonien : 1% de granite à biotite (qui restent exceptionnels), de grès calcaires à milioles et de débris de silex.

Les éléments triasiques représentent 20 à 30 % de l'ensemble des galets. Ce sont des quartzites blancs (très rares), des dolomies et des calcaires dolomitiques tout à fait comparables à ceux des niveaux triasiques des unités voisines. Les galets de Dogger (qui interviennent pour 20 à 40 %) sont constitués de calcaires néritiques avec parfois des polypiers [Clausastraea tesselata d'Orbigny (5)] ou des Pavonitinidae réputés bathoniens [Meyendorffina bathonica (6)]. Ces faciès sont tout à fait identiques à ceux du Mésozoique de cette unité, ou de ses voisines

---

(3). Détermination J. SIGAL (I.F.P.)
(4). Détermination M. NEUMANN (Université de Paris VI)
(5). Détermination L. BEAUVAIS (Université de Paris VI)
(6). Détermination A. ARNAUD (Université de Grenoble)



A : galets d'un poudingue
B : graviers d'une brèche
(limites des différents domaines d'après Cailleux et Tricart, 1969)

Fig. 2 : Morphométrie des éléments figurés des conglomérats du Flysch du Bachelard (digitation du Vallonet, versant S du Pelat).

(unités du lac d'Allos ou des Trois Evêchés). Les galets de Malm (et de Crétacé inférieur?) interviennent pour 30 à 40 % de l'ensemble. Ce sont des micrites pélagiques, à silex parfois, qui montrent des spicules de spongiaires, des calpionelles, des radiolaires, des saccocomidae et des ammonites.

Les galets et graviers des passées grossières ont des indices d'aplatissement et d'émoussé couvrant le domaine torrentiel et celui des brèches de pente (fig. 2). Une faible proportion présente un indice qui relève du domaine fluviatile. Les répartitions granulométriques, pratiquement identiques pour tous les types de galets, indiquent pour eux une même province distributrice. Cependant l'existence de débris de matériel d'origine cristalline [granite à biotite (certes très peu représenté)] ainsi que le cortège des minéraux lourds relevé dans les calcaires gréseux et les grès, trahit une alimentation par d'autres sources : ces éléments qui relèvent du cortège habituel des roches cristallines acides, désignent comme origine de ce matériel un socle granitogneissique. Par ailleurs les minéraux argileux de cette formation détritique sont des illites de faible cristallinité et des interstratifiés de type illite-montmorillonite, parfois même de la kaolinite. L'altération a été vraisemblablement poussée et/ou le tri du matériel important durant le Crétacé supérieur - Paléocène. L'état d'altération du matériel remanié et son fractionnement très poussé inclinent à admettre que la source de cette fraction détritique était éloignée.

3 - 4. NATURE DES DEPOTS

Les slumps ne sont pas rares dans la formation du Flysch du Bachelard (fig. 3). Ils sont surtout fréquents dans la digitation de la Barre du Pelat.Ces masses glissées, dans lesquelles se retrouvent des faciès turbiditiques et hémipélagiques, passent latéralement-et progressivement - à des dépôt complètement désorganisés (débris flows). La matrice carbonatée est alors abondante ; dans cette dernière, le matériel détritique se répartit de manière quelconque, avec parfois des blocs de grandes dimensions qui semblent flotter dans cette masse chaotique.

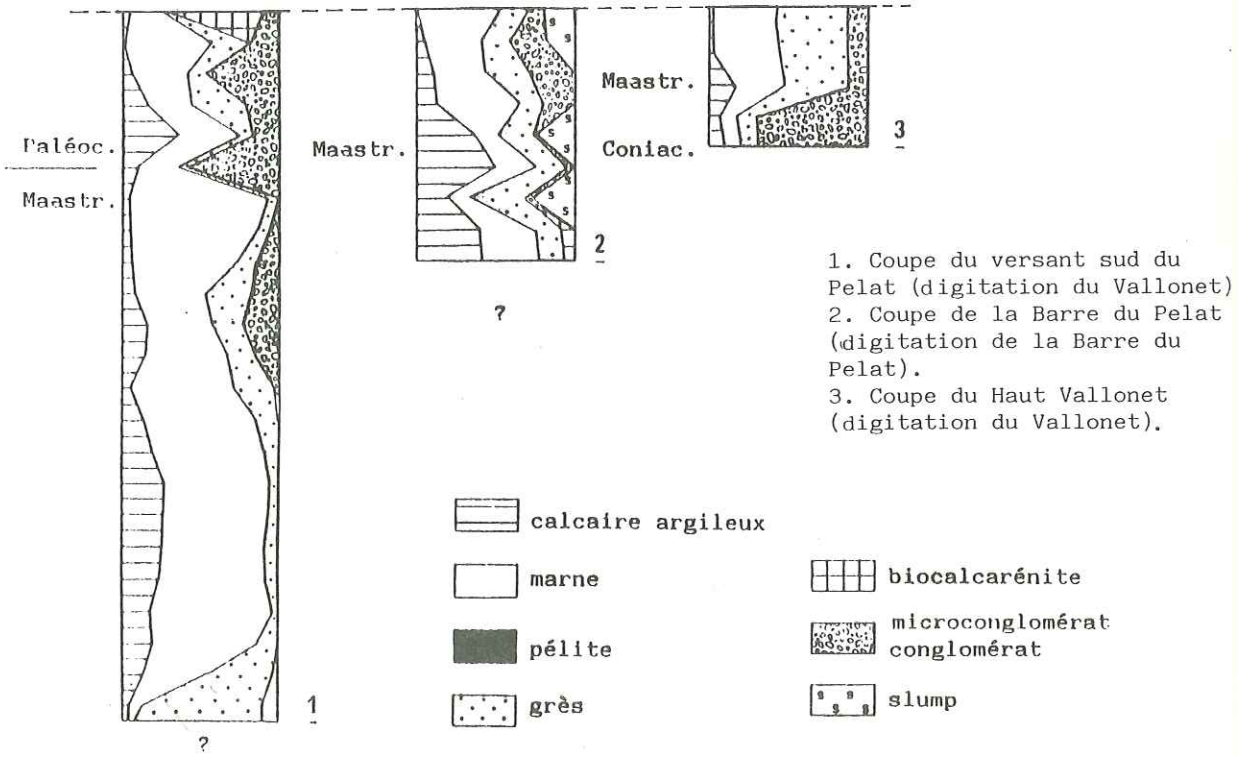


Fig. 3 : Nature et évolution du détritisme dans le Flysch du Bachelard (Néocrétacé-Paléocène de l'Unité du Pelat).

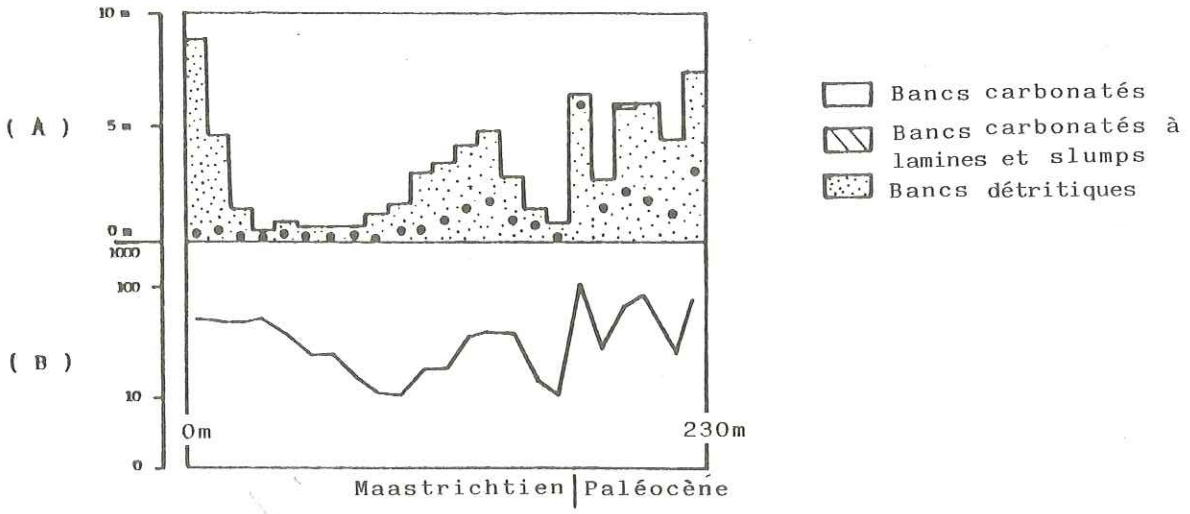
Le plus souvent cependant, les dépôts clastiques sont des turbidites. Les séquences complètes se composent d'un banc détritique grossier (a, b, c, d) et d'un banc carbonaté (intervalle e de la séquence de Bouma).La partie basale du banc carbonaté, au contact du banc détritique grossier, représente la vase calcaire remobilisée par l'écoulement turbide. Le tri des foraminifères planctoniques et du quartz détritique, par la granulométrie assez homogène qu'il entraîne, témoigne d'un dépôt dynamique. Les niveaux carbonatés turbiditiques passent insensiblement à des dépôts de carbonates hémipélagiques.

Les dépôts hémipélagiques, quant à eux, sont constitués manifestement par le couple calcaire argileux - marne qui représente une sédimentation cyclique, bien visible dans les secteurs où le détritisme ne pénètre que peu. Ailleurs elle est masquée par la sédimentation rythmique des dépôts turbiditiques.

3 - 5. ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE

L'absence de chenalisation, la finesse relative du matériel détritique avec une prédominance des turbidites distales (faciès D de Mutti et al., 1972), l'abondance de dépôts carbonatés hémipélagiques (faciès G) sont autant de caractères traduisant une sédimentation éloignée des zones d'apports, à la base d'un talus, ou dans la partie externe et non chenalisée d'un cône sous-marin. Seul un petit secteur (Cabane du pont du Bas, dans le haut vallon de Chasse) présente des faciès exceptionnellement grossiers et chenalisés (avec des faciès A1 et A2) assimilables à des dépôts de lobe plus proximal.

Par ailleurs il faut noter aussi que, à proximité du sommet du Pelat (sur l'arête sud, dans la digitation du Vallonet), où la formation du Flysch du Bachelard est particulièrement bien développée, l'analyse séquentielle (fig. 4) montre une évolution verticale négative, avec un enrichissement en détritisme des niveaux paléocènes, qui correspond manifestement à une progradation des corps sédimentaires. Cette évolution pourrait être mise en parallèle avec un relèvement du fond marin pendant cette période.



A *Rapport des épaisseurs cumulées des bancs carbonatés/bancs détritiques par tranche sédimentaire*

● *Epaisseur maximale des bancs détritiques par tranche sédimentaire (en m)*

B *Epaisseur moyenne des bancs détritiques par tranche sédimentaire (en cm)*

Tranche sédimentaire = 10 m

Fig. 4 : Analyse séquentielle du Flysch du Bachelard (coupe CP 11, digitation du Vallonet, versant S du Pelat).

Les mesures de paléocourants que l'on a pu effectuer sur les turbidites du Flysch du Bachelard sont en petit nombre ; leur incohérence interdit pour l'instant la reconstitution précise du bassin de sédimentation de cette époque dans ce secteur. Néanmoins, encore que l'importance d'une rotation éventuelle globale des diverses digitations de l'unité du Pelat ne soit pas connue, on voit, en l'état actuel des choses, se dessiner une pente générale inclinée vers le NNW, empruntée par les écoulements gravitaires et les glissements synsédimentaires (fig. 5). La zone d'alimentation se place donc, dans cette configuration, vers le SSE. Elle préfigure ainsi la disposition relative des aires distributrice et réceptrice que l'on retrouvera durant le Paléogène (BLANC et al., 1987).

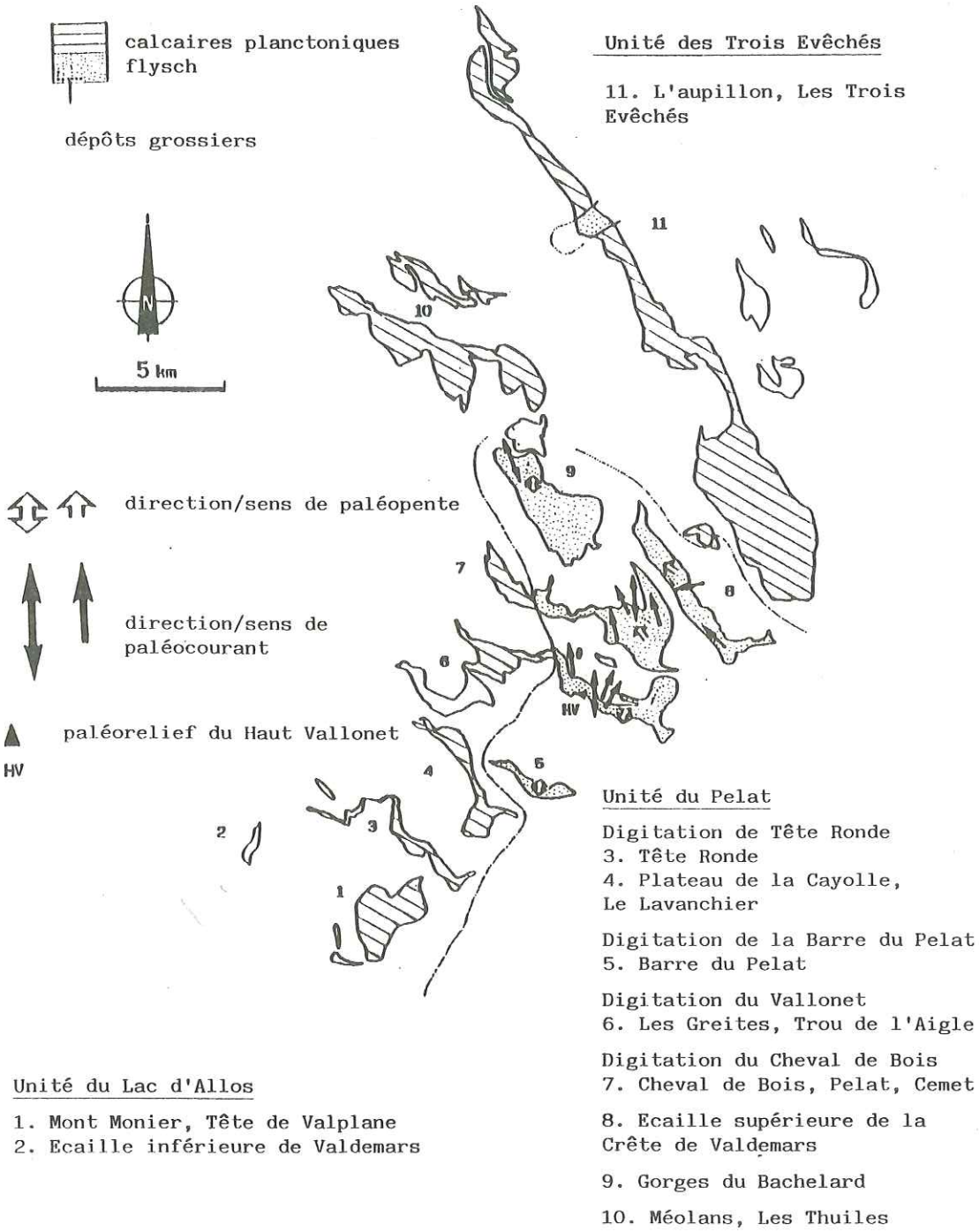


Fig. 5 : Le bassin de sédimentation subbriançonnais au cours du Néocrétacé-Paléocène, dans le secteur des unités du Pelat, du Lac d'Allos et des Trois-Evêchés.

(reconstitution palinspastique basée sur l'organisation structurale et sédimentologique).

4. CONCLUSION

Le matériel sédimentaire détritique du Flysch du Bachelard provient essentiellement du démantèlement d'une couverture triasico-jurassique que la morphologie des éléments figurés incline à rechercher dans un secteur probablement très proche du lieu de dépôt : à cet égard, tous ces éléments peuvent provenir du bâti mésozoïque de l'une (ou de plusieurs) des unités subbriançonnaises voisines, telles celles du Lac d'Allos ou des Trois-Evêchés. Les minéraux lourds et les quelques rares galets cristallins relevés dans cette formation tirent leur origine d'un socle granito-gneissique. Ils peuvent avoir été arrachés à une aire nourricière lointaine et directement déversés dans le bassin du Flysch du Bachelard, ou bien repris dans une formation sédimentaire détritique ancienne, éventuellement beaucoup plus proche, dans laquelle ils auraient pu avoir été stockés.

La dualité des matériels sédimentaire et cristallin trahit deux origines paléogéographiques distinctes. Celle qui fournit les débris cristallins tranche par ce caractère sur l'environnement local et doit donc être recherchée dans le massif corso-sarde et/ou ses prolongements orientaux éventuels dans le secteur ligure, aussi bien peut-être que dans la couverture permo-triasique de cet ensemble.

Si l'on considère la place qu'occupe ce Flysch du Bachelard dans la colonne stratigraphique, il faut noter qu'il repose sur des schistes noirs rapportés à l'Albo-Cénomanien et débute par des turbidites à microfaune du Turonien supérieur-Coniacien (qui se chargent rapidement de débris maastrichtiens). Par ailleurs, ses niveaux les plus élevés renferment une microfaune remaniée du Paléocène supérieur et sont directement coiffés par le Flysch de l'Eocène moyen et supérieur du Pelat. Absence de dépôt et/ou érosions dans un contexte sous-marin, ou bien émersion -avec plissement (?)- et érosions aériennes ? Le problème se pose en effet de la signification de ces lacunes.

Le passage de la sédimentation des schistes médiocrétacés déposés sous la CCD aux dépôts encore très profonds du Flysch du Bachelard ne laisse pas la place à une émersion. Il faut invoquer ici des mouvements synsédimentaires, échos d'une tectonique qui a pu créer -ou simplement raviver- des reliefs. D'ailleurs, les brèches interstratifiées dans les schistes noirs eux-mêmes témoignent d'un épisode tectonique important dans le domaine subbriançonnais à cette époque. Cet épisode est connu de longue date et doit être mis en relation avec la lacune généralisée de l'Apto-Albien mise en évidence dans les unités duranciennes (CHENET, 1978). C'est donc l'évolution de la configuration du fond du bassin, amorcée très tôt avec la création de reliefs sous-marins -par plis (?) et/ou par failles (?)- et le rapprochement des aires nourricières qui permettra la localisation et le dépôt du Flysch du Bachelard.

En ce qui concerne le contact de ce flysch avec celui de l'Eocène moyen et supérieur du Pelat, il faut dire qu'il est souligné par une discordance angulaire. Celle-ci reste toutefois modérée et semble bien résulter plutôt d'un basculement que d'un plissement du flysch néocrétacé-paléocène avant les dépôts médioéocènes. Aucun indice d'émersion ne se manifeste : la lacune correspondrait plutôt, ici encore, à une période d'absence de dépôt et/ou d'érosion sous-marine.

Enfin, si l'on replace le Flysch du Bachelard dans le contexte de l'ensemble subbriançonnais, il faut remarquer qu'il n'y est pas très singulier en fait : l'unité de Piolit, au N de la Durance, montre elle aussi un flysch néocrétacé (Flysch de l'Aiguille, CHENET, 1978) . Ce dernier cependant se développe seulement du Coniacien-Santonien au Campanien inférieur (avec des sens d'apports du NE vers le SW d'ailleurs) et se trouve surmonté de calcaires planctoniques néocrétacés et paléocènes. Cet épisode détritique a été plus bref que celui du Flysch du Bachelard, dans lequel les apports sont bien développés dans la tranche Maastrichtien-Paléocène.

C'est finalement avec le domaine briançonnais que le Flysch du Bachelard présente le plus d'affinités: on relève en effet là-bas, à la même époque de dépôt, des lentilles de brèches, avec des calcarénites et des grès turbiditiques très semblables à ceux du Flysch du Bachelard (pratiquement exempts de galets de socle), qui s'interstratifient occasionnellement dans une sédimentation de calcaires planctoniques. Un tel mécanisme d'interstratification et de passage latéral se voit aussi dans les parties distales du Flysch du Bachelard, mais ce sont alors les turbidites qui cèdent le pas aux calcaires planctoniques.

Il semble donc que l'unité du Pelat, avec le Flysch du Bachelard, a pu constituer au Crétacé supérieur et au Paléocène un des éléments de raccord entre domaines subbriançonnais et briançonnais mais dans un contexte orogénique dont les modalités restent encore mal comprises.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

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

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

CAILLEUX A.et TRINCART J. (1959).- Initiation à l'étude des sables et galets (3 tomes). C.D.U. Paris.

CHENET P.Y. (1978).- La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier (Alpes occidentales françaises). Thèse Docteur Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 385 p.

GUBLER Y. (1928).- La nappe de l'Ubaye au Sud de la vallée de Barcelonnette. Thèse Paris, 204 p.

GUBLER Y., SIGAL J., ROSSET J. et KERCKHOVE C. (1958).- Sur la présence de Maestrichtien dans les Flyschs subbriançonnais. *C.R.Som.Soc.Géol.France*, 14, 17 nov., pp.341-344.

KILIAN W. et HAUG E. (1899).- Feuille Digne à 1/80.000, 1ère édition.

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

MUTTI E. et RICCI LUCCHI F. (1972).- Le Torbidite delle'Appennino settentrionale: introduzione all' analisi di facies. *Mem.Soc. Geol. Italiana* 11, pp. 161-199.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13, 1987

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 napppes 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 sean fans; 3. A flexure and/or fault zone which connected the preceedings 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'émersion du domaine provençal ainsi que le plissement et/ou les érosions du Pelvoux et de ses abords (Dévoluy, Céüse, Embrunais), ceux du Crétacé finissant, l'émersion 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'Oligoçène, par un écrasement final qui refermera définitivement les espaces marins qui avaient pu être réouverts au Nummulitique.

Dès le début de l'émersion, 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^te^ 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 appararaît dans la partie nord-orientale de l'île (CHABRIER, 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 (crées -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.

.....

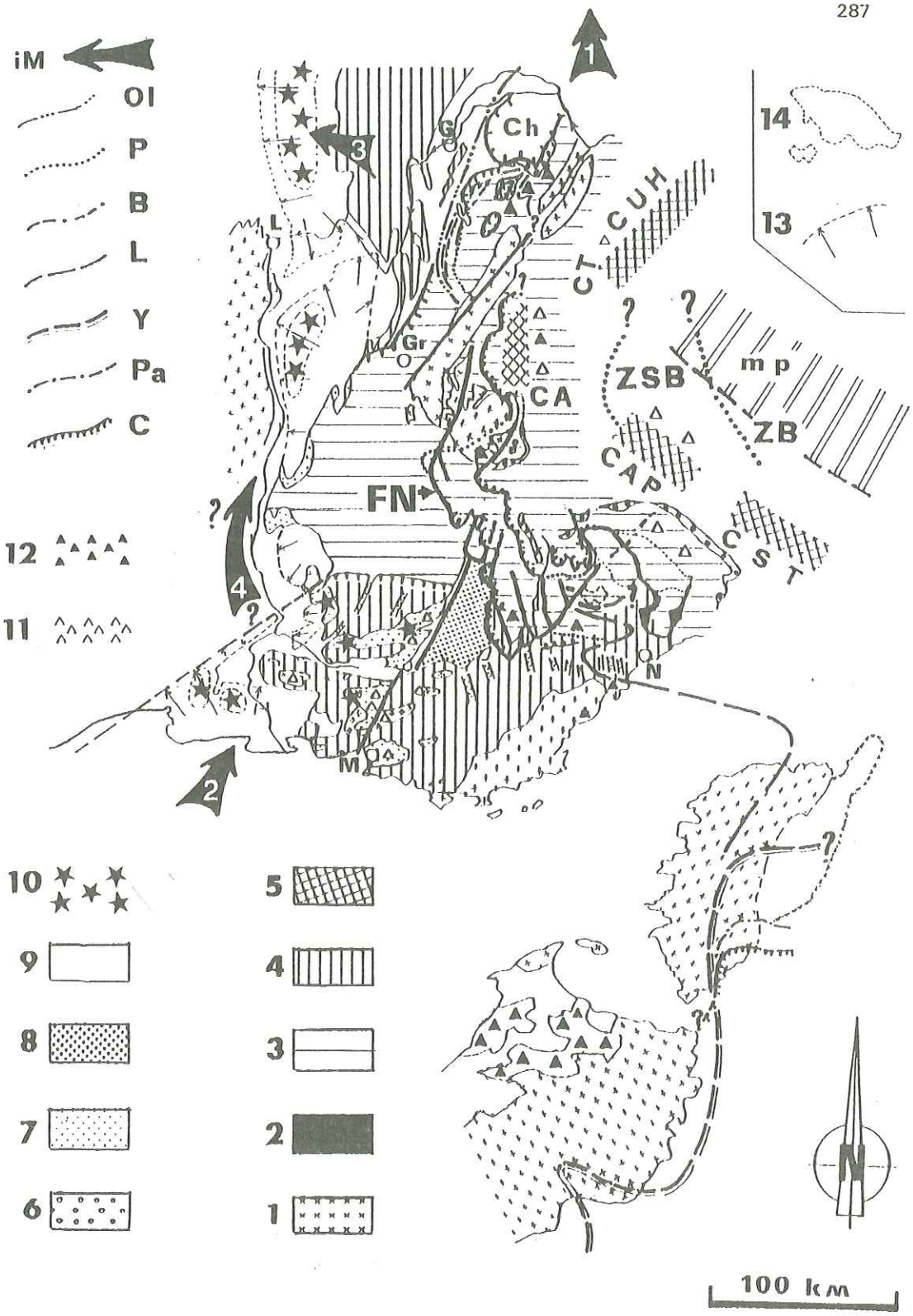
Fig. 1 - Les domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est de la France.

1 : Socle antétriasique des Alpes et de la Provence; socle avec lambeaux de couverture mésozoïque en Corse en en Sardaigne; 2 : Trias de Breil-Sospel et de Roquebillières-Vésubie (sud de l'Argentera); 3 : Couverture delphino-helvétique; 4 : Couverture provençale; 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; Ol : 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
Ol
P
B
L
Y
Pa
C
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
14
13
Ch
G
L
Gr
CT
CUH
CA
ZSB
mp
ZB
CAP
CST
FN
M
N
1
2
3
4
N
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.

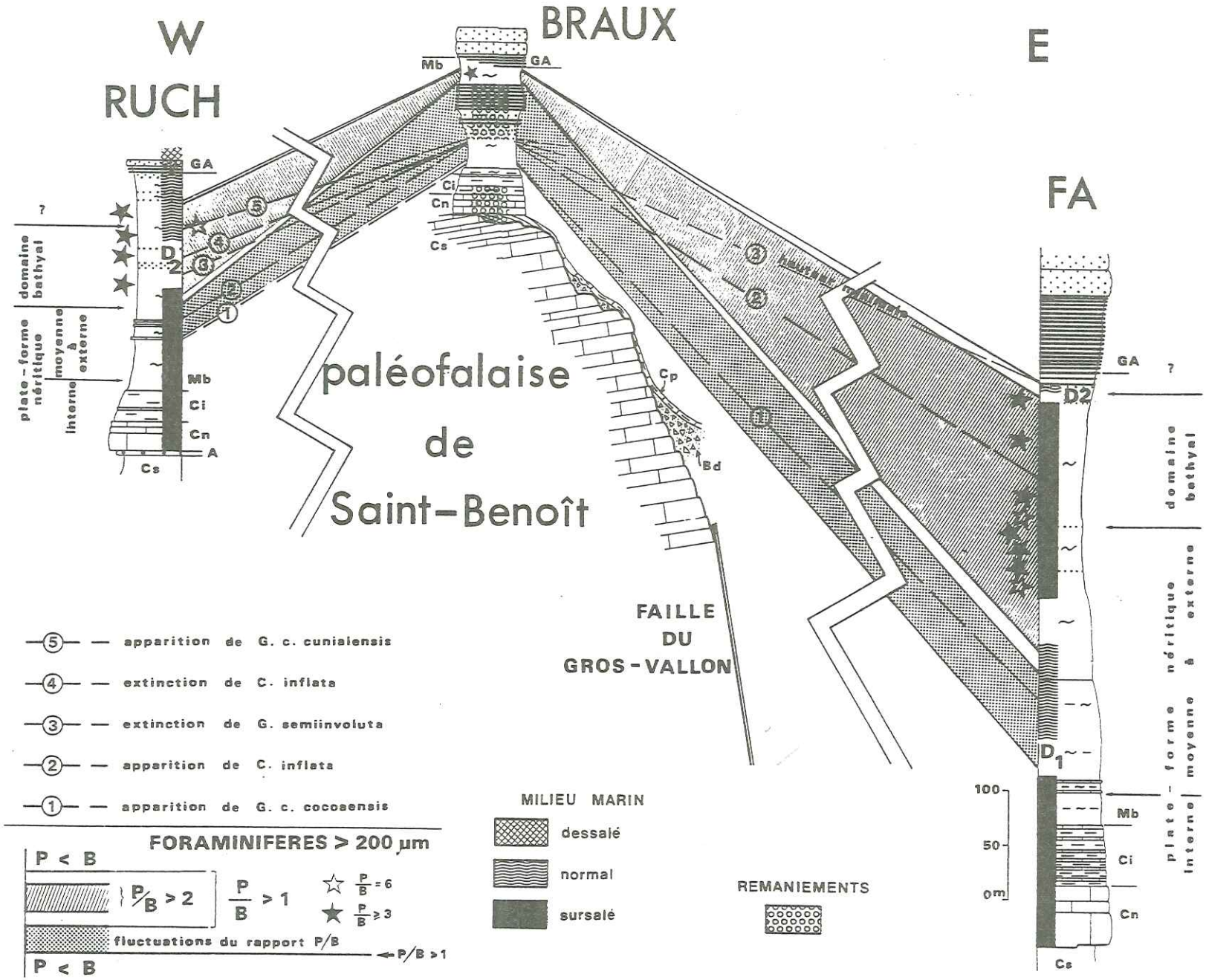
P/B : Rapport du nombre de foraminifères planctoniques à celui des foraminifères benthiques.
Noter la zone du diagramme (fluctuations) dans laquelle ce rapport oscille autour de 1 après avoir dépassé pour la première fois cette valeur : elle marque le début des influences de mer ouverte dans le milieu 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 semiinvoluta* (au côté de *Cribrohantkenina 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
FAILLE
DU
GROS-VALLON
GA
Mb
Ci
Cn
Cs
A
Cp
Bd
D2
D1
domaine bathyal
plate-forme néritique
moyenne à externe
interne
5 — apparition de G. c. cunialensis
4 — extinction de C. inflata
3 — extinction de G. semiinvoluta
2 — apparition de C. inflata
1 — apparition de G. c. cocoaensis
FORAMINIFERES > 200 µm
P < B
P/B > 2
P/B > 1
P/B = 6
P/B ≥ 3
fluctuations du rapport P/B
P/B > 1
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 microbréchiques, 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 bréchiques, 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 *Globotruncana* (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 approndissement 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'Illiez). Cette formation marno-gréso-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 *Ronzotherium 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)].

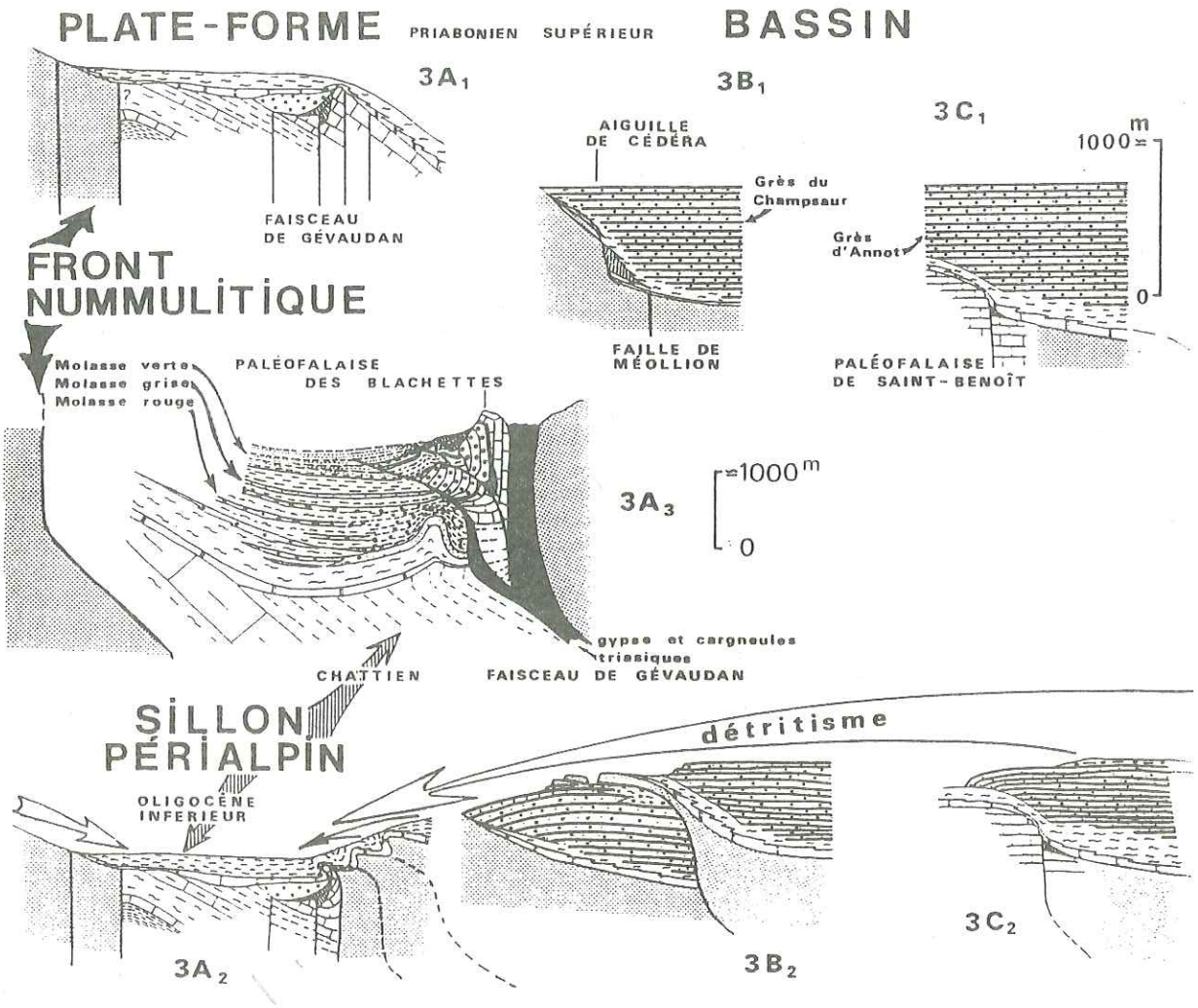
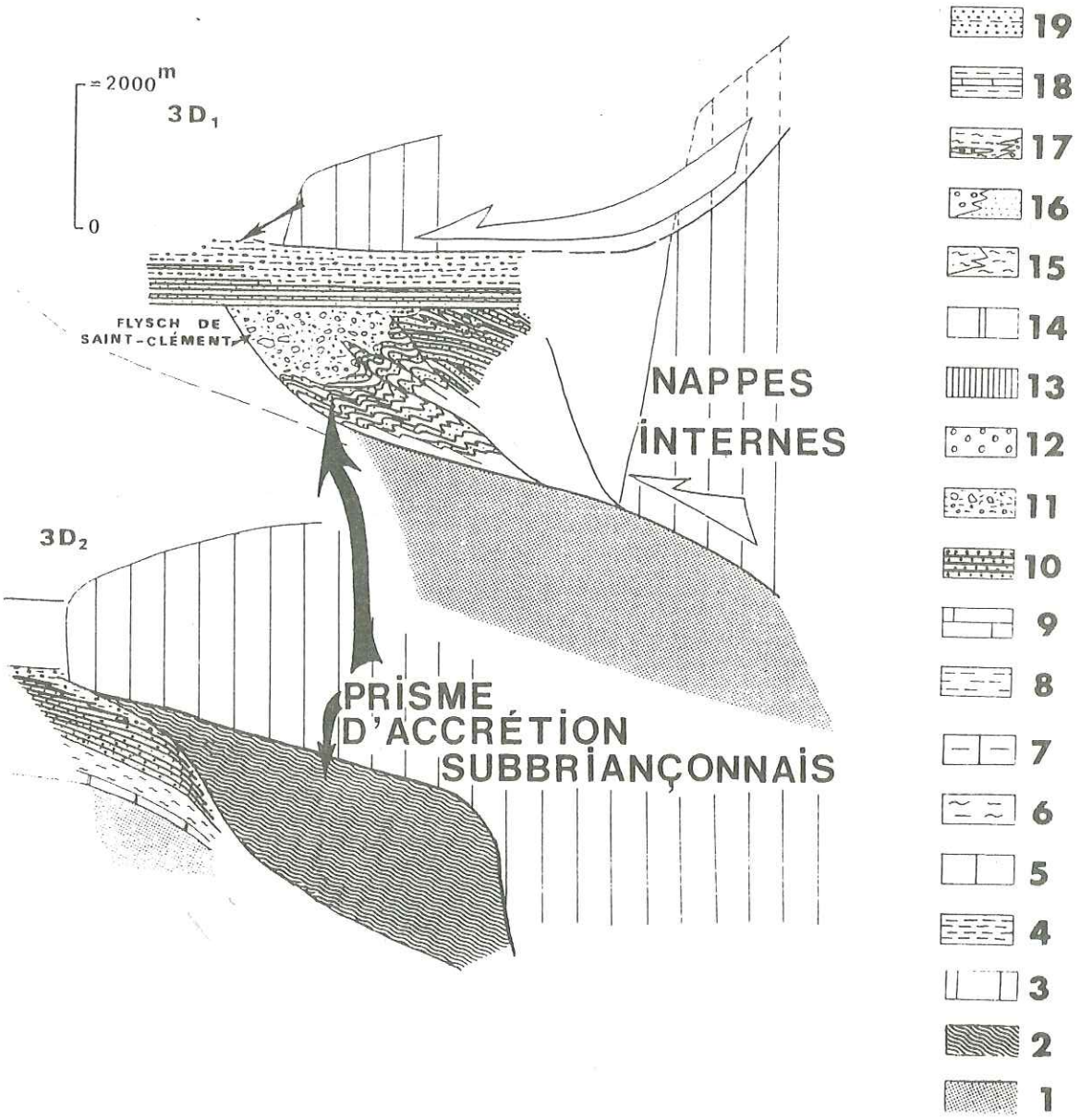


Fig. 3 - Evolution du bassin paléogène : le modèle des Alpes méridionales.

1 : Substratum antécénozoïque indifférencié; 2 : Prisme d'accrétion subbriançonnais (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 Bévaudan (ancienne zone de flexure), va constituer un sillon périalpin subsident, piège à sédiments oligocènes -surtout continentaux.

Remarquer la déformation du Faisceau de Bévaudan 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 briançonnaise 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 Briançonnais externe (Marguareis) sont ravinés par des faciès gréseux; dans le sud, le Briançonnais correspond à une vaste plate-forme à cette époque, comme le Subbriançonnais 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 Briançonnais, le Subbriançonnais 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 Briançonnais 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 Subbriançonnais reçoit du flysch, alors que dans le Briançonnais 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 Subbriançonnais, 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 briançonnais 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 Subbriançonnais) : ainsi les nummulites ne sont pas rares dans ces horizons détritiques, qui peuvent indiquer localement jusqu'au Priabonien. La zone subbriançonnaise y montre quant à elle un secteur à mer pérenne[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 Briançonnais, 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. C O N C L U S I O N

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.

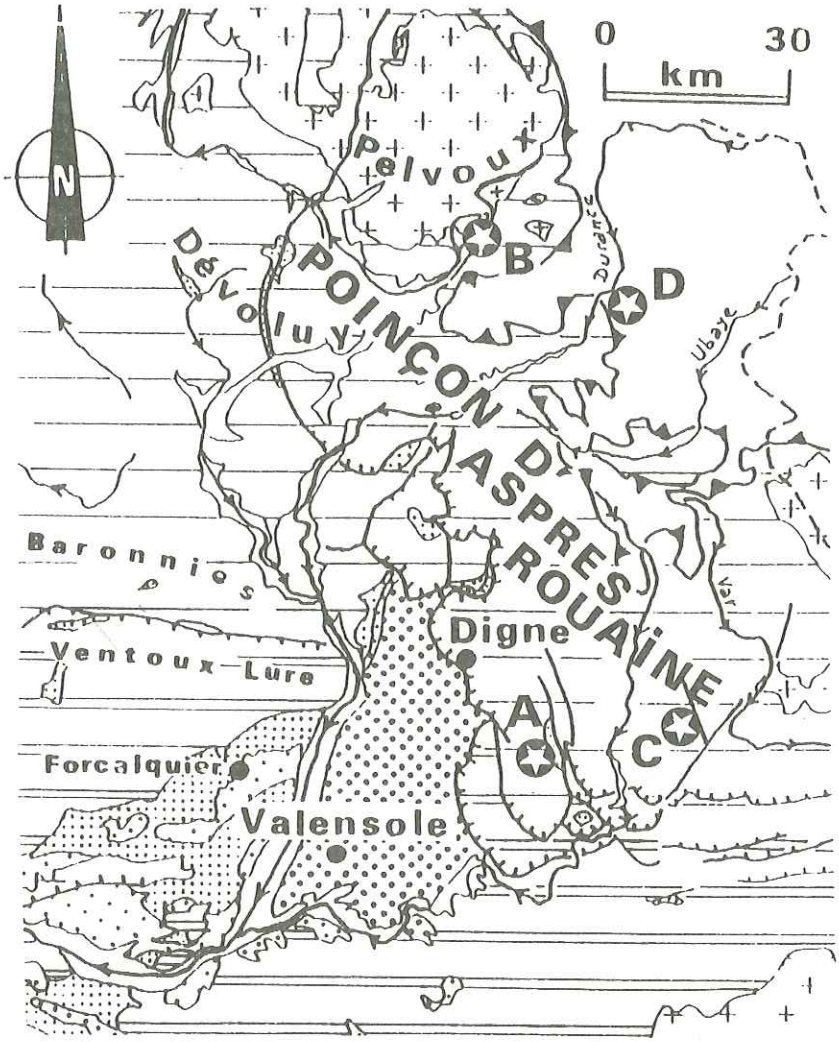


Fig. 4 - La place des domaines de sédimentation du Nummulitique dans les Alpes méridionales : localisation des secteurs illustrant la figure 3.

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 subbriançonnais (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 Taveyanne, 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 obcurs, 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 écailles 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 BEAUDOIN 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, facs. 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 laFrance. *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.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13, 1987

LES SERIES MARINES PALEOGENES POST-LUTETIENNES DU MASSIF SUBALPIN DES BORNES (ALPES OCCIDENTALES).

par Bernard DOUDOUX, Michel CHAPLET et Marc TARDY*

RESUME. - Plusieurs coupes levées dans les séries nummulitiques des unités structurales du massif subalpin des Bornes sont décrites ou rappelées. Il en ressort qu'au dessus des calcaires priaboniens de plate-forme néritique et des marnes pélagiques à foraminifères de la limite Eocène-Oligocène qui marquent l'approfondissement tectonique du bassin (brèches de failles synsédimentaires du Charvin), la sédimentation terrigène s'établit, amenant ensuite son remplissage. Le détritisme est fondamentalement marno-micacé, mais il s'y intercale progressivement et à partir de l'intérieur, des corps gréseux. Il est en outre marqué par deux évènements : l'un relativement précoce, andésitique, (volcanisme orogénique) prédominant (Grès de Taveyannaz) dans le "domaine Aravis" du bassin ; l'autre plus tardif, à blocs exotiques. Ce dernier se traduit par des intercalations olistostromiques de type wildflysch dans les unités internes et par de simples crachées conglomératiques dans l'unité externe. C'est à ce deuxième évènement que paraissent liées en particulier, les arrivées de matériel diabasique et cristallin.

ABSTRACT. - Several cross-sections of the structural units in the nummulitic series of the subalpin Bornes massif are described or recalled. They show that on top of the Priabonian limestones (neritic platform) and of the pelagic marls containing foraminifera (to be found at the limit of the Eocene-Oligocene), which mark the tectonic deepening of the basin (breccia from the synsedimentary faults of Mt Charvin), the terrigenous sedimentation occurs resulting in the filling-up of the basin.

These detrital materials are fundamentally micaceous marls, but among them sandstones progressively develop whose origin is to be found in more internal parts of the range.

More over, the whole is characterized by two events :

- one comparatively early of andesitic nature (orogenic volcanism) prevails in the Aravis area of the basin.

- the other which occurred later is characterized by olistostromic intercalations (wildflysch type), with exotic blocks in the internal units, while the external unit only shows conglomeratic intercalations.

The occurence of diabasic and cristalline materials seems to be connected particularly with the latter event.

Depuis les travaux généraux de Moret (1934) et de Rosset (1957), le massif subalpin des Bornes a été l'objet d'études nombreuses et détaillées : pétrographiques, stratigraphiques et structurales (Charollais et Wellhaeuser, 1962 ; Martini, 1968 et 1970 ; Charollais et Rosset, 1965 ; Caron et al, 1967 ; Rosset et al., 1971 ; Sawatzki, 1972 et 1975 ; Rosset et al., 1976 ; Doudoux et al., 1982 ; Tardy et Doudoux, 1984).

Dans ce massif, le Paléogène marin avec ses formations détritiques, est bien conservé. Il montre d'un point à l'autre, des variations stratigraphiques qui trouvent toute leur signification lorsqu'on les replace dans leur cadre structural.

* Département des Sciences de la Terre, Université de Savoie, Boîte Postale 1104 - 73011 CHAMBERY CEDEX.

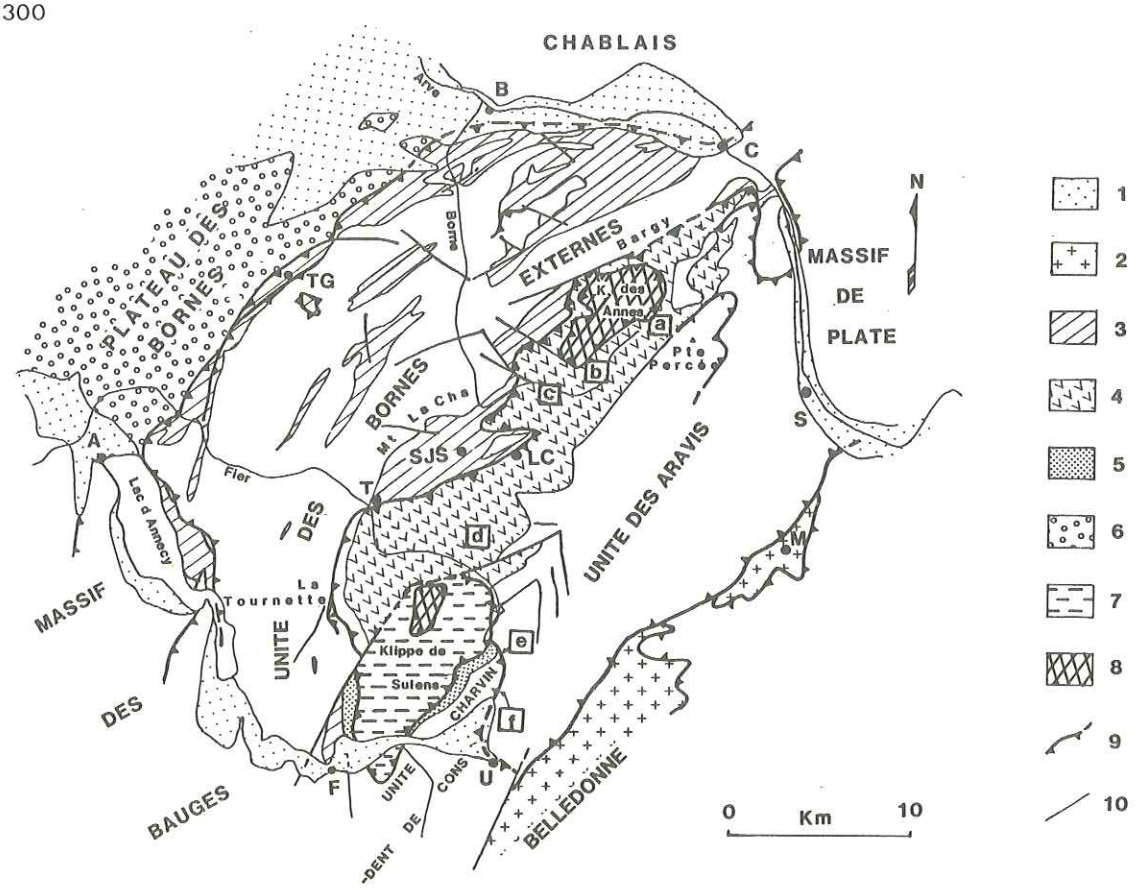


Fig. 1 : Schéma structural du massif des Bornes sur lequel sont reportées les séries paléogènes.

1 : alluvions quaternaires des cluses Annecy-Ugine et de l'Arve ; 2 : soubassement hercynien ; 3 : Paléogène à Grès du Val d'Illiez ; 4 : Paléogène à Grès de Taveyannaz ; 5 : Paléogène à Grès intermédiaires ; 6 : Molasses rouges du plateau des Bornes (domaine jurassien) ; 7 : unité inférieure ultrahelvétique de la klippe de Sulens ; 8 : unités subbriançonnaises des klippes ; 9 : principaux chevauchements ; 10 : failles. A : Annecy ; B : Bonneville ; C : Cluses ; F : Faverges ; L.C. : La Clusaz ; M : Megève ; S.J.S. : Saint-Jean-de-Sixt ; T : Thônes ; T.G. : Thorens-Glières ; U : Ugine. a...f : emplacements des coupes lithostratigraphiques décrites.

I. RAPPEL SUR LE CADRE STRUCTURAL DES SERIES PALEOGENES DELPHINO-HELVETIQUES DU MASSIF DES BORNES (FIG. 1).

Le massif subalpin des Bornes, largement chevauchant à son front nord-ouest sur le domaine jurassien (Doudoux et al., 1982 ; Tardy et Doudoux, 1984), est constitué par l'empilement de trois unités delphino-helvétiques principales, supportant dans la partie interne du massif, au coeur du synclinal de nappes de Thônes, les klippes préalpines des Annes et de Sulens.

La klippe des Annes et l'unité supérieure de la klippe de Sulens sont formées par des termes triasico-liasiques subbriançonnais. L'unité inférieure de la klippe de Sulens montre à l'affleurement une série ultra-helvétique s'étageant de l'Oxfordien au Paléogène.

Sous les klippes, le matériel delphino-helvétique mésozoïque et cénozoïque se retrouve charrié en trois unités majeures. Ce sont, de bas en haut de l'édifice structural et aussi de l'extérieur (Nord-Ouest) vers l'intérieur (Sud-Est) :

- l'unité des Bornes externes : elle englobe l'ensemble des structures comprises entre le front subalpin et la retombée sud-est de la Tournette, du Mont La Cha et du Bargy ; le Paléogène y est à Grès du Val d'Illiez.

- l'unité des Aravis : elle occupe jusqu'au socle de Belledonne, la partie interne du massif. Son Paléogène est caractérisé par la présence des Grès de Taveyannaz.

- l'unité Mont Charvin - Dent de Cons : elle n'apparaît que dans l'extrémité sud-est du massif (Mont Charvin) sous forme d'une écaille monoclinale : le Paléogène y comporte des grès dits "intermédiaires" (Sawatzki, 1975) à tendance déjà ultrahelvétique. La réapparition éventuelle de cette unité entre le bord ouest de la klippe de Sulens et la faille d'Arcalod, au Nord de Faverges, reste discutée.

II. LES SERIES PALEOGENES POST-LUTETIENNES DELPHINO-HELVETIQUES DU MASSIF DES BORNES.

A. DANS L'UNITE DES BORNES EXTERNES

Plusieurs coupes ont été étudiées de manière fort détaillée (Charollais et Wellhaeuser, 1962 ; Charollais et al., 1975...). Les plus complètes montrent de la base vers le sommet :

- des calcaires de plate-forme à petites nummulites, transgressifs sur le Crétacé supérieur ou les grès du Gault, voire sur l'Urgonien. Leur épaisseur est variable, de 20 m à 40 m. Ce sont des calcaires biodétritiques déposés à faible profondeur, très riches en débris de Corallinacées, bryozoaires, tests de mollusques et foraminifères (nummulites, discocyclines...) datés du Priabonien ;

- une dizaine de mètres de marnes à foraminifères. Il s'agit de marno-calcaires où la teneur en Ca CO_3 diminue rapidement, traduisant ainsi l'approfondissement accéléré du dépôt, et dans lesquels on note la présence des premiers débris micacés. La richesse en microfossiles d'abord benthiques puis rapidement planctoniques (Globigérines) a permis à Charollais et al. (1980) d'attribuer à cette formation un âge éocène terminal - Oligocène inférieur.

Ces marnes à foraminifères peuvent être localement absentes (basse vallée du Borne) ; on note alors la présence d'une surface durcie au toit des calcaires nummulitiques ;

- quelques mètres à quarante mètres de Marnes à Meletta. Ce sont des marno-calcaires schisteux beaucoup plus micacés, à écailles de poissons et rares globigérines, attribués aussi à l'Oligocène inférieur ;

- quelques dizaines de mètres (50 m en moyenne) de flysch pélitique marno-micacé, caractérisé par sa richesse en lits marneux schisteux très micacés (muscovite) et par la faible teneur en grès (rares lits centimétriques de grès quartzeux à grain très fin et à ciment calcaire). Par enrichissement progressif en grès, il passe à un flysch gréso-pélitique, puis à un flysch à bancs épais (parfois métriques) de grès moyen à grossier nommé Grès du Val d'Illiez, avant de redevenir plus pélitique au sommet. La suite de cette série, visible seulement sur le pourtour externe du massif, serait constituée par les Grès des Carrières (Naves, Bonneville) à passées de micropoudingues ou poudingues polygéniques.

La série paléogène post-lutétienne de l'unité des Bornes externes apparaît ainsi sous les traits classiques de la trilogie nummulitique avec l'enchaînement des

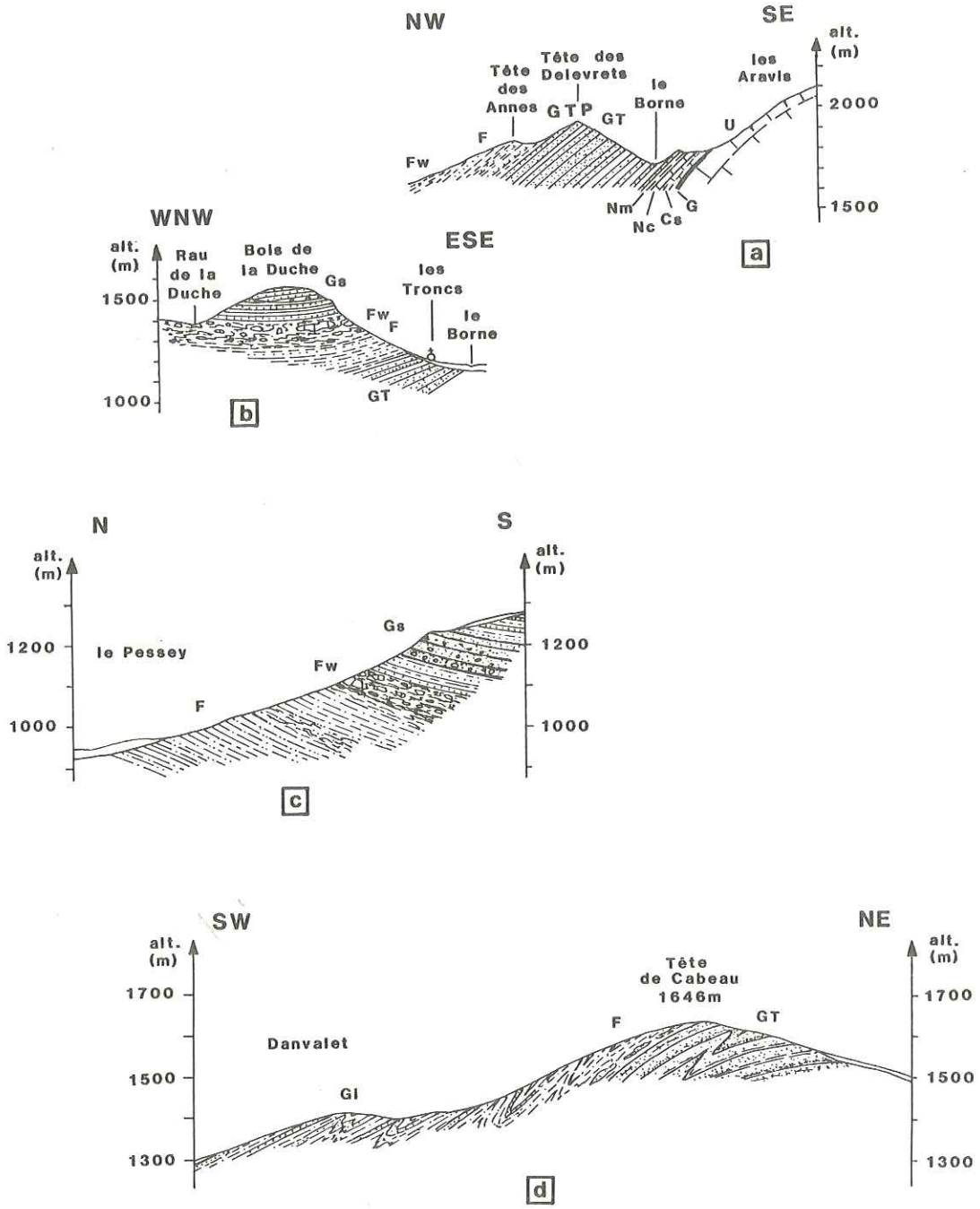


Fig. 2 : 4 coupes lithostratigraphiques dans les formations paléogènes de l'unité des Aravis (voir situation sur Fig. 1).

a : coupe du Col de l'Oulette ; b : coupe du Bois de la Duche ; c : coupe de la gorge du Pessey ; d : coupe de la Tête de Cabeau. U : Urgonien ; G : Gault ; Cs : Crétacé supérieur ; Nc : Calcaires priaboniens ; Nm : Nummulitique marneux (marnes à foraminifères) ; G.T. : Grès de Taveyannaz ; G.T.p.: Grès de Taveyannaz pauvres ; F: Flysch marno-micacé : Fw : wildflysch ; Gs : Grès sommitaux ; Gi : Grès intermédiaires.

faciès calcaires, puis marneux (épais), puis flysch. Un trait particulier est à signaler dans le synclinal de Saint-Jean-de-Sixt où la partie inférieure des Grès du Val d'Illiez renferme plusieurs (3 à 4) passées grossières formant dans le paysage des barres dont les épaisseurs dépassent 10 m. Il s'agit de grès conglomératiques chenalisés aux éléments centimétriques à décimétriques grossièrement granoclassés, d'origine locale et interne : galets mous provenant des marnes sous-jacentes, blocs de grès remaniés, granitoïdes, calcaires variés, radiolarites et jaspes rouges et verts, éléments volcaniques. Parmi ces derniers et caractérisant les Grès du Val d'Illiez, il a été noté (Vuagnat, 1952; Sawatzki, 1975) une nette prédominance des diabases et porphyrites arborescentes, alors que les débris andésitiques sont très rares.

Il est à noter enfin que le Paléogène de cette unité des Bornes externes ne comporte aucun wildflysch ni en son sein ni à son sommet. Un tel wildflysch n'apparaît que plus au Nord, à partir de la frontière suisse (de Lépinay, 1981), dans l'unité homologue des Dents du Midi-Morcles. En rive nord du Léman, un wildflysch est même intercalé dans des zones encore plus externes, dans la série dès l'Oligocène moyen (Weidmann et al., 1982 ; Weidmann, 1985).

B. DANS L'UNITE DES ARAVIS.

Nous décrirons plusieurs coupes qui se complètent.

1°/- La série paléogène dans la haute vallée du Borne.

a - Entre le Col de L'Oulette et le Col des Annes, la base de la série affleure en continu. On note (fig. 2a) :

- une vingtaine de mètres de calcaires marneux et marnes à petites nummulites du Priabonien qui reposent en transgression sur le Crétacé supérieur. Vers le Sud ils deviennent plus calcaires et montrent une base riche en niveaux gréseux ;

- une dizaine de mètres de silts micacés et schistosés, équivalent réduit du Nummulitique marneux des Bornes externes ; il n'y a pas de Marnes à Meletta.

- les silts passent graduellement à un flysch marno-micacé épais d'une trentaine de mètres ; les lits gréseux sont à la base, rares et très fins. La dépression du Col de l'Oulette se situe à ce niveau.

- Avec un rapide enrichissement en grès, le flysch passe aux Grès de Taveyannaz dont la puissance atteint en cet endroit 450 m. Ils sont d'abord strato-croissants pour atteindre des bancs pluri-métriques puis strato-décroissants. Selon la classification de Sawatzki il s'agit là de Grès de Taveyannaz typiques, riches en éléments volcaniques andésitiques (75 % en moyenne) ; ils sont liés à un volcanisme orogénique calco-alcalin, probablement in situ (Didier et Lameyre, 1978 ; Vitally, 1980 ; GIRAUD, 1983). De nombreux bancs sont mouchetés du fait de l'altération différentielle se produisant au niveau d'amas de minéraux d'épimétamorphisme (laumontite).

Ce corps principal de Grès de Taveyannaz est séparé par une passée de 5m de flysch marno-micacé d'un second corps, d'épaisseur réduite (30 m), de Grès de Taveyannaz pauvres ; c'est-à-dire de grès où la teneur en éléments andésitiques est moindre.

- Le reste de la série affleurant sur cette coupe est constitué par un flysch dans lequel la teneur en niveaux gréseux diminue vers le haut pour passer à nouveau à un flysch pélitique micacé dans la dépression du Col des Annes. Là, sous les cargneules à la base de la klippe des Annes, on note des niveaux de flysch dissocié.

b - Entre le lieu-dit Les Troncs et le Bois de la Duche à quelques kilométres au Sud-Ouest, la succession se complète. Au-dessus des Grès de Taveyannaz et en continuité stratigraphique on reconnaît (fig. 2b) :

- 170 m de flysch marno-micacé extrêmement pauvre en niveaux gréseux par ailleurs toujours minces. L'étude de sa nanoflore a permis à Vitally (1980) de lui attribuer un âge oligocène inférieur. A son sommet il passe brusquement à un flysch dissocié puis à un véritable wildflysch. La matrice de ce dernier est faite de schistes argileux noirs très déformés, emballant des éléments dissociés du flysch sous-jacent et des blocs exotiques de toutes tailles (centimétriques à décamétriques) et de nature variée. Un inventaire de ces olistolithes a été fait par Caron et al. (1967). Leur matériel est issu du démantèlement de nappes en mouvement, d'origine subbriançonnaise (comme la klippe des Annes) et plus interne. L'épaisseur du flysch à blocs, dans lequel on note l'intercalation d'un niveau de flysch non dissocié à grès de couleur grise, est de l'ordre de 100 m.

- 170 m de flysch fait d'une alternance régulière de lits gréseux centimètriques à décimétriques et de niveaux marno-micacés. Il est surmonté finalement et entaillé par des dépôts chenalisés (Rosset et al. 1976)de grès en bancs plus épais. Les niveaux de base, au fond du chenal, sont conglomératiques. Quant aux grès, ils ont une teneur relativement faible (37 %) en éléments volcaniques parmi lesquels des débris andésitiques en forte proportion et des autres plus rares de diabases et de serpentinites. Ils montrent en outre, de fréquents horizons de restes charbonneux de plantes.

Dans cette coupe plusieurs faits marquants peuvent être soulignés. Tout d'abord et malgré le fort développement des faciès flysch à fond de sédimentation marno-micacée, on retrouve dans la succession des faciès du Paléogène marin des Aravis la trilogie de l'unité des Bornes externes et du flysch delphino-helvétique en général. On notera cependant la réduction d'épaisseur des faciès marneux surmontant les calcaires priaboniens.

Enfin on notera que dans cette série le wildflysch n'occupe pas la position sommitale. Il est en effet surmonté stratigraphiquement par plusieurs centaines de mètres de flysch gréso-pélitique bien réglé au Bois de la Duche (Chaplet et al., 1986).

2°/- Autres coupes.

Des coupes similaires à la précédente ont été levées en d'autres points de l'unité des Aravis. Pour être généralement moins complètes, elles n'en apportent pas moins des informations lithostratigraphiques complémentaires.

a - Coupe de la gorge du Pessey. Au Nord de la Tête du Danay, en rive gauche du Borne, la gorge du Pessey entaille la partie de la série située au-dessus des Grès de Taveyannaz qui n'affleurent pas ici. Entre le lit du Borne et la cote 1200 on note (fig. 2c) :

- à la base : des schistes silteux micacés gris sombre ; ils passent progressivement à un flysch schisto-gréseux micacé ;

- une passée de flysch dissocié (slumping) de plusieurs mètres d'épaisseur;

- dix mètres environ de flysch schisto-gréseux micacé, à nouveau bien réglé; il est surmonté par un complexe chaotique de schistes noirs déformés emballant des blocs de tailles centimétriques à décimétriques : il s'agit du niveau de wildflysch signalé au Bois de la Duche. Son épaisseur est ici d'une cinquantaine de mètres.

- Au-dessus, le flysch schisto-gréseux à gréseux cohérent se rétablit. On y remarque de fréquents niveaux charbonneux à débris de plantes. Il passe finalement aux conglomérats et grès du Danay. Ce sont des bancs épais de grès dont certains (surtout à la base) renferment des éléments toujours mal classés, anguleux ou arrondis de tailles diverses (jusqu'à métrique) et de nature variée (calcaires pélagiques à Globotruncanes, schistes, roches cristallines, porphyres, etc...). L'épaisseur des grès et conglomérats sommitaux du Danay est supérieure à 50 m.

On retrouve donc dans cette coupe de la Tête du Danay des caractères lithostratigraphiques comparables à ceux décrits entre le Col de l'Oulette et le Bois de la Duche.

Le niveau de wildflysch (ou les niveaux si l'on considère que les conglomérats mal réglés du Danay ont valeur de formation gréseuse à blocs exotiques) est (sont) intercalé(s) stratigraphiquement dans la partie supérieure du flysch à dominante marno-micacée surmontant les Grès de Taveyannaz. Cette continuité est vérifiable en de nombreux autres points du massif du Danay et ceci malgré une déformation plicative marquée: il n'y a donc pas lieu de distinguer une unité tectonique Danay - La Duche comme proposé (Rosset et al., 1976).

b - Coupe de la Tête de Cabeau. Elle a été levée sur la ligne de crête séparant le Col de Merdassier du Col de la Croix Fry. Des ravines et des terrassements effectués récemment pour l'installation de remontées mécaniques permettent d'observer dans de bonnes conditions le passage des Grès de Taveyannaz aux formations sus-jacentes. C'est ainsi que du Nord-Est vers le Sud-Ouest on note (fig. 2d) :

- le sommet des Grès de Taveyannaz mouchetés dont les bancs sont affectés de plis couchés au Col de la Croix Fry. Les derniers mètres présentent des figures de glissement synsédimentaire avec dissociation des lits de grès ;

- le flysch marno-micacé, d'abord très pélitique qui s'enrichit progressivement en grès jusqu'à devenir pélito-gréseux. Les lits de grès sont riches en figures sédimentaires et en débris de plantes flottées. Cette formation est affectée par des plis couchés d'axe N 70° E, déversés vers le Nord-Nord-Ouest et par des cisaillements.

Si cette coupe a été mentionnée c'est qu'à nouveau elle montre un passage stratigraphique continu entre les Grès de Taveyannaz et les flyschs micacés qui les surmontent. Il n'y a donc pas lieu non plus en cet endroit de mettre un contact tectonique entre les Grès de Taveyannaz et les Grès intermédiaires (Sawatzki, 1975) de Manigod comme cela a été également proposé (Rosset et al., 1976 ; Carte géologique Annecy à 1/250.000, 1980). Plus simplement, le flysch de Manigod est le flysch micacé qui surmonte normalement les Grès de Taveyannaz du Col de la Croix Fry. Il suit en cela la même évolution décroissante dans le temps, des teneurs en apports volcaniques que les flyschs qui surmontent les Grès de Taveyannaz dans le secteur du Col de l'Oulette.

De ce bref regard sur quelques coupes du Paléogène de l'unité des Aravis (mais il est possible de multiplier les exemples !), il ressort que :

- dans la trilogie marine post-lutétienne, le Nummulitique marneux reste toujours peu développé, réduit à une dizaine de mètres, entre les calcaires de plate-forme priaboniens et le flysch ;

- le flysch présente au contraire un fort développement traduisant un taux élevé de sédimentation. Comme dans les Bornes externes son fond sédimentaire est marno-micacé. Sa principale caractéristique est d'avoir été alimenté, probablement sur place, par des éléments andésitiques, d'abord en très forte proportion (Grès de Taveyannaz typique) puis en proportion allant s'amoindrissant ; si bien que les Grès sommitaux pauvres du Bois de la Duche ou de la Tête du Danay, vus sous cet angle, possèdent des caractères proches de ceux des Grès du Val d'Illiez de l'unité externe ;

- le wildflysch n'occupe pas dans la série détritiquela position sommitale. Il est toujours couronné par un flysch gréseux comme visible au Bois de la Duche ou dans le massif du Danay ;

- l'âge du flysch reste mal établi du fait de la pauvreté en fossiles et des remaniements. On admet généralement un âge oligocène inférieur.

C. DANS L'UNITE CHARVIN - DENT DE CONS.

Le Paléogène présente des affleurements particulièrement favorables sur le revers ouest de l'unité entre le Mont Charvin et la Goenne (fig. 3).

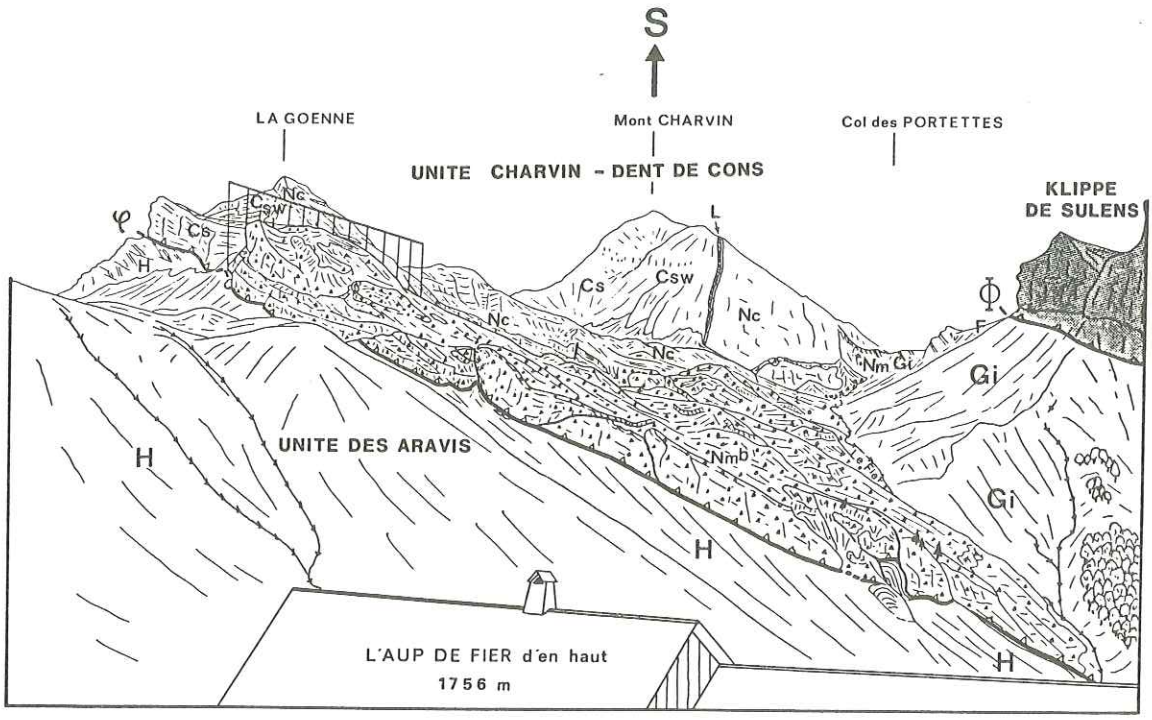


Fig. 3 : L'extrémiténord de l'unité Charvin-Dent de Cons vue depuis les chalets de l'Aulp de Fier d'en haut. On notera l'envahissement total du Nummulitique marneux (Nm) par les brèches synsédimentaires (Nmb) sous la pointe de la Goenne. Au Col des Portettes seuls quelques niveaux de brèches subsistent dans les marnes.
Dessin repris de RIVANO G. (1978), modifié.

H : Hauterivien ; Cs : Crétacé supérieur ; Csw : couches de Wang ; L : Lutétien; Nc : Nummulitique calcaire (Bartonien-Priabonien) ; Nm : Nummulitique marneux (Marnes à foraminifères) ; Nmb : brèches synsédimentaires du Charvin ; Gi : Grès intermédiaires.

Dans ce secteur la série comprend en continuité stratigraphique (fig.4, e et f) :

- Au-dessus des Couches de Wang du Crétacé terminal - Paléocène, et en affleurements discontinus (anciens chenaux marins !), une quinzaine à une vingtaine de mètres de calcaires spathiques gris sombre parfois à grandes nummulites du Lutétien supérieur (Biarritzien ; Rivano G., 1978).

- En transgression cartographique notable (étalement à partir des chenaux lutétiens) des calcaires biodétritiques infralittoraux à petites nummulites, algues, foraminifères benthiques, lamellibranches, etc... du Bartonien-Priabonien. Leur épaisseur est voisine de 50 m.

- Quelque 20 à 30 m de marnes et calcaires argileux bleus en cassure fraîche, bien visibles au Col des Portettes (col coté 2072). Il s'agit d'un dépôt épibathyal à mésobathyal plus profond à rares globigérines du Priabonien supérieur - Oligocène basal. Au col cité, ces marnes renferment quelques intercalations de brèches polygéniques à éléments centimétriques à décimétriques provenant des formations sous-jacentes ainsi que des traces charbonneuses. Nous reviendrons plus loin sur ces brèches.

- L'apparition de lits minces de grès fins marque le passage à un flysch à dominante marno-micacée qui s'enrichit ensuite en grès pour devenir gréso-pélitique. La teneur assez faible en éléments andésitiques fait que Sawatzki a qualifié ces grès d'"intermédiaires" (au sens d'intermédiaires entre les Grès de Taveyannaz et les Grès

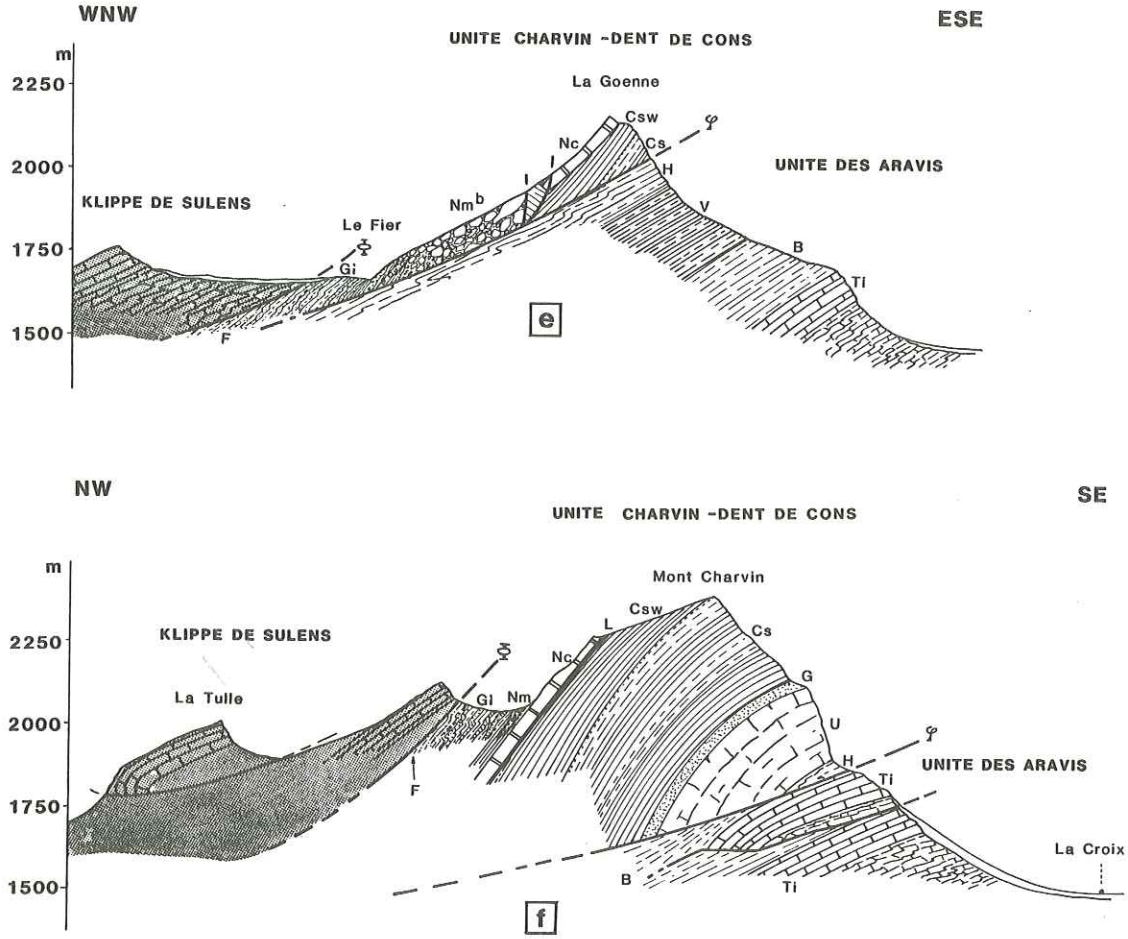


Fig. 4 : 2 coupes au-travers de l'extrémité nord de l'unité Charvin-Dent de Cons (voir situation sur fig. 1) replaçant les séries paléogènes dans leur cadre structural.

e : coupe de la Goenne ; f : coupe du Mont Charvin (la stratigraphie et la structure de la klippe de Sulens ne sont pas précisées). Mêmes légendes que les figures précédentes ; en plus, Ti : Tithonique ; B : Berriasien.

ultrahelvétiques qui eux sont dépourvus d'andésites). Ils sont couronnés par un nouvel épisode à dominante marno-micacée. On ne connaît pas de wildflysch dans cette unité: tout au plus localement du flysch dissocié. Mais il faut noter que la série est tronquée par le contact basal de la klippe de Sulens. L'épaisseur maximum visible de ce flysch est ainsi réduite à 200 m.

Les brèches signalées au sein des marnes à globigérines n'ont qu'une importance restreinte au niveau du col des Portettes et au Sud de ce dernier (fig. 3 et 4). Au Nord du col elles se développent par contre beaucoup, jusqu'à la limite tectonique de l'unité, oblitérant presque totalement la séquence marneuse qui les contient. L'augmentation concerne non seulement le volume total des brèches, mais aussi la taille des éléments : au pied de la Goenne les blocs deviennent décamétriques. Les éléments sont purement locaux, directement issus de la destruction de la série sous-jacente: calcaires à nummulites, calcaires du Crétacé supérieur, Urgonien, grès du "Gault". Les brèches s'appuient sur les calcaires priaboniens et sont surmontées brutalement par la série gréso-pélitique du flysch. L'ensemble de ces caractères en fait des brèches de failles synsédimentaires dont le jeu brutal a provoqué et accompagné la subsidence du bassin nummulitique. Elles sont ainsi le témoin local de la subsidence tectonique du bassin après le dépôt des calcaires nummulitiques (Doudoux et Tardy, 1986).

Des brèches analogues ont été décrites également dans l'unité des Bornes externes par Charollais et al. (1980) et dans le massif voisin des Bauges (Martini, 1970 ; Doudoux et Colletta, 1975) en position équivalente vers le sommet des marnes à foraminifères ou la base des marnes à Meletta.

III. CONCLUSION : PLACE DU DÉTRITISME PALÉOGÈNE DU MASSIF SUBALPIN DES BORNES DANS SON CADRE GÉODYNAMIQUE.

Dans les trois grandes unités structurales delphino-helvétiques du massif des Bornes, les séries paléogènes post-lutétiennes mentionnées possèdent, malgré des traits communs, une diversité qui permet de les situer relativement dans leur bassin sédimentaire et de reconstituer la dynamique tertiaire de cette aire de dépôt.

A. LES CARACTERES LITHOSTRATIGRAPHIQUES MAJEURS (fig. 5).

Dans toutes les unités delphino-helvétiques du massif des Bornes, le Paléogène post-lutétien se présente sous la forme de la classique trilogie nummulitique, comprenant de bas en haut :

- des calcaires de plate-forme transgressifs sur un substratum structuré à l'Eocène par le jeu de failles (Pairis, 1975 ; Pairis et Pairis, 1975). La transgression est plus précoce (Bartonien ; Rivano G., 1978) dans l'unité la plus interne et la base de la formation présente par endroits, des niveaux détritiques gréseux ;

- des marnes d'abord à foraminifères planctoniques traduisant un brusque approfondissement du bassin à la limite Priabonien-Oligocène. Le processus de subsidence est certainement tectonique ; en témoignent les brèches du Charvin envahissant localement (pied d'escarpement de faille synsédimentaire) les marnes à foraminifères. Dans l'unité des Bornes externes les faciès marneux sont nettement plus épais ; on note alors la présence d'un fort détritisme micacé dans leur partie supérieure à écailles de poissons. Cette dernière est de ce fait probablement contemporaine de la base des flyschs marno-micacés des deux autres unités plus internes. Dans l'unité des Bornes externes le membre à Meletta de ces marnes est daté de l'Oligocène inférieur ;

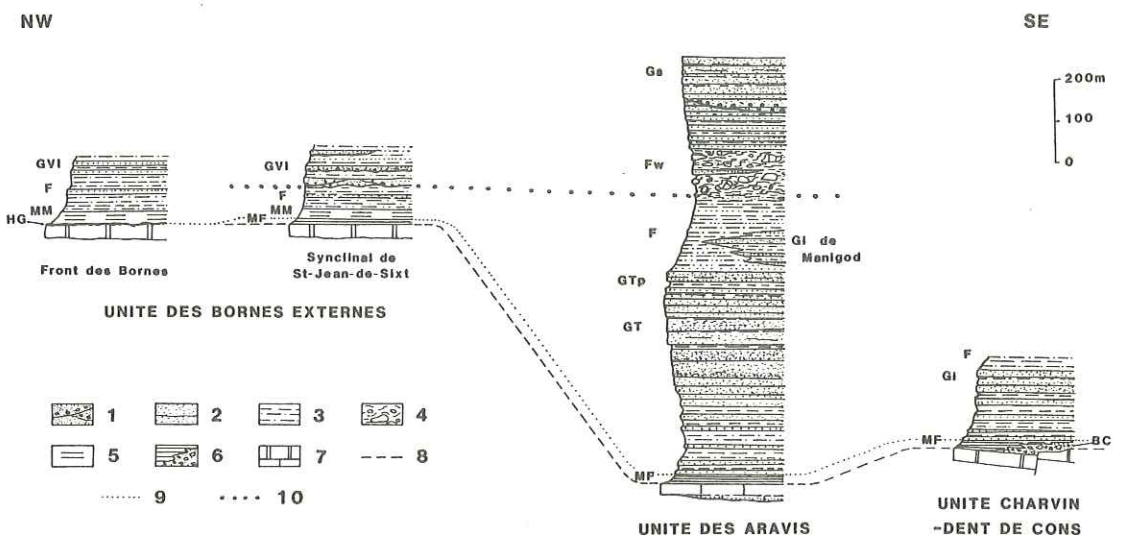


Fig. 5 : Colonnes lithostratigraphiques synthétiques des séries paléogènes présentes dans les grandes unités tectoniques du massif des Bornes.

1 : Grès conglomératiques chenalisés ; 2 : Grès ; 3 : Flysch marno-micacé (F) ; 4 : Wildflysch (Fw) ; 5 : Marnes à Meletta (MM) ; 6 : Marnes à foraminifères (MF) localement envahies par les Brèches du Charvin (BC) ; 7 : Nummulitique calcaire ; 8 : limite Priabonien-Oligocène ; 9 : arrivée du détritisme gréseux et/ou micacé ; 10 : arrivée du détritisme exotique dont éléments diabasiques ; H.G. : hard-ground.

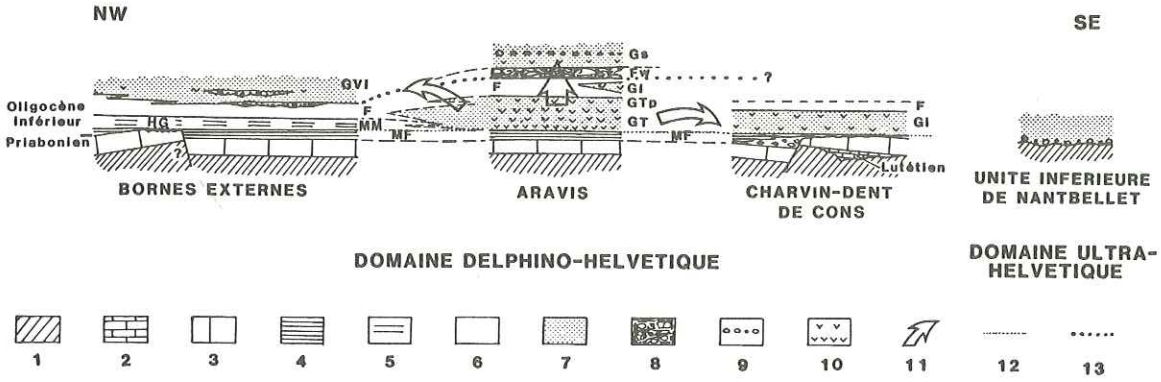


Fig. 6 : Schéma résumant les caractéristiques sédimentaires des parties du bassin nummulitique représentées dans les unités du massif subalpin des Bornes.

1 : substratum mésozoïque des domaines delphino-helvétiques et ultra-helvétiques ; 2 : calcaires lutétiens ; 3 : calcaires du Bartonien et/ou du Priabonien ; 4 : Marnes à foraminifères (MF) ; 5 : Marnes à Meletta (MM); 6 : Flysch marno-micacé (F) ; 7 : formations gréseuses du flysch (GT : Grès de Taveyannaz ; GTp : Grès de Taveyannaz pauvres ; Gi : Grès intermédiaires ; Gs : Grès sommitaux ; GVI : Grès du Val d'Illiez) ; 8 : Wildflysch (FW) ; 9 : niveaux conglomératiques ; 10 : volcano-détritisme andésitique (la densité des v est représentative des différentes teneurs en éléments volcaniques) ; 11 : flèches indiquant les teneurs décroissantes en volcano détritisme andésitique ; 12 : arrivée du détritisme micacé ; 13 : arrivée du détritisme ultra (en particulier diabasique).

- des flyschs ayant toujours le même fond sédimentaire marno-micacé dans les trois unités. Leur série n'est visible complètement que dans l'unité des Aravis où, entre des formations gréseuses inférieures (Grès de Taveyannaz) et supérieures (Grès du Danay et de la Duche), elle possède un flysch micacé le plus souvent pélitique à niveaux dissociés avec un ou deux membres de wildflysch.

En ce qui concerne l'apparition des niveaux gréseux à la base du flysch, on notera que celle-ci se fait sur les marnes à foraminifères dans les deux unités internes, alors que dans l'unité des Bornes externes elle se produit au-dessus des marnes à Meletta à lits micacés. Il est ainsi probable qu'en fonction de la progradation du détritisme dans le bassin, les grès se déposent plus tardivement dans la partie externe : les micas flottés présents dans les marnes à Meletta sont les marqueurs du dépôt contemporain des premiers grès du flysch dans les parties plus internes (fig.5).

En ce qui concerne le volcano-détritisme andésitique (fig. 6), on notera sa prépondérance dans l'unité des Aravis si bien que, pour un intervalle de temps donné, la teneur en éléments andésitiques est maximale dans les grès du flysch des Aravis et plus faible dans les grès plus internes (du Charvin-Dent de Cons) et plus externes (Bornes externes). On notera également que dans le flysch des Aravis où la série est la plus complète, la teneur en andésites est maximale à la base (Grès de Taveyannaz typiques puis Grès de Taveyannaz pauvres) pour diminuer ensuite progressivement jusqu'à des teneurs faibles dans les Grès sommitaux. On comprend ainsi que Grès sommitaux du Danay et de la Duche dans l'unité des Aravis et Grès du Val d'Illiez des Bornes externes ont des teneurs faibles en éléments andésitiques, voisines. Cette classification spatiale et temporelle du volcano-détritisme andésitique est bien en faveur d'émissions volcaniques in situ dans le domaine Aravis du bassin du flysch.

Quant au détritisme diabasique, son apparition est tardive, toujours postérieure à l'apparition du détritisme micacé. Il est caractérisé dans les niveaux conglomératiques des Grès du Val d'Illiez de l'unité externe (synclinal de Saint-Jean-de-Sixt) et dans les niveaux gréseux surmontant les membres de wildflysch à blocs exotiques dans l'unité des Aravis.

B. LE CADRE GEODYNAMIQUE.

L'évolution sédimentaire marine post-lutétienne des Bornes et plus généralement du bassin paléogène delphino-helvétique est contrôlée par la géodynamique du domaine externe alpin.

Une tectonique de failles actives génératrice localement de brèches synsédimentaires (brèches du Charvin) est enregistrée à la limite Priabonien-Oligocène. C'est elle qui est à l'origine de la brusque subsidence de la plate-forme carbonatée entraînant corrélativement le changement de type de dépôt : calcaires de plate-forme puis marnes pélagiques.

L'apparition des flyschs marno-micacés dans les parties internes et plus généralement l'apparition du détritisme micacé dans l'ensemble du bassin durant l'Oligocène inférieur, sont les témoins sédimentaires d'une orogenèse débutant en dehors du bassin, dans les zones alpines plus internes. Dans la partie "moyenne" (Aravis) du bassin se manifeste un volcanisme très probablement in situ, phréato-magmatique (Vitally, 1980) de nature andésitique. Ses caractéristiques sont celles d'un magmatisme orogénique. Il peut de ce fait être le marqueur volcanique d'une subduction continentale frontale engageant dès cette époque l'avant-pays jurassien peu ou pas déformé sous le substratum du domaine delphino-helvétique (c'est-à-dire sous Belledonne) selon un modèle souvent proposé (Ménard et Thouvenot, 1984 ; Mattauer et al., 1987). Cette activité volcanique cesse avec l'arrivée des nappes internes précédées de leurs olistolithes (wildflysch) et la structuration du domaine delphino-helvétique en trois unités charriées sur les molasses rouges du domaine jurassien dès l'Oligocène moyen (?).

REFERENCES CITEES

Caron C., Charollais J. et Rosset J. (1967) - Eléments autochtones du soubassement des klippes des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). Trav. lab. géol. Univ. Grenoble, 43, p. 47 - 62

Chaplet M., Doudoux B., Mercier de Lépinay B. et Tardy M. (1986) - Lithostratigraphie de la série paléogène à Grès de Taveyannaz de la chaîne des Aravis (Massif subalpin des Bornes). 11ème R.A.S.T, Clermont-Ferrand, Soc. géol. France, édit. Paris, p. 33.

Charollais J., Hochuli P.A., Oertli H.J., Perch-Nielsen K., Toumarkine M., Rögl F. et Pairis J.L. (1980) - Les Marnes à Foraminifères et les Schistes à Meletta des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). Eclogae geol. Helv., vol. 73/1, p. 9 - 69.

Charollais J., Manivit H., Moullade M., Rosset J. et Toumarkine M. (1975) - Sur les transgressions éocènes de la nappe inférieure de la klippe de Sulens (Haute-Savoie, France). Géol. alpine. (Grenoble) 51, p. 35 - 40.

Charollais J. et Rosset J. (1965) - Observations sur les séries marno-micacées du synclinal du Reposoir (Haute-Savoie). Bull. Soc. géol. France. (7), 7, p. 64-79.

Charollais J. et Wellhaeuser F. (1962) - Contribution à l'étude des Marnes à foraminifères des chaînes subalpines (Haute-Savoie, France). Bull. Ver. Schweiz. Petroleum Geol., u. Ing. 29/76, p. 21 - 38.

Didier J. et Lameyre J. (1978) - Les brèches volcaniques du Merdassier, élément nouveau dans le débat sur l'origine des Grès de Taveyanne. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 286, p. 583 - 585.

Doudoux B., Mercier de Lépinay G. et Tardy M. (1982) - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. C.R. Acad. Sc. Paris, t.295, Série II, p. 63 - 68.

Doudoux B. et Colletta B. (1975) - Le synclinal Charbon-Trélod (Massif des Bauges, Savoie). Ann. Centre Univ. Savoie, t. II, Sc. Nat., p. 69 - 93.

Doudoux B. et Tardy M. (1986) - Les brèches du Charvin (massif subalpin des Bornes): un marqueur de la subsidence tectonique priabonienne du bassin nummulitique. 11ème R.A.S.T.Clermont-Ferrand, Soc. géol. France, édit. Paris, p. 54.

Giraud J.D. (1983) - L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales, pétrologie, volcanologie et déodynamique. Thèse de Doctorat d'état. Univ. de Nice. 485 p. (inédit).

Lépinay B. de (1981) - Etude géologique de la région des Gets et de Samoëns (Haute-Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gets) et les unités delphino-helvétiques. Thèse de 3ème cycle. Univ. P. et M. Curie, Paris, 217 p.

Martini J. (1968) - Note sur la migration du géosynclinal subalpin savoyard à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène. C.R. des Séances SPHN Genève, N.S., vol.3, fasc. 2, p. 79 - 89.

Martini J. (1970) - Contribution à l'étude de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie. Arch. Sc. Genève, vol. 23, fasc. 1, p. 197 - 276.

Mattauer M., Malavieille J. et Monié P. (1987) - Une coupe lithosphérique des Alpes occidentales dans l'hypothèse où Sesia n'est pas d'origine sud-alpine. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 304, Série II, n° 1, p. 43 - 48.

Ménard G. et Thouvenod F. (1984) - Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrée. Bull. Soc. géol. France, 7, p. 875 - 884..

Moret L. (1934) - Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). Mém. Soc. géol. France (n.s.) 22.

Pairis B. (1975) - Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du Massif de Platé (Haute-Savoie). Thèse Doctorat 3ème cycle, Univ. Sc. Méd. Grenoble, 151 p.

Pairis B. et Pairis J.L. (1975) - Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé (Haute-Savoie). Géol. alpine, t. 51, p. 83 - 127.

Rivano G.S. (1978) - Contribution à l'étude géologique du Sud-Est du massif des Bornes: la partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le Col des Aravis et la cluse Faverges-Ugine (Haute-Savoie, France). Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris, 195 p.

Rosset J. (1957) - Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). Bull. Serv. Carte géol. France, 53/247, p. 341 - 487.

Rosset J., Charollais J., Gérard J. et Lacoste M. (1971) - Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). Géol. alpine., (Grenoble) 47, p. 223 - 231.

Rosset J., Charollais J., Toumarkine M., Manivit H., Chateauneuf J.J. et Schaub H. (1976) - Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Eclogae geol. Helv., vol. 69/2; p. 359 - 402.

Sawatzki G. (1972) - Etude pétrographique du flysch du synclinal de Thônes, Haute-Savoie, France (Note préliminaire). Cr. Soc. Phys. Hist. nat. Genève (n.s.) 7/2-3, p. 58 - 66;

Sawatzki G. (1975) - Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Grès de Taveyanne et Grès du Val d'Illiez. Arch. Sci. (Genève) 28/3, p. 265 - 368.

Tardy M. et Doudoux B. (1984) - Structure de la partie sud du massif subalpin des Bornes. Arguments en faveur de son allochtonie générale. G.P.F. 1 - thème 5, Coll. nat. Paris, Documents du B.R.G.M, n° 81-5, p. 1-9.

Tardy M. et Doudoux B. (1984) - Un trait nouveau du synclinal de nappes de Thônes (Massif des Bornes, Haute-Savoie) : le chevauchement cisaillant de la montagne de Cotagne. Géol. alpine. (Grenoble), t. 60, p. 77 - 84.

Vitally G. (1980) - Etude géologique de deux manifestations du volcanisme paléogène des Alpes franco-italiennes : les Grès de Taveyannaz et les Porphyres de Biella, Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Univ. de Bretagne occidentale, Brest, 184 p.

Vuagnat M. (1952) - Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du flysch nordhelvétique. Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 97.

Weidmann M. (1985) - Géologie des Pléiades. Bull. géol. Lausanne (Suisse), n° 280, p. 195 - 204.

Weidmann M., Homewood P. et Fasel J.M. (1982) - Sur les terrains subalpins et le wildflysch entre Bulle et Montreux. Bull. géol. Lausanne (Suisse), n° 266, p. 151 - 183.

CONTROLE TECTONIQUE DE LA SEDIMENTATION PALEOGENE SUR LE BORD MERIDIONAL DU MASSIF DE L'ARGENTERA (ALPES MARITIMES).

par **Pierre GUARDIA*** et **Jean-Pierre IVALDI***

RESUME. - Dans les Alpes maritimes, l'établissement de cartes de paléofaciès régionales et l'analyse lithostratigraphique et structurale détaillée de la bordure méridionale du massif cristallin externe de l'Argentera montrent que la transgression marine et la sédimentation détritique paléogènes ont été guidées par le jeu de linéaments orientés N90°E et N140°E. Après avoir contrôlé le morcellement et la subsidence différentielle de la plate-forme carbonatée, ainsi que l'installation des lithofaciès marneux puis gréseux, le fonctionnement de ces accidents a déterminé l'apparition de plis précoces anté-schisteux dans la couverture du massif cristallin. Le jeu synsédimentaire décrochant des linéaments E-W au cours de la période paléogène est un phénomène d'extension régionale qui intéresse l'ensemble du domaine externe des Alpes sud-occidentales. Celui de coulissements N140°E explique la mise en place de cordillères de socle médio-alpines et la progression des nappes du Flysch à Helminthoïdes le long de la limite séparant les domaines externe et briançonnais, ainsi que la participation de ces zones nourricières au comblement du bassin nummulitique des Alpes maritimes.

ABSTRACT. - Paleofacies regional maps drawn up for the Paleogene period in the Maritime Alps, associated with a lithostratigraphical and structural analysis of the Argentera Massif sedimentary south margin, show that the marine nummulitic transgression and sedimentation were directed by N90°E and N140°E lineaments. The synsedimentary moving of these lineaments has directed successively the break and subsidence of the carbonated basin floor, the deposit of marls and sandstones, then an early folding of the sedimentary slipped cover of the crystalline external Massif. The synsedimentary moving of N90°E strike-slip lineaments extended the whole external south-western alpine zone. The Paleogene moving of N140°E lineaments explains the setting of mid-alpine cordillera basements up to be abraded during the Paleogene and the displacement of the overthrust nappes of the Helminthoïdes Flysch, so the contribution of these two areas as drifts sources of the nummulitic sedimentary basin from the Maritime Alps.

I - INTRODUCTION.

L'analyse des déformations du tégument carbonifère et permo-triasique de l'Argentera révèle l'existence de deux épisodes de plissements synschisteux d'âge alpin, séparés par un stade de flexuration sur le bord méridional du massif cristallin (P. GUARDIA et J.-P. IVALDI, 1985). Dans le bassin paléogène des Alpes maritimes l'hétérochronie des lithofaciès du Nummulitique a par ailleurs été démontrée. L'établissement de cartes de paléofaciès régionales pour cette période et l'analyse lithostratigraphique et structurale détaillée de terrain permettent de corréler les effets de la tectogenèse profonde avec les phénomènes sédimentaires et tectoniques de surface.

*CRGM, Université de Nice, 06034 Nice cedex. Recherche financée par le Conseil Général des Alpes-Maritimes.

II - LES CARTES DES PALEOFACIES DU NUMMULITIQUE.

La région étudiée correspond à la partie sud-orientale du domaine marin externe au Paléogène dans les Alpes maritimes. Dans ce domaine, on admet classiquement depuis J. BOUSSAC (1912) que la transgression nummulitique s'effectue d'Est en Ouest. La stratigraphie des formations paléogènes a successivement été affinée par M. MAINGUY (1938), P. FALLOT et A. FAURE-MURET (1947), A. FAURE-MURET et P. FALLOT (1949), A. FAURE-MURET *et al.* (1954), M. LANTEAUME (1968), C. KERCKHOVE (1969), J. BODELLE (1971), R. CAMPREDON (1972), C. MULLER *in* : M. CREMER et C. RAVENNE (1981) et I. INGLIS *et al.* (1981). L'ensemble des datations a été rapporté à l'échelle biostratigraphique de A. BLONDEAU *et al.* (1968) basée sur la succession des macro-Foraminifères. L'attribution des biozones aux divers étages a été faite en suivant le découpage adopté pour le Paléogène par Cl. CAVELIER et Ch. POMEROL (1986). Grâce à ces données, il est désormais possible de suivre, à l'échelle régionale, la progression de la transgression ainsi que l'évolution temporo-spatiale des différents lithofaciès paléogènes.

Cinq cartes de paléofaciès ont été établies pour l'intervalle de temps compris entre l'Eocène moyen et l'Oligocène inférieur (*cf.*, figure). La transgression paléogène débute au cours du Lutétien supérieur (biozone A) dans le Subbriançonnais et le domaine externe. La mer recouvre un substratum irrégulièrement érodé et ré-utilise, au début, dans le domaine externe, les zones basses où le Maestrichtien est conservé : elle installe une plate-forme carbonatée dans les hautes vallées du Var et du Verdon ainsi qu'au Sud du futur ensemble Argentera-Barrot. La plate-forme établie à l'Est, dans cette dernière région, se prolonge vers l'Ouest par un étroit bras de mer localisé entre le futur dôme de Barrot et le Cheiron : dans la partie sud des synclinaux du Tournairet et des Quatres-Cantons, les associations de Nummulites appartiennent à la biozone A (R. CAMPREDON, 1972), tandis que dans la partie nord du massif du Tournairet (M. MAINGUY, 1938 ; A. FAURE-MURET et P. FALLOT, 1949) et dans les synclinaux paléogènes chevauchés par l'écaille du Vial (J. BODELLE, 1971), les associations de Nummulites caractérisent plutôt la biozone B. Sur la plate-forme, la sédimentation carbonatée est fréquemment détritique. Elle est sableuse, grossière au Sud, plus fine au Nord, mêlée à des poudingues à éléments de roches endogènes vers l'Est. L'abondance des roches volcaniques acides est remarquable parmi ces éléments. Le dépôt de ces poudingues est hétérochrone. Il débute au cours de la biozone A dans le Subbriançonnais tendasque et dans le domaine externe de la région de La Brigue ; il se poursuit au cours de la biozone B dans le Subbriançonnais de l'Ubaye et dans le domaine externe de la bordure méridionale de l'Argentera. Leur origine est orientale et doit être recherchée dans des cordillères en position médio-alpine, c'est-à-dire situées à la limite des domaines externe et interne, surtout actives lors de la sédimentation du Paléogène subbriançonnais de la région tendasque et de l'Embrunais-Ubaye, mais dont les influences dans le domaine externe atteindront le Champsaur oriental, vers le Nord, plus tardivement. A la fin du Lutétien supérieur, la sédimentation carbonatée de plate-forme laisse la place à une sédimentation marneuse au Sud-Est des Alpes maritimes.

Au cours du Bartonien (biozone B) et du Priabonien (biozone C), alors que la transgression se développe largement vers l'Ouest, la zone basse située au Sud du futur dôme de Barrot piège successivement des sédiments détritiques fins et grossiers au milieu de calcaires, puis de marnes. Par rapport à cette zone basse, le bord méridional de l'ensemble Argentera-Barrot constitue une zone haute relative pendant tout le Paléogène. Vers l'Ouest s'installe, à la même latitude, dans la région de Castellane, dès le début de la biozone C, un cône détritique littoral. La partie méridionale et centrale du bassin reçoit, dès le Priabonien, des matériaux terrigènes grossiers renfermant un cortège varié de roches endogènes particulièrement bien représenté à Menton, Contes, Saint-Antonin et Argenton près d'Annot.

A l'Oligocène inférieur, la sédimentation détritique grossière envahit la majeure partie du bassin dont la marge méridionale reste orientée E-W. Un épisode volcanique calco-alcalin se développe dans la région de Saint-Antonin, au Sud d'une zone haute probable où se poursuit temporairement la sédimentation marneuse. Sur la marge interne du bassin se déposent successivement un flysch dilacéré, puis un olistostrome alimenté par les nappes. La sédimentation de ce matériel a pu débuter au Sud-Est dès le Priabonien supérieur.

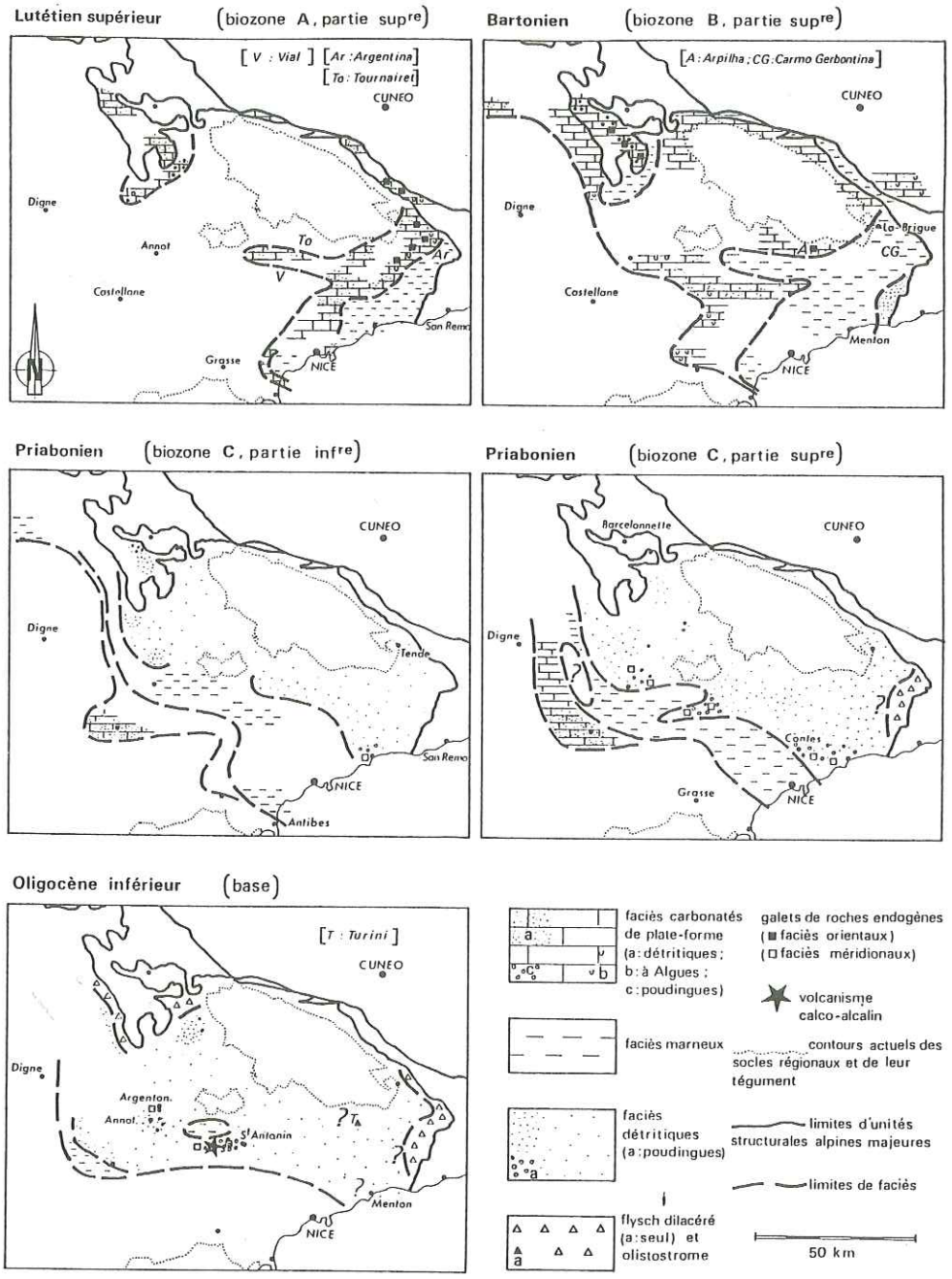


Figure - Cartes de paléofaciès du Nummulitique des Alpes maritimes

Le bras de mer, installé dès le Lutétien supérieur entre le dôme de Barrot et le Cheiron, recouvre une région structurée et fortement érodée. Cette zone mobile, bordée par une zone haute relative pendant tout le Paléogène, est héritée, le rôle des directions E-W, relayées par des directions N140°E et subméridiennes, étant établi pour la période permienne et l'ère mésozoïque.

III - LA TECTOGENESE SYNSEDIMENTAIRE PALEOGENE.

Le jeu paléogène des linéaments régionaux E-W, mis en évidence grâce aux cartes de paléofaciès, se marque également par des perturbations locales de la sédimentation ; il peut être corrélé avec l'existence d'une déformation précoce alpine.

1. Les arguments lithostratigraphiques.

L'analyse lithostratigraphique détaillée montre la présence de variations latérales de faciès et d'épaisseurs rapides au sein des formations paléogènes des Alpes maritimes. Au Sud de l'Argentera, sur le flanc nord du synclinal E-W de Turini, entre La Bollène-Vésubie et la baisse de l'*Arpilha* existe une zone à sédimentation paléogène réduite (J.-P. IVALDI et P. GUARDIA, 1986). La formation à *Microcodium* développée sur plusieurs mètres à l'Ouest disparaît vers le Nord-Est. Les calcaires à Nummulites bartoniens et les calcschistes subissent parallèlement une importante réduction d'épaisseur ; cette dernière formation, à biseaux sédimentaires visibles, s'enrichit en matériel détritique quartzeux fin. Au Sud, le complexe détritique terminal, épais d'au moins mille mètres, présente une grande diversité de faciès avec, en particulier, des indices d'auto-remaniements marqués par l'apparition d'un flysch dilacéré sommital remobilisant également les calcschistes sous-jacents. Le flysch dilacéré se retrouve systématiquement au voisinage des zones internes dans la région de La Brigue et de Tende où il se complète par un véritable olistostrome remaniant, entre autres éléments, des blocs hétérométriques de calcaires à Helminthoïdes bien visibles dans le vallon de l'*Estròp*/Stroup près de La Brigue (X=1027,40 ; Y=3213,70). Un dispositif sédimentaire semblable a été décrit par I. INGLIS *et al.* (1981) entre la haute vallée du Verdon et le Restefond. Les phénomènes d'auto-remaniements ne sont pas limités à la partie supérieure de la formation détritique. Ils sont signalés par R. CAMPREDON (1972) dans les calcschistes du Lutétien supérieur de la haute vallée de l'*Argentina*, en Italie.

2. Les arguments structuraux.

La zone haute de l'*Arpilha* se situe dans le prolongement du bord nord de la zone mobile sur laquelle s'installe le bras de mer lutétien entre le Barrot et le Cheiron. Elle correspond à un linéament E-W, jouant en décrochement, à l'aplomb duquel débutera la flexuration du bord méridional de l'Argentera au cours de la déformation alpine schistogène (J.-P. IVALDI et P. GUARDIA, 1986). Ce linéament trouve son équivalent vers l'Est, au Sud des affleurements de calcschistes à traces d'auto-remaniements de la vallée de l'*Argentina* : un couloir de décrochement E-W pluri-kilométrique découpe la couverture à la latitude du *Carmo Gerbontina*. La transgression nummulitique apparaît donc guidée par le jeu de linéaments E-W dans le domaine externe, au Sud de l'Argentera et du Barrot. Une structuration précoce similaire affecte la région des hautes vallées du Verdon et du Var (I. INGLIS *et al.*, 1981).

Dans le socle de l'Argentera et son tégument les linéaments E-W jouent, pendant la tectogenèse alpine, en chevauchements à vergence sud, alors que les linéaments N140°E fonctionnent en décrochements dextres (P. GUARDIA et J.-P. IVALDI, 1985).

Le jeu de ces deux familles de linéaments contrôle la répartition spatiale et l'évolution temporelle de la déformation progressive du socle cristallin externe et de sa couverture. Dans la couverture, les premiers stades de la déformation progressive engendrent des plis antéschisteux synchrones du premier épisode de schistogenèse dans le tégument. Ce plissement précoce peut être corrélé avec la tectonique synsédimentaire dans le bassin paléogène. Le fonctionnement de la flexure bordière de l'Argentera, qui accompagne la première schistogenèse, permet d'expliquer la subsidence relative du bassin paléogène à Turini.

IV - CONCLUSION.

Dans les Alpes maritimes, la transgression marine et la sédimentation carbonatée et détritique paléogènes ont été contrôlées par le jeu d'une tectonique linéamentaire synsédimentaire. Des directions linéamentaires E-W ont été mises en évidence au Sud du dôme de Barrot et du massif de l'Argentera. Elles influencent également la sédimentation nummulitique dans les hautes vallées du Verdon et du Var et se retrouvent dans l'ensemble du domaine externe des Alpes sud-occidentales. En Ligurie, elles se traduisent par un plus grand développement vers l'Ouest de l'olistostrome sommital, à la latitude du flysch dilacéré de Turini, au Sud du *Carmo Gerbontina* et par un premier débordement des nappes du Flysch à Helminthoïdes. Les mêmes directions expliquent le second débordement des nappes de l'Embrunais-Ubaye, au Nord de l'Argentera. Dans le Paléogène du Champsaur et du Pays des Arves (J.-P. IVALDI, 1980, 1986), les courbes isofactes des paramètres de thermoluminescence, qui traduisent la répartition temporo-spatiale des matériaux détritiques quartzeux dans le bassin sédimentaire, dessinent des structures E-W matérialisant l'orientation de zones basses et celle d'apports transverses.

Les directions linéamentaires E-W sont relayées par des directions N140°E à subméridiennes dans le bassin nummulitique des Alpes maritimes. Un fonctionnement décrochant de ces derniers linéaments, le long de la limite séparant les domaines externe et briançonnais, selon un schéma semblable à celui de P. MAURY et L. E. RICOU (1983), peut expliquer la distribution hétérochrone et géographiquement décalée des éléments roulés de roches volcaniques acides dans le Subbriançonnais et le domaine externe des régions de La Brigue et de l'*Arpilha*. On notera que ce coulissement senestre s'oppose au fonctionnement dextre des linéaments N140°E du socle de l'Argentera.

Un coulissement senestre, le long de cette même limite, est également invoqué par O. MERLE et J.-P. BRUN (1981) lors des premiers déplacements de la nappe du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon. La généralisation de ce mécanisme au Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes permet de concilier les directions dominantes des paléocourants dans les formations détritiques paléogènes avec la permanence, dans la partie interne du bassin, d'apports orientaux d'abord en provenance des cordillères médio-alpines puis des nappes du Flysch. Ces matériaux détritiques d'origine alpine comblent progressivement le bassin concurremment avec les terrigènes issus d'un socle "corso-sarde" ou "ligure" qui prolongeait vers l'Est, jusqu'au Mentonnais, la Provence cristalline (J.-P. IVALDI, 1973).

Le massif cristallin externe de l'Argentera, recouvert par sa couverture sédimentaire, a probablement constitué, dès le début de la transgression paléogène et au cours des différentes étapes de la sédimentation, un haut fond permanent.

On retiendra enfin l'apparition systématique d'un flysch dilacéré à l'approche de la marge interne du bassin paléogène des Alpes maritimes, avant que ne se dépose l'olistostrome sommital. Sa présence traduit une mobilité accrue de cette marge avant l'arrivée des nappes.

BIBLIOGRAPHIE

BLONDEAU A., BODELLE J., CAMPREDON R., LANTEAUME M. et NEUMANN M. (1968). - Répartition stratigraphique des grands Foraminifères de l'Eocène dans les Alpes-Maritimes (franco-italiennes) et les Basses-Alpes. *Mém. B. R. G. M.*, n° 58, p. 13-26.

BODELLE J. (1971). - Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane. Thèse Sciences, Nice, 2 vol., 582 p.

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

CAMPREDON R. (1972). - Les formations paléogènes des Alpes-Maritimes franco-italiennes. Thèse Sciences, Nice, 2 vol., 539 p.

CAVELIER Cl. et POMEROL Ch. (1986). - Stratigraphy of the Paleogene. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, n° 2, p 255-265.

CREMER M. et RAVENNE C. (1981). - Série des "Grès d'Annot". Rapport I. F. P., n° 28915, 51 p.

FALLOT P. et FAURE-MURET A. (1947). - Rapports du Nummulitique avec son substratum dans la région de St-Etienne-de-Tinée (A.-M.). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 224, p. 55-57.

FALLOT P. et FAURE-MURET A. (1947). - Sur le Nummulitique de l'Ouest de St-Etienne-de-Tinée (A.-M.). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 224, p. 132-133.

FAURE-MURET A., ABRARD R. et FALLOT P. (1954). - Observations nouvelles sur le Nummulitique des abords du massif de l'Argentera-Mercantour. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 238, p. 421-423.

FAURE-MURET A. et FALLOT P. (1949). - Feuilles de Saint-Etienne-de-Tinée et Saint-Martin-Vésubie au 50.000e. Observations sur le Nummulitique des abords SO de Saint-Etienne-de-Tinée et du Nord du Tournairet. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLVII, n° 226, p. 119-131.

GUARDIA P. et IVALDI J.-P. (1985). - Les déformations schistogènes du tégument de l'Argentera (Alpes-Maritimes) : description, genèse et chronologie relative dans le cadre géodynamique des Alpes sud-occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. I, n° 3, p 353-362.

INGLIS I., LEPVRAUD A., MOUSSET E., SALIM A. et VIALLY R. (1981). - Etude sédimentologique des Grès d'Annot (Région de Colmars-les-Alpes et du col de la Cayolle). Rapport I. F. P., n° 29765, 169 p.

IVALDI J.-P. (1973). - Contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries "Grès d'Annot". Origines du matériel détritique. Conséquences paléogéographiques. Thèse 3e cycle, 162 p., Nice.

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. XXII, fasc. 2, p.109-121.

IVALDI J.-P. (1986). - Le Paléogène détritique marin du Pays des Arves (Savoie) : analyse par thermoluminescence et paléogéographie. Colloque A. G. S. E. "Le détritisme du Sud-Est de la France", Grenoble.

IVALDI J.-P. et GUARDIA P. (1986). - Déformation paléogène précoce de la couverture sud-orientale du massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes, France). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 303, sér. II, n°17, p. 1605-1610.

KERCKHOVE C. (1969). - La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géol. Alpine*, t. 45, p. 5-204.

LANTEAUME M. (1968). - Contribution à l'étude géologique des Alpes maritimes franco-italiennes. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 405 p.

MAINGUY M. (1938). - La transgression nummulitique à l'Ouest du Mercantour. *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. VII, p. 401-418.

MAURY P. et RICOU L.-E. (1983). - Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 24, fasc. 1, p. 3-22.

MERLE O. et BRUN J.-P. (1981). - La déformation polyphasée de la Nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes) : un résultat de la déformation progressive associée à une translation non rectiligne. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 292, sér. II, p. 343-346.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13, 1987

LES CARACTERES DU DETRITISME PALEOGENE AUX ABORDS DU MASSIF DU PELVOUX (ALPES EXTERNES MERIDIONALES)

par Alexandre LAMI", Pierre FABRE", Jean-Louis PAIRIS"" et Maurice GIDON"".

RESUME. - Aux abords du Pelvoux, la sédimentation tertiaire montre des apports détritiques importants. La nature et la répartition du flux terrigène sont contrôlées par la nature du substratum qui subit la transgression nummulitique ainsi que par le jeu d'accidents synsédimentaires. Partout, la base de la série, ainsi que son couronnement par les couches détritiques terminales (Grès de Saint-Disdier ; Grès du Champsaur et Olistostrome) attestent de ce détritisme. Néanmoins le SE et l'E du Pelvoux montrent souvent un détritisme plus important, soit que la totalité de la série -ou presque- se trouve représentée par les seuls Grès du Champsaur, soit que le détritisme grossier (à olistolites souvent) envahisse la série paléogène sur pratiquement toute sa hauteur.

ABSTRACT. - Near the Pelvoux massif (External zone of the Southern Alps of Fance), the Paleogene sedimentation shows important detrital supplies. The nature and the distribution of the detrital inflow were controlled by the nature of the substratum submerged by the marine trangression. Everywhere, the series basis and its upper part(Grès de Saint-Disdier in the Dévoluy area; Grès du Champsaur and Uppermost Olistostrome in the Champsaur and the E and SE Pelvoux areas) show important detritism.Nevertheless, the Eastern Pelvoux area shows more important détrital inflows, either the whole Tertiary sédimentation is more or less only represented by the Grès du Champsaur, or the detrital inflow invades the whole Paleogene series.

1) INTRODUCTION

La série nummulitique du domaine alpin externe méridional affleure aux abords du Pelvoux en un large croissant ouvert en direction du nord, qui enserre le massif cristallin (fig. 1). Du col du Lautaret, par la Vallouise jusqu'au Champsaur, elle adhère le plus souvent au socle antétriasique. Plus à l'ouest, en Gapençais occidental, dans les massifs du Dévoluy et de Céüse, elle est séparée du socle par une couverture mésozoïque épaisse.

" Institut DOLOMIEU, 15 rue Maurice-Gignoux
F 38031 GRENOBLE CEDEX.

"" Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble
Unité Associée au C.N.R.S. (UA 69) Géologie Alpine
Institut Dolomieu, 15 rue Maurice-Gignoux F 38031 GRENOBLE CEDEX

Publication n° 696

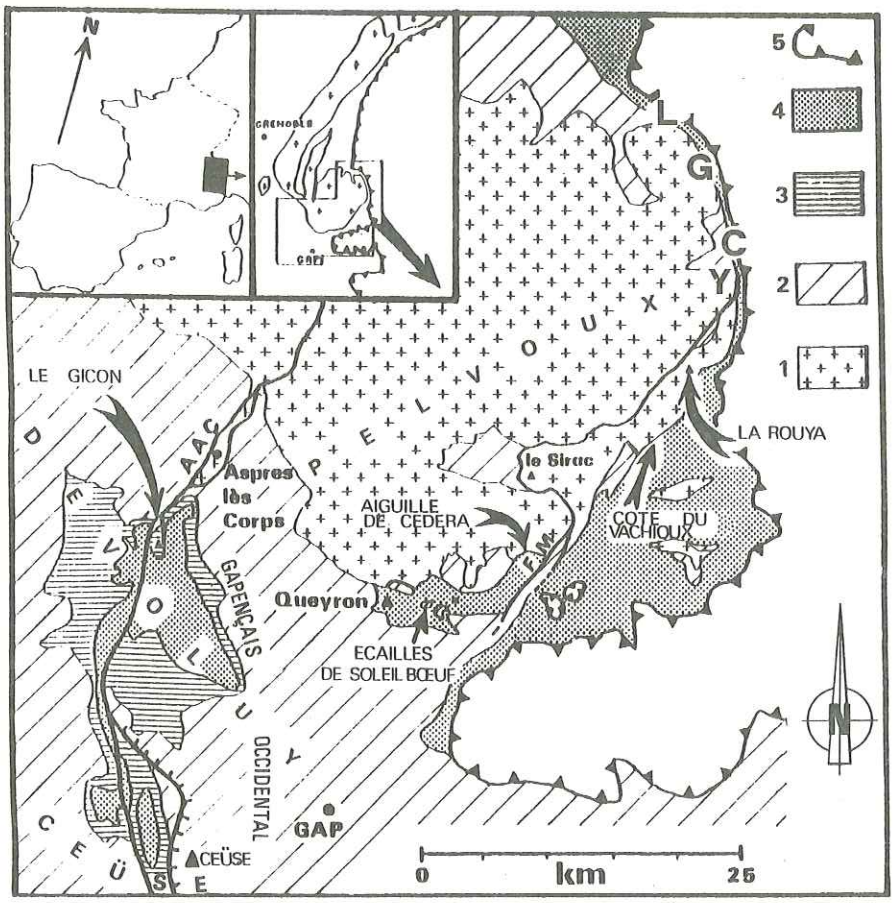


Fig. 1 - Schéma de la répartition des sédiments paléogènes aux abords du Pelvoux.

1. Socle cristallin ; 2. Sédiments triasiques à turoniens ; 3. Calcaires sénoniens (Campanien - Maastrichtien) ; 4. Sédiments paléogènes ; 5. Front pennique.

AAC : Linéament d'Aspres-lès-Corps ; FM : Faille de Méollion.
C : Croix de Cibouit ; G : Rocher de Guerre ; L : Col du Lautaret ;
Y : Rocher de l'Yret.

2. LA SERIE NUMMULITIQUE

De puissance souvent très variable, elle montre des manifestations du détritisme qui sont quelquefois très accusées, et qui éventuellement peuvent se répartir sur toute sa hauteur. Nous avons pu montrer (Fabre et al., 1985) qu'un certain nombre de facteurs ont contrôlé ces apports.

. **La subsidence généralisée** de la bordure orientale de la plate-forme européenne, amorcée dès l'Eocène moyen, permet la progression de la transgression nummulitique vers l'ouest et le développement de variations de faciès à l'échelle régionale. Après les prémices plus ou moins lacustres et/ou lagunaires, voire marines, saumâtres, des Couches infranummulitiques, se déposent successivement une *Assise conglomératique* (sporadique), puis des *Calcaires nummulitiques*, des *Calcaires intermédiaires*, des *Marnes nummulitiques*, et enfin des couches détritiques terminales, succession dans laquelle se voit l'évolution trilogique classique de la sédimentation paléogène du domaine alpin externe.

. **La nature du substratum** sur lequel s'effectue cette transgression contrôle plus précisément les caractères des dépôts de la base de la série. Son influence s'exprime par deux facteurs :

- *La déclivité des paléoreliefs*, qui se manifeste par la plus ou moins grande rapidité des variations latérales de faciès ;

- *La nature du matériel détritique* et l'importance de l'alimentation en débris terrigènes. Ce matériel détritique est localement très abondant et/ou très grossier, et indique alors la présence des zones réceptrices bordières de paléoreliefs.

. **L'activité tectonique synsédimentaire,** crée -ou entretient- les reliefs nourriciers plus ou moins pérennes. C'est essentiellement par ce biais qu'apparaissent les contaminations qui jalonnent souvent, aux divers niveaux de la série, les accidents mis en jeu, mais qui diffusent parfois largement dans le milieu de dépôt.

3. LE GAPENÇAIS OCCIDENTAL

Dans le Gapençais occidental, la base de la série du Paléogène marin est bien développée ; par contre, les couches détritiques terminales, ici les Grès de Saint-Disdier, sont peu épaisses et s'intercalent rapidement de niveaux de molasse rouge continentale.

Les apports détritiques ne masquent pas dans ce secteur les subdivisions de la "Trilogie nummulitique" classique. Seule la base est localement presque entièrement bréchique, dans un secteur bien particulier (NE du massif de Céüse) où l'angle de discordance du Paléogène sur le Néocrétacé, peu marqué d'ordinaire dans ce secteur occidental, atteint des valeurs voisines de 90°. Ce dispositif, dû à la structuration anténummulitique, est à mettre au compte des déformations, par fractures surtout, du Faisceau de Veynes - dont on sait par ailleurs (Gidon & Pairis, 1976) que les accidents les plus orientaux correspondent à l'Accident médian du Dévoluy et se couchent plus au sud pour donner le chevauchement de la nappe de Digne. Les conglomérats de la base du Nummulitique ont par ailleurs une origine locale ; le matériel quartzeux qui les accompagne provient de la reprise de la fraction siliceuse du Crétacé supérieur local (Ivaldi, 1980).

En ce qui concerne le Dévoluy, outre le détritisme grossier des Couches infranummulitiques (Fabre et al., 1985), on ne peut signaler, dans la série subordonnée aux Grès de Saint-Disdier, que les olistolites du Gicon, qui se mettent en place sur la bordure d'une aire subsidente, entretenue par le jeu de la faille de Lucles (elle-même en relation avec le linéament d'Aspres-lès-Corps, Gidon et Pairis, 1976 , Fabre et al., 1985).

4. LE PELVOUX

4 - 1. LE CHAMPSAUR OCCIDENTAL

Le Champsaur, à l'ouest du Drac de Champoléon, se partage en deux zones de faciès différentes, bien caractérisées (fig. 2).

4 - 1.1. **Un secteur méridional et nord-oriental,** dans lequel la transgression s'effectue sur la cuticule sédimentaire qui enveloppe le Cristallin. Il montre, au sud, des Couches infranummulitiques, pratiquement toujours présentes -et bien représentées- avec des conglomérats à éléments locaux intercalés de marnes. Les couches franchement marines qui viennent au-dessus au S (ou qui débutent directement sur le Mésozoïque au NE) sont des Calcaires nummulitiques. Au niveau de

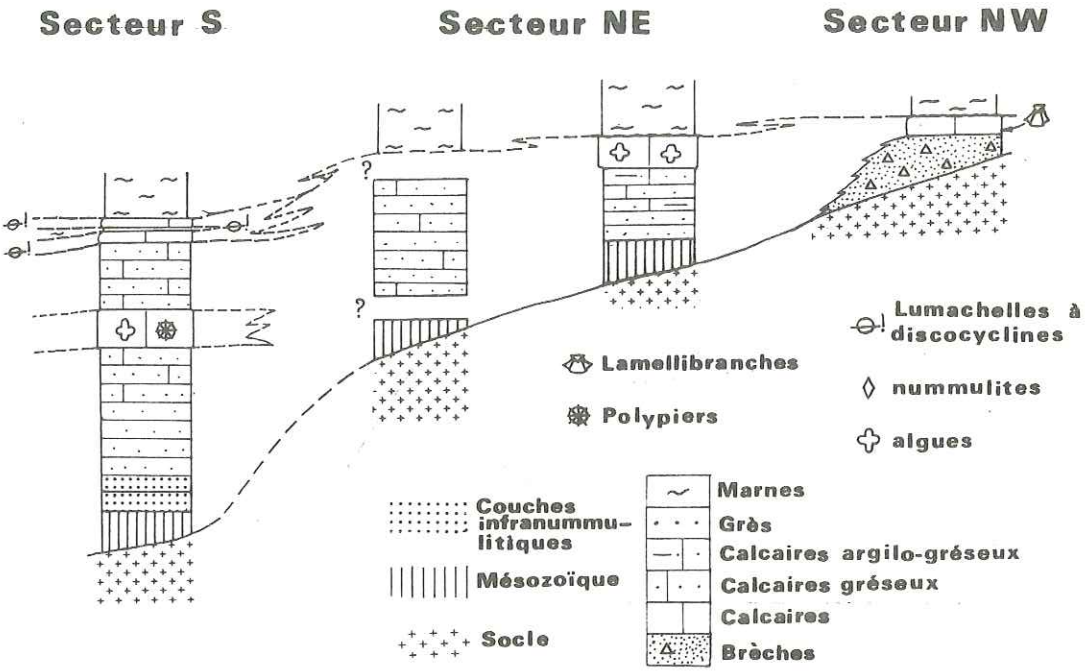


Fig. 2 - Les divers membres des Calcaires nummulitiques dans le Champsaur occidental.

la coupure du Drac de Champoléon, ce sont des calcaires gréseux et des grès calcaires intercalés de marnes gréseuses, pauvres en organismes. Par contre au S, les Calcaires nummulitiques sont sous faciès micritique d'abord, un peu argileux parfois : le détritisme se manifeste alors simplement par une composante gréseuse fine - qui d'ailleurs diminue vers le SE pour disparaître au niveau de la vallée du Drac près de Pont-du-Fossé. Dans ce secteur la sédimentation évolue ensuite vers des horizons plus calcaires, à algues le plus souvent, avant que ce même détritisme fin ne recommence à s'exprimer comme précédement. Avec des lumachelles à discocyclines qui coiffent les calcaires, on passe, au sud, progressivement au détritisme fin des Marnes nummulitiques. Au NE, par contre, le passage aux Marnes est brutal : ces dernières reposent directement sur le toit plus ou moins encroûté des calcaires à algues.

4 - 1.2. **Un secteur nord-occidental** dans lequel la transgression s'effectue directement sur le Cristallin et qui ne montre pas de Couches infranummulitiques. Par contre, une Assise conglomératiques parfois épaisse s'y développe à la base de la série, en un liseré à dominante bréchique qui peut atteindre parfois 10 m de puissance (en particulier dans les affleurements les plus septentrionaux, à l'E du col de Riou Bérou : sur la crête de l'Arche et, un peu plus au S, aux environs de la Cabane communale). Les calcaires nummulitiques qui viennent au-dessus sont des calcaires francs, finement spathiques, à grosses huîtres, d'épaisseur très réduite (1 à 2 m). Un certain détritisme, fin, ne s'installe ici qu'avec le passage aux Marnes nummulitiques, qui d'ailleurs est brutal.

4 - 1.3. **En conclusion**, dans le Champsaur occidental, le détritisme est représenté par des apports locaux dans la base de la série, avec une alimentation connue par ailleurs comme provenant de la zone corticale du Chaillol à l'ouest, et, à l'est, du domaine de Crupillouse et d'un socle situé plus loin dans le NW (Ivaldi, 1980). Il se développe surtout, en fait, après l'épisode des Marnes nummulitiques (qui atteignent tout au plus - et rarement - 70 m d'épaisseur), avec l'apparition des couches détritiques terminales. Il s'agit des Grès du Champsaur qui correspondent à des dépôts de cônes sous-marins en eau profonde (Butin-Kiener et Catalayud, 1983) et sont coiffés d'un olistostrome qui renferme les olistolites de Soleil Boeuf - alias écailles de Soleil Boeuf - (Gidon et Pairis, 1980-1981 ; Fabre et al., 1985). La mise en place de ces unités dans le bassin nummulitique est due à la déformation de la lèvre orientale d'un important faisceau d'accidents (Faisceau de Méollion) qui tronque le sud du Pelvoux (Fabre et al. 1985).

4 - 2. LA BORDURE SE ET E DU PELVOUX

Elle témoigne de pentes plus accusées que partout ailleurs, ainsi que d'une tectonique synsédimentaire très active. Nous avons décrit déjà quelques uns des dispositifs auxquels ont abouti les interférences des facteurs multiples qui contrôlent la sédimentation (Fabre et al., 1985). Il faut retenir dans ces secteurs un abaissement rapide des compartiments orientaux des fractures (le plus souvent N 170 et qui jouent en failles normales) et la dispersion, à partir des lèvres occidentales des accidents qui se désagrègent plus ou moins, de débris divers et autres olistolites dans les parties abaissées.

Dans cette région, la transgression marine est le plus souvent extrêmement rapide : le terme calcareux habituel dans la partie inférieure de la série classique n'atteint qu'un dizaine de mètres de puissance. Il est souvent plus réduit, voire absent. Quant aux Marnes nummulitiques, elles sont parfois elles aussi presque inexistantes et n'atteignent, dans le meilleur des cas, qu'une cinquantaine de mètres d'épaisseur. L'essentiel de la série est représenté, de fait, là aussi, par les couches détritiques terminales qui montrent un grand développement d'un faciès flysch.

Les dépressions paléotopographiques jouent, comme il se doit, comme des pièges à sédiments. Dans le secteur de la Côte du Vachioux par exemple (fig. 1 et 3), on voit se dessiner, entre deux fractures, un tel piège qui s'est développé sur une pente descendante vers le NE et en contrebas de laquelle s'étendait une dépression plus vaste, celle des Grésourières (cette dernière est bien marquée par le développement d'une trentaine de mètres de brèches à éléments cristallins et à nummulites, à la base de la série, et par son remplissage par plus de 500 m de Grès du Champsaur).

Sur la Côte du Vachioux proprement dite, les bordures de la dépression se chargent de débris grossiers. La grosse masse de ces contaminations détritiques latérales n'atteint pas cependant le centre de ce piège à sédiments puisqu'on retrouve, à cet endroit, nettement caractérisée, une succession verticale classique complète.

Par ailleurs, les bancs des Grès du Champsaur qui remplissent la dépression des Grésourières s'appuient, en onlaps nets, directement sur le Cristallin qui monte vers le SW, de telle sorte que les sédiments du Vachioux finissent par être submergés par la partie supérieure de ce flysch. Les rapports géométriques des diverses couches dans tout ce secteur nous inclinent à penser que les dépôts calcaires de la Côte du Vachioux - et leurs contaminations détritiques - sont contemporains du remplissage gréseux de la dépression des Grésourières. La brièveté de l'ensemble de cette sédimentation, l'époque où elle se produit (Priabonien supérieur) - jointe à la grande différence des faciès- ne permet

cependant pas à l'outil micropaléontologique d'en apporter la preuve formelle.

Un autre type de dépôts nummulitiques est représenté en Champsaur oriental (ou Champoléon) en contrebas de l'Aiguille de Cédéra, sur la bordure septentrionale de la dépression de Méollion. Cette dernière s'appuie sur les accidents du Faisceau de Méollion (fig. 1). Cependant le rejeu tardif de ces derniers ne nous permet pas d'affirmer ici que ce sont eux qui sont responsables de la création de cette paléodépression. Néanmoins on trouve dans ce secteur deux pulsations de la transgression paléogènes (fig. 4), avec :

- un premier épisode transgressif qui ne montre rien que de très banal : il amène des brèches minces sur le Cristallin, suivies de Calcaires nummulitiques puis de Marnes nummulitiques ;

- une deuxième pulsation de la transgression, qui entraîne un déplacement rapide des faciès marneux vers le nord, cependant que la base de la série, très détritique, construit, sur une pente nouvellement créée probablement par jeu des fractures, un prisme sédimentaire gréseux à ciment calcaire, lardé de graviers, blocs et olistolites pluridécamétriques de Lias et de Trias. Les produits de ce détritisme cataclysmique ravinent le premier ensemble et s'indentent latéralement dans les Marnes nummulitiques. Plus bas dans la dépression, les arrivées des Grès du Champsaur se manifestent rapidement et finissent par submerger le prisme détritique basal et les calcaires qui le coiffent. Ces grès montrent des slumps nombreux qui attestent de la pérennité des pentes ; ils se chargent dans leur partie haute d'olistolites importants au nombre desquels il faut compter des calcaires à nummulites et discocyclines, qui contaminent la sédimentation gréseuse banale -quoiqu ' ici relativement grossière et à nombreux chenaux- et trahissent ainsi la pérennité de la zone nourricière et sa réactivation.

4 - 3. **En conclusion,** le détritisme se développe localement beaucoup dans la partie basale de la série dans le secteur privilégié des pentes de Cédéra. Partout ailleurs, et nous pouvons renvoyer ici aux exemples déjà décrits de La Rouya (Fabre et al. 1985), du Rocher de l'Yret et du col du Lautaret (Bravard & Gidon, 1979), la sédimentaion détritique est surtout le fait des couches détritiques terminales, comme à la Côte du Vachioux et dans le Champsaur. Rappelons néanmoins que, pour la base de la série tertiaire, J. P. Ivaldi (1980) a pu montrer qu'elle était alimentée en grains de quartz d'origines diverses : en Champoléon et jusqu'à la boutonnière de Dormillouse, cette origine est à rechercher dans le massif de Crupillouse et dans un socle plus lointain situé au NW ; dès le N de Dormillouse et des sources du Drac, la zone nourricière est à rechercher dans le tégument triasique du Pelvoux septentrional et le Combeynot.

Les Grès du Champsaur relèvent de dépôts de cônes sous-marins en eau profonde. Leur matériel provient (Ivaldi, 1980) du Crétacé supérieur subalpin, du Pelvoux (Cristallin et Trias tégumentaire) et des nappes des flyschs à Helminthoïdes. Le plus souvent ces grès renferment une population de grains de quartz différente de celle des couches détritiques inférieure de la série, la modification du type de population intervenant pratiquement toujours à l'intérieur des Calcaires nummulitiques "qui ont la plupart du temps un cortège identique à celui des grès surincombants" (Ivaldi, 1980).

5. CONCLUSION

La série nummulitique présente, aux abords du Pelvoux, des allures parfois singulières, liées à l'interaction de nombreux facteurs, au nombre desquels la tectonique synsédimentaire joue un rôle éminent.

Si le Gapençais occidental et l'ouest du Champsaur ne montrent finalement qu'une série toujours assez proche du type banal, même si la tectonique

synsédimentaire y est parfois active, le SE et l'E du Pelvoux présentent souvent des faciès -que l'on trouvera synthétisés sur la figure 5-, localement très détritiques, dans lesquels la sédimentation paléogène en trois termes s'efface presque complètement et qui par là s'écartent du modéle classique.

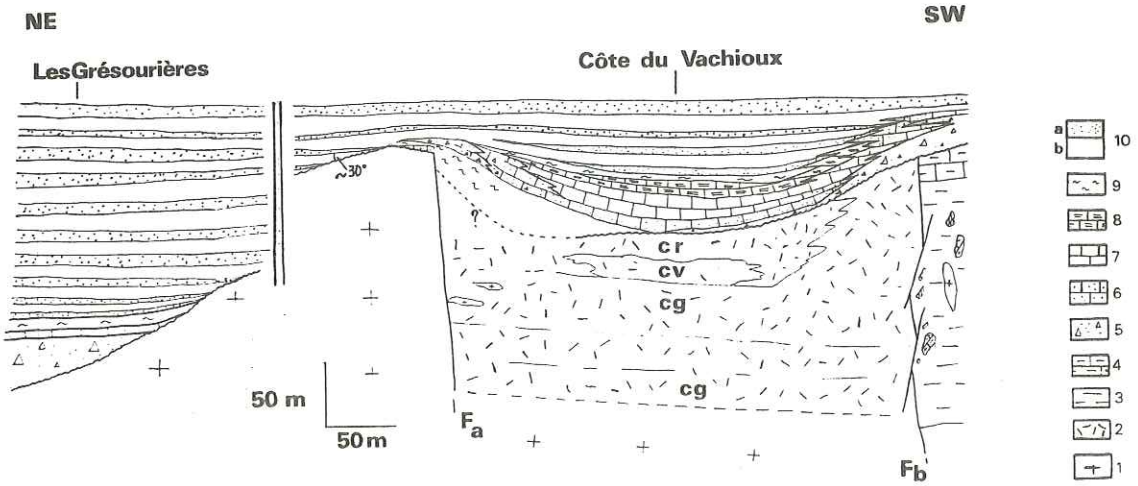


Fig. 3 - Le dispositif sédimentaire de la Côte du Vachioux.

1. Socle cristallin ; 2. Conglomérats antéliasiques ; 3. Mésozoïque argileux; 4. Mésozoïque calcaréo-argileux ; 5. Brèches tertiaires ; 6. Calcaires nummulitiques gréseux ; 7. Nummulitique calcaire ; 8. Calcaires intermédiaires; 9. Marnes nummulitiques ; 10. Grès du Champsaur : a, bancs gréseux ; b, pélites ; cg : conglomérats gris ; cv : conglomérats verts ; cr : conglomérats rouges ; Fa, Fb : failles anténummulitiques.

Noter la localisation de la paléodépression de la Côte du Vachioux entre deux failles (Fa et Fb) qui abaissent successivement le toit du Cristallin vers le SW. Cette dépression est un accident sur une pente générale qui conduit vers le NE à la dépression plus importante des Grésourières.

Les couches nummulitiques, dans la partie centrale du compartiment médian, montrent la succession trilogique classique. Les apports détritiques se développent, depuis les appuis latéraux de la dépression, contaminant la sédimentation normale et scellent les deux fractures.

Les deux bordures de la dépression du Vachioux présentent des dispositifs sédimentaires en éventail, relativement symétriques, au sein desquels les variations latérales de faciès s'opèrent en quelques mètres seulement.

Noter par ailleurs, pour la formation des Grès du Champsaur, les biseautages latéraux que subissent les bancs à la Côte du Vachioux (qui attestent la pérennité de la dépression jusqu'au moment de ces dépôts) ainsi que ses onlaps nombreux appuyés directement sur le Cristallin de la bordure de la dépression des Grèsourières qu'elle fossilise.

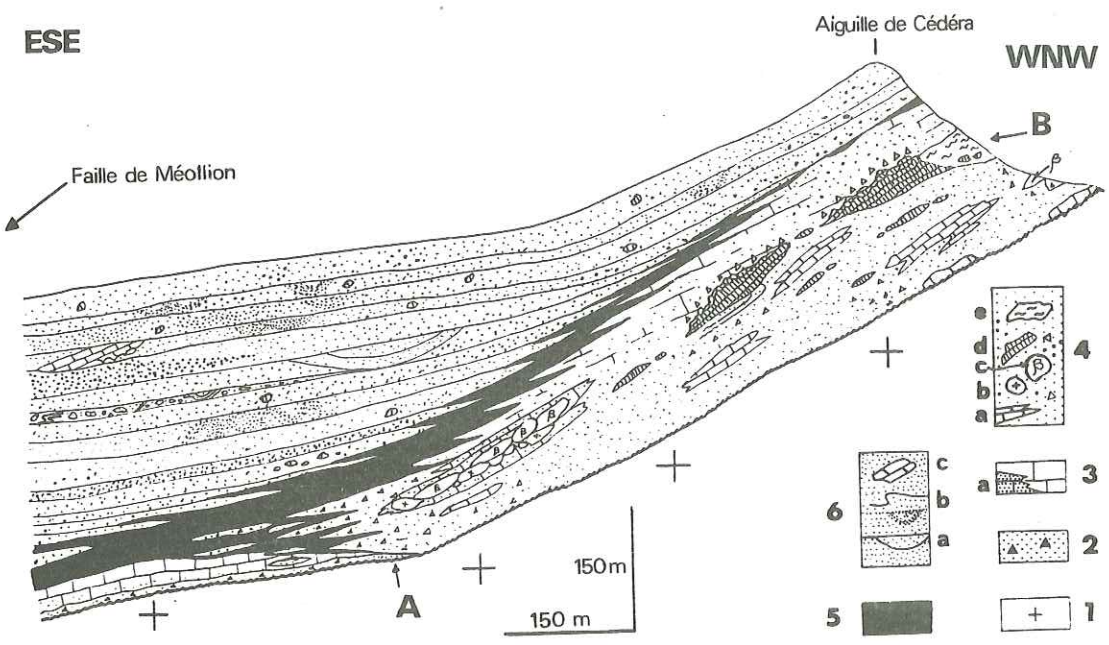


Fig. 4 - Le dispositif sédimentaire de l'Aiguille de Cédéra.

1. Socle cristallin ; 2. Assise détritique du secteur de Méollion (brèches); 3. Calcaires nummulitiques : a) gréseux ; 4. Assise détritique de l'Aiguille de Cédéra : a) ciment calcaire, b) blocs cristallins, c) spilites, d) calcaires liasiques, e) marnes liasiques ; 5. Marnes nummulitiques ; 6. Grès du Champsaur: a) chenaux, b) slumps, c) olistolites calcaires (dont calcaires à nummulites).

Noter l'existence de deux ensembles bien différenciés à leur base, qui correspondent chacun à une pulsation de la transgression nummulituque. A l'ESE le premier ensemble montre une série classique, mais réduite. A l'WNW, la base du second ensemble est très détritique et exceptionnellement puissante. Elle ravine le premier ensemble (point A) et se charge d'olistolites pluridécamétriques (point B). Le sommet de ces éléments exotiques se démantèle sur place en blocs qui se trouvent cimentés par le sédiment tertiaire.

Au moment du dépôt des Grès du Champsaur, la paléopente sur laquelle ce dispositif se met en place existe encore, bien indiquée par des slumps; l'activité pérenne de la zone nourricière est marquée quant à elle par la prolongation dans cette formation du détritisme grossier qui diffuse à partir de cette dernière : l'adjonction de blocs de calcaires à nummulites et discocyclines dans le cortège des olistolites qui contaminent les grès indique une certaines réactivation de la zone distributrice.

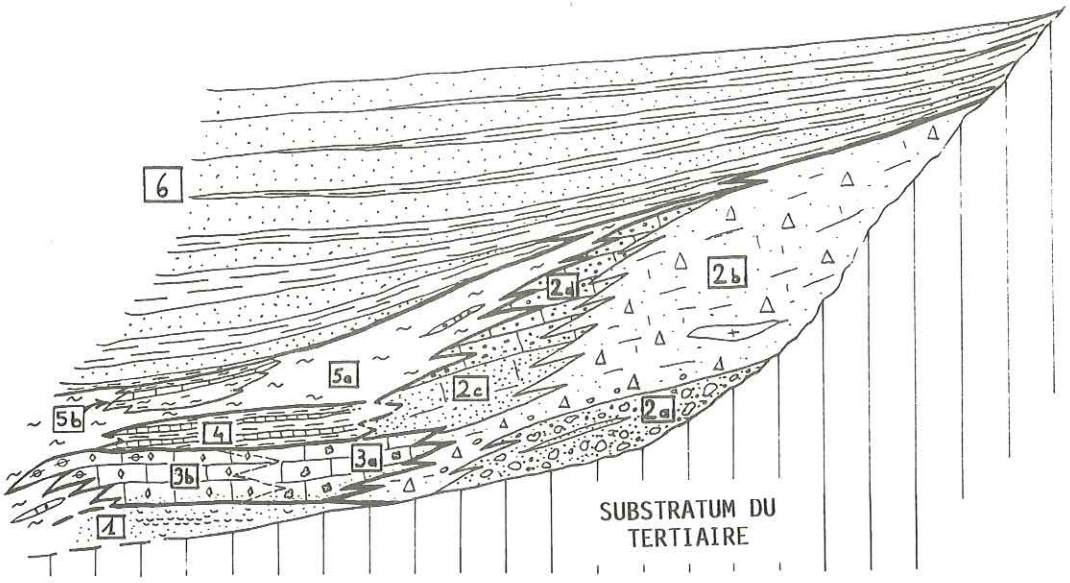


Fig. 5 : Schéma synthétique des relations des diverses formations nummulitiques du SE et de l'E du Pelvoux.

Noter que la distinction entre calcaires et marnes - les deux premières formations de la série classique-, s'efface pratiquement parfois dans le flux détritique. En fait l'interférence de ce détritisme et de la pente originelle -sans doute importante- provoque, dans ces formations nummulitiques, l'apparitions de divers membres locaux qui se succèdent et se remplacent latéralement rapidement. On a ainsi :

1. Les Couches infranummulitiques par lesquelles débute la sédimentation paléogène, représentées par des grès coquilliers, calcareux à bivalves et gastéropodes ;

2. L' Assise détritique basale, qui comprend plusieurs membres: 2a, Poudingues à ciment gréseux ; 2b, Brèches à ciment calcaréo-gréseux; 2c, Grès à ciment calcaire ; 2d, calcaires à graviers ;

3. La formation des Calcaires nummulitiques (c'est la barre calcaire classique dans la zone externe alpine) dans laquelle on distingue : 3a, des calcaires à algues ; 3b, des calcaires à nummulites et discocyclines;

4. La formation des Calcaires intermédiaires dont les calcaires sont plus argileux que ceux de la formation subordonnée. Elle se présente souvent comme une alternance de calcaires et de marnes ;

5. La formation des Marnes nummulitiques dans laquelle on distingue: 5a, des marnes grises ; 5b, des marnes bleuâtres, avec localement des calcaires à débris algaires resédimentés ;

6. Les couches détritiques terminales constituées ici des alternances gréso-pélitiques noirâtres à brunâtres des Grès de Champsaur.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BUTIN-KIENER M. & CATALAYUD P. (1983) - Analyse sédimentologique de la série nummulitique du Champsaur. E.N.S.P.M. Réf. 31 437, 181 p.

BRAVARD C. et GIDON M. (1979) - La structure du revers oriental du Massif du Pelvoux : Observations et interprétations nouvelles. *Géol. Alpine*, t. 55, p. 23-33.

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.

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

GIDON M. & PAIRIS J.L. (1980-1981) - Nouvelles données sur la structure des écailles de Soleil Boeuf (bordure sud du massif du Pelvoux). *Bull. du B.R.G.M.* (deuxième série). Sec. 1, n° 1, 1980-1981, pp. 35-41, 5 fig.

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.

Géologie Alpine, Mem.h.s. n°13, 1987

SEDIMENTOLOGIE DU FLYSCH DES AIGUILLES D'ARVES (ALPES FRANCAISES)

par Lucienne DEHARVENG *, Jacques PERRIAUX *, Christian RAVENNE **

RESUME.- Le Flysch des Aiguilles d'Arves affleure dans la zone ultra-dauphinoise des Alpes françaises. L'analyse sédimentologique définit un domaine de sédimentation correspondant à un cône sous-marin vraisemblablement alimenté par le nord-est, l'est et le sud-est, et dont l'axe principal, allongé suivant une direction SE-NW, est situé au niveau des Aiguilles d'Arves.

ABSTRACT.- The Flysch of Aiguilles d'Arves outcrops in the Ultra - dauphinoise zone of the French Alps. Sedimentological analysis defines a sedimentation area which corresponds with a deep sea fan probably fed from the North-East, the East and the South-East. Its SE-NW trending main axis passes at the level of the Aiguilles d'Arves.

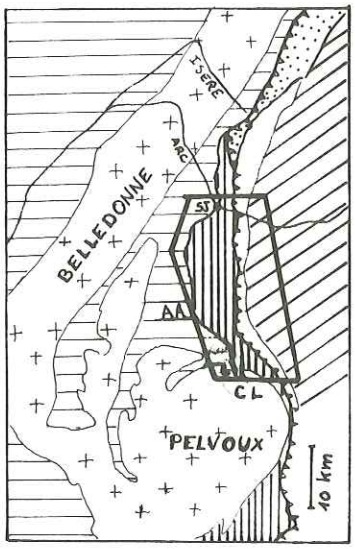
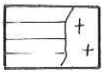
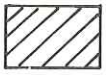


Fig.1 Localisation du secteur étudié

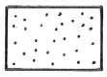
S.J. St Jean de Maurienne
A.A. Aiguilles d'Arves
C.L. Col du Lautaret



Zone dauphinoise et Massifs cristallins ext.



Zones internes



Zone valaisanne

Zone ultra-dauphinoise

Zone sub-briançonnaise

Chevauchement pennique frontal

Le Flysch des Aiguilles d'Arves est une série détritique attribuée au Priabonien (Barbier, 1948) et située dans la zone ultradauphinoise (Barbier, 1963a) (fig.1). Pour cette étude nous avons adopté le découpage lithologique suivant, de bas en haut (fig.2) ;

- une assise détritique basale, constituée par un niveau d'olistolites et un conglomérat,
- un flysch calcaire,
- un flysch schisteux,
- un flysh gréseux,
- un olistostrome terminal.

Des variations régionales portent sur les épaisseurs relatives de ces membres (fig.2) : la fraction détritique grossière (conglomérat basal, flysch gréseux) s'épaissit du nord au sud aux dépens de la fraction détritique fine (flysch schisteux) : aux Aiguilles d'Arves le conglomérat atteint sa puissance maximale (600 m) tout comme le flysch gréseux (800 m) (fig.2B). Au sud du Col du Lautaret (fig.2A), la série est réduite à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Le flysch calcaire varie peu.

* Institut Dolomieu - Université de Grenoble - 38031 Grenoble Cedex
** Institut Français du Pétrole. B.P. 311, 92506 Rueil-Malmaison Cedex

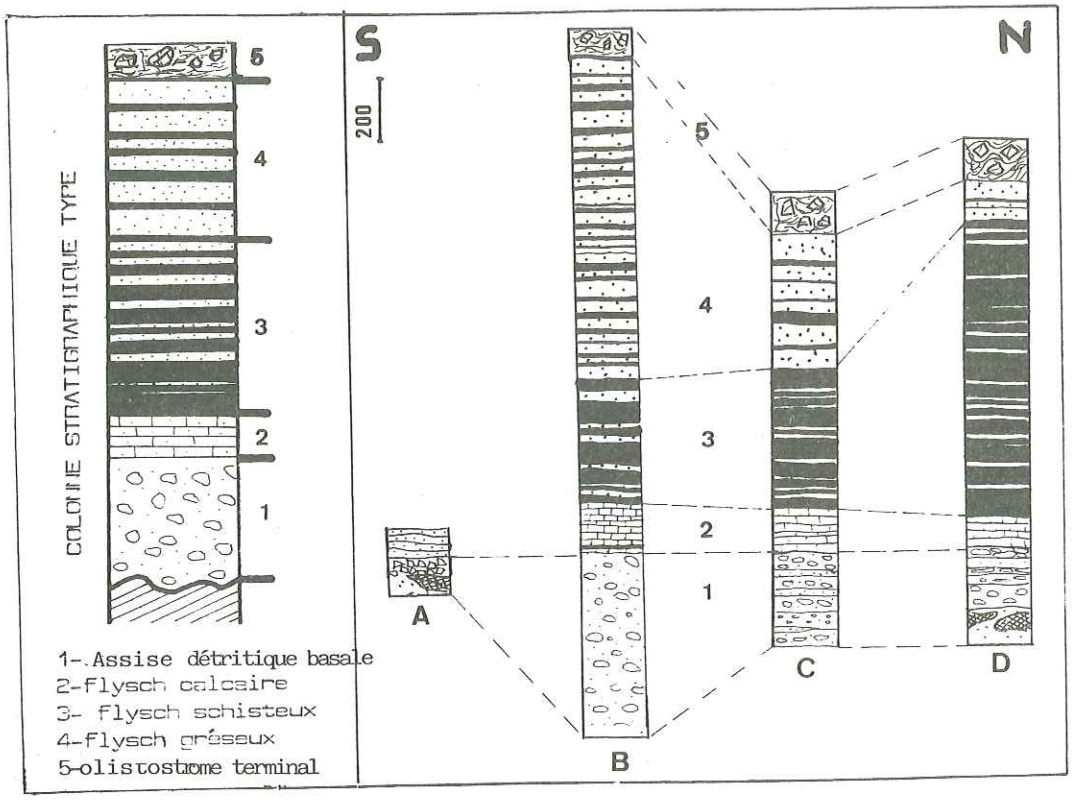


Fig.2. Colonne stratigraphique-type (à gauche) et variations régionales du Flysch des Aiguilles d'Arves.
A. Revers oriental du Massif du Pelvoux (Sud du Col du Lautaret)
B. Secteur des Aiguilles d'Arves, Goléon, Aiguille de l'Epaisseur
C. Secteur médian : Pointe d'Emy, Grande Chible, Gros Grenier
D. Secteur au nord de l'Arc

I. LE SOUBASSEMENT

Le Flysch des Aiguilles d'Arves repose stratigraphiquement, mais en discordance, sur des terrains variés -cristallins, paléozoïques, mésozoïques - affecté d'une structuration antenummulitique ("Chaîne arvinche", Barbier, 1956) puis érodés (Bravard, 1983).

II. ASSISE DETRITIQUE BASALE

A. Le Niveau à olistolites

Issus de cette tectonique antenummulitique, des paléoreliefs bordaient, au moins au nord et au sud, le bassin des Aiguilles d'Arves dont la subsidence s'amorçait (Barbier, 1963b) et lui fournissaient les olistolites décrits à la base de la formation : au nord de l'Arc où ils sont surmontés par le Conglomérat des Aiguilles d'Arves, ce niveau à olistolites est particulièrement bien représenté au cirque de Valbuche (Antoine et al., 1978) et sur le versant ouest du Mont Bellachat (Antoine et al., 1980). Le matériel est fait de grès quartziteux parfois conglomératiques, de brèches dolomitiques et de dolomies triasiques, de

calcschistes et de calcaires variés. Ces blocs sont souvent enrobés dans une matrice de schistes violets à gravelles de dolomie qui représentent un "Permien régénéré". L'origine de ce matériel a été discutée : briançonnaise interne selon R. Juventino Martinez et al. (1979) ce qui semble inexact et pose des problèmes paléogéographiques difficiles à résoudre ou, plus vraisemblablement, ultrahelvétique (Antoine et al., 1980). Au sud sur la marge nord orientale du massif du Pelvoux, ces olistolites s'intriquent dans des pélites à bancs gréseux, équivalents vers le nord des Grès du Champsaur (Bravard et Gidon, 1979). Le mécanisme de mise en place de ces olistolites est conforme à celui des mass flows décrits par Middleton (1969).

B. Le Conglomérat des Aiguilles d'Arves

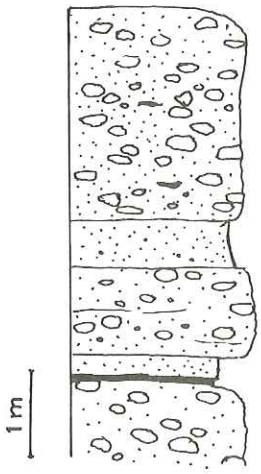


Fig.3 : Conglomérat des Aiguilles d'Arves; dépôt conglomératique inorganisé de debris flow à matrice gréseuse (Gros Grenier, secteur médian)

Il s'agit du Conglomérat basal de Barbier (1948) Noyés dans une matrice gréseuse abondante et grossière, les galets sont émoussés et leur dimension s'étale du centimètre jusqu'au mètre, le plus grand nombre mesurant quelques centimètres à quelques décimètres. Tel qu'il se présente, ce conglomérat évoque un "mass flow" de type "débris flows" (fig.3).

1. Nature du milieu de dépôt : analyse granulométrique (fig.4). Le conglomérat comporte 30 à 60% de matrice gréso-pélitique dont près de 20 % de pélites. La dimension des galets varie de 1 à 50 cm, mais on observe aussi quelques blocs plurimétriques. La plurimodalité des courbes d'ordonnées simples révèle la très grande immaturité du sédiment ; les courbes cumulatives sont très étalées ; les dimensions absolues vont de quelques micromètres à plusieurs décimètres et l'indice d'hétérométrie de Cailleux présente des valeurs comprises entre 0,75 et 1,15 : le sédiment est très mal classé ; les courbes de Visher, établies sur la matrice, révèlent l'existence de deux types de populations : a) une importante population transportée en suspension (de 32 à 75%) qui s'étale sur toute la fraction inférieure à 160 µm et très mal classée ; b) une population transportée en saltation, plus grossière et un peu mieux classée. Ces courbes et ces indices sont typiques de dépôts proximaux liés à des courants de densité.

2. Analyse de l'usure des galets. Hormis le secteur au nord de l'Arc où les galets ont subi un étirement tectonique tel qu'ils peuvent simuler de petits bancs, l'analyse morphométrique des galets s'est révélée très utile : l'aplatissement (As = (Ls/Es).100 de Cailleux) est faible, généralement inférieur à 200, mais peut atteindre 600 pour les silex. L'émoussé (Ie = (2rl/Ls).1000 de Cailleux) atteint une valeur moyenne de 130 à 220 pour les galets calcaires et de 110 pour les silex.

Cette analyse morphométrique des galets définit une usure, donc un transport, par courant liquide de type fluviatile et non par un courant dense incapable d'un tel façonnement. Le transport fluviatile est évidemment antérieur au "mass flow" qui n'a fait que remobiliser les éléments déjà façonnés d'un dépôt précédent et apportés par voie fluviatile sur une plate-forme.

3. Origine des matériaux : les directions de courants (fig.5A). Quelques rares chenaux et des ravinements ont été observés ; l'azimut de leur axe (moyenne : N 150°) correspond à la direction du courant.

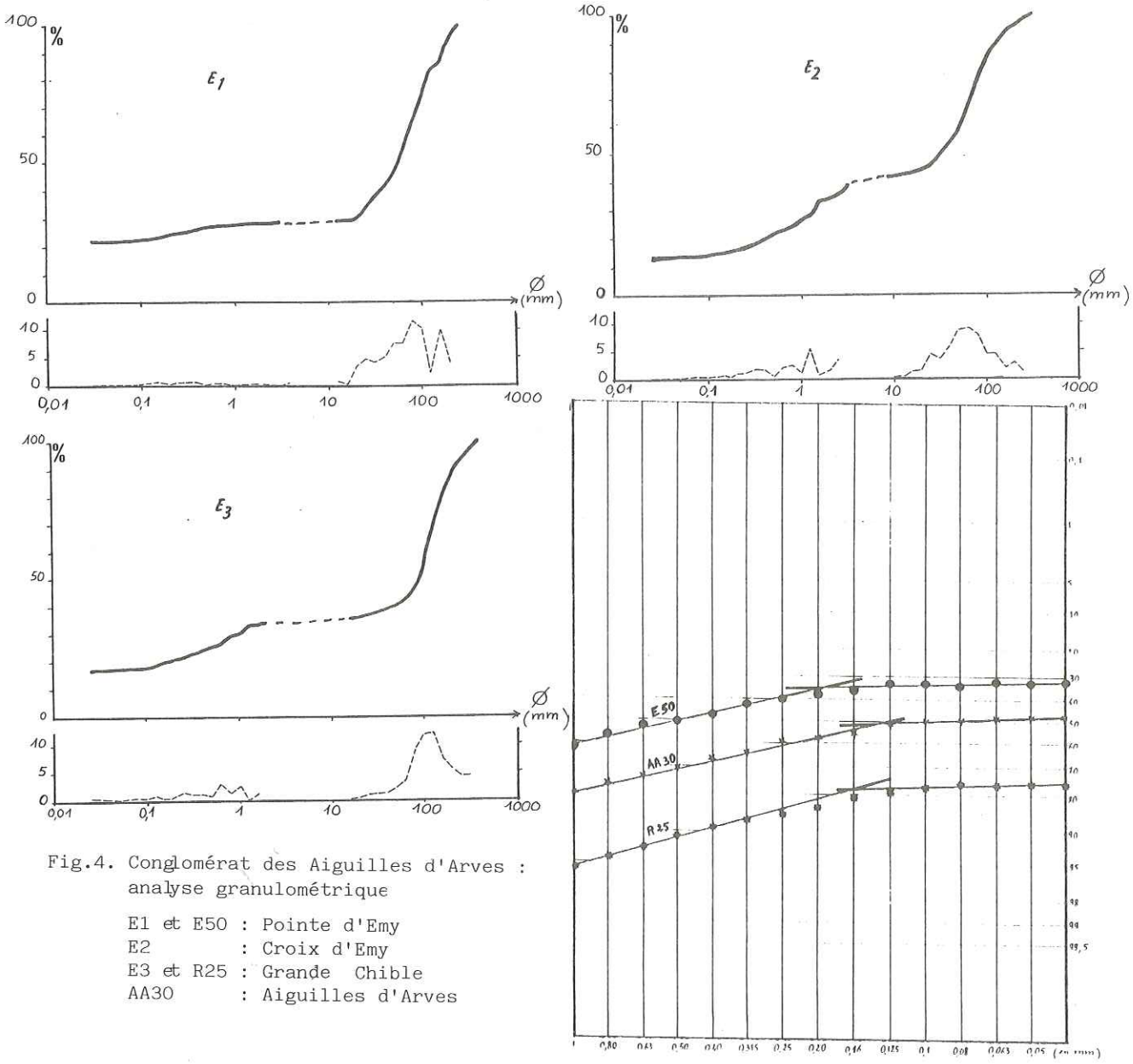


Fig.4. Conglomérat des Aiguilles d'Arves : analyse granulométrique

E1 et E50 : Pointe d'Emy
E2 : Croix d'Emy
E3 et R25 : Grande Chible
AA30 : Aiguilles d'Arves

Dans un courant de densité, les galets sont allongés parallèlement à la direction du courant : l'orientation moyenne de leur grand axe (N 100° à N 150°) ne peut ici que confirmer la direction du transport sans, toutefois, en préciser le sens.

4. Analyse pétrographique : La matrice est une arkose dans laquelle les grains de quartz et de feldspaths sont très altérés et souvent éclatés. Les grains allongés sont disposés à plat suivant une stratification mal soulignée par des lits argilo-micacés. Le ciment est généralement siliceux et microcristallin ou, localement, calci-micritique. De nombreux granules de roches variées constituent la transition entre la matrice et les galets.

Ce conglomérat est polygénique :

Les galets de roches sédimentaires sont :

. des brèches, des quartzites, des dolomies et des calcaires dolomitiques triasiques pouvant provenir de la zone briançonnaise ;

. des calcaires à entroques, des calcaires à polypiers, des calcaires bréchiques du Lias ou du Dogger dont les faciès les rapprochent de ceux de la zone subbriançonnaise ;

. des grès et microconglomérats dont certains présentent un faciès les rapprochant du Houiller briançonnais ;

. des silex noirs, allongés et abondants, localisés dans le secteur de la Pointe d'Emy et dont l'origine éventuelle ne peut être précisée.

Les galets de roches endogènes sont :

. des spilites, des dolérites, des grauwackes, du verre volcanique, des rhyolites ;

. quelques gneiss et granites cataclastiques, des granites très divers (à deux micas, porphyroïdes à biotites, plagiogranites), des microgranites leucocrates réputés provenir du massif des Grandes Rousses ;

. des quartz filoniens.

Le faciès des rhyolites et des microgranites, abondants dans le secteur sud, évoque le massif du Combeynot qui constituait, nous l'avons vu, une zone de relief actif et nourricier.

5. Conclusion : paléogéographie du Conglomérat des Aiguilles d'Arves. Sur un substratum raviné se dépose une série conglomératique de type debris flow, qui dessine un ou plusieurs éventails sous-marins profonds ou deep sea fans (Normark, 1970). L'axe principal, allongé suivant une direction N 150°, correspond à la zone la plus massive et la plus puissante, située dans le secteur des Aiguilles d'Arves (fig. 2B). Latéralement, vers le nord (secteur médian, fig. 2C), le conglomérat est bien stratifié, en bancs d'épaisseur métrique, et alterne avec des bancs gréseux ou silteux de bordure de lobe (fig.6).On peut donc admettre le schéma basé sur les observations dans l'Actuel (Cremer, 1983 et 1985 ; Stanley et Unrug, 1972) : après un transport de type fluviatile et un premier dépôt sur la plate-forme, les sédiments sont repris par une suite de bouffées de densité qui s'organisent en microfan deltas, s'étalent et annoncent le deep sea fan suivant.

IV - LE FLYSCH CALCAIRE (fig.7)

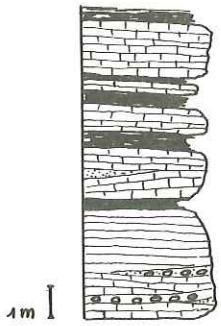


Fig.7 : Flysch calcaire : détail

Il est constitué par une alternance de states et d'interstrates.

Les strates sont calcarénitiques ou argilo-gréseuses, de couleur gris clair à patine jaune ; intercalés à la base de la série, des lentilles gréseuses et des lits finement conglomératiques à structure entrecroisée rappellent la sédimentation détritique grossière sous-jacente. L'organisation générale en lamines centimétriques soulignées par des diastèmes micacés traduit une mise en place par des courants tractifs de direction N 150°. On observe des traces de bioturbation dans le secteur au nord de l'Arc.

Les interstrates argilo-schisteuses, beige foncé, se débitent en plaquettes.

Ce "Flysch calcaire" peut être interprété comme un dépôt de pente au pied d'une plate-forme carbonatée qui l'alimente : il est très comparable aux appareils carbonatés profonds actuels situés au débouché des canyons entaillant la plate-forme des Bahamas (Ravenne et al., 1985).

Cet ensemble strato et granodécroissant, de plus en plus argileux, passe progressivement vers le haut au Flysch schisteux.

V - LE FLYSCH SCHISTEUX ET LE FLYSCH GRESEUX

1. Stratonomie du Flysch schisteux : c'est une alternance de

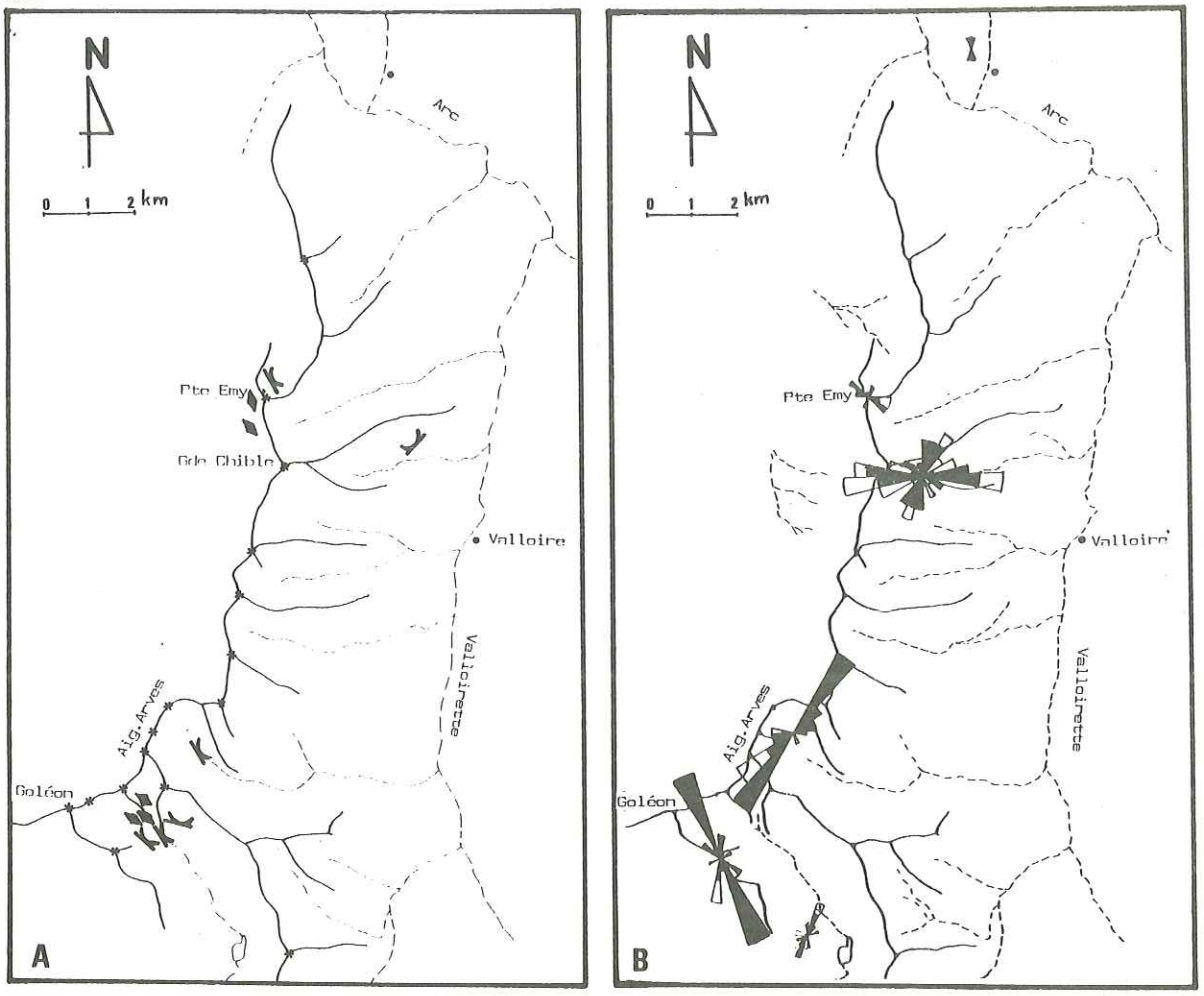


Fig.5. Direction des paléocourants : A - dans le Conglomérat des Aiguilles d'Arves
B - dans les grès du Flysch schisteux et du Flysch gréseux

azimut du grand axe des galets

orientation de l'axe des chenaux

Figures de base de bancs indiquant :

une direction

un sens

lignes de crêtes

cours d'eau

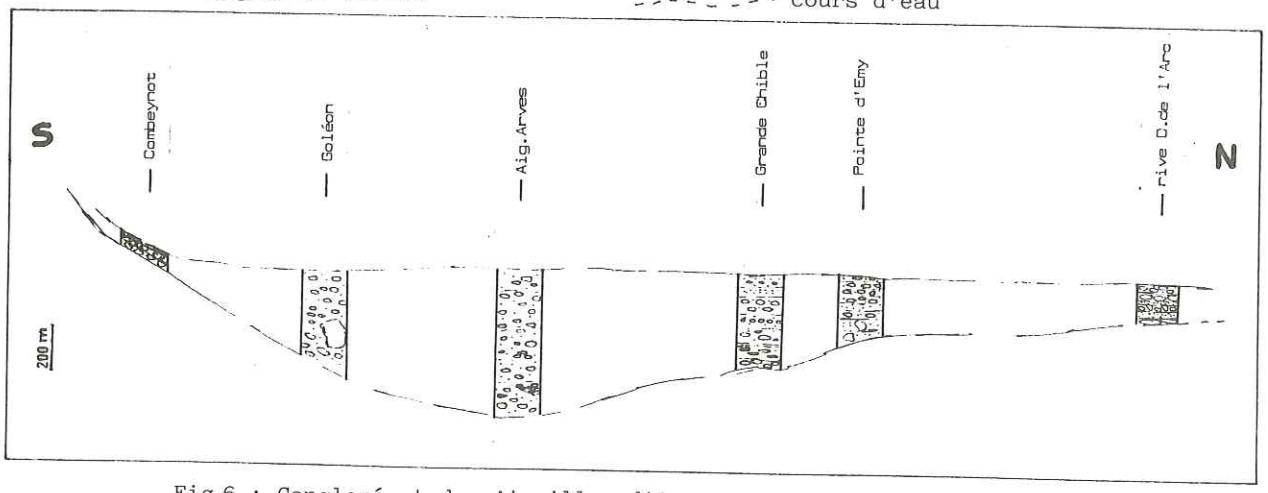


Fig.6 : Conglomérat des Aiguilles d'Arves : profil transversal du cône

séquences d'extension kilométrique, à strates décimétriques de grès fins et interstrates de silts argilo-calcaires ;

- les strates gréseuses sont généralemnet laminitiques, parfois convolutées et à figures d'échappement d'eau ; elles s'organisent en séquences de Bouma de type Tcde et Tde (fig.8A) ; quelques unes plus grossières, plus épaisses (supérieures à 50 cm) et granoclassées, constituent des séquences complètes Tabcde, parfois tronquées de type Tbcde. Les diastènes sont nets, légèrement onduleux et souvent micacés. Les figures directionnelles et de surcharge sont rares ;
- les interstrates pélitiques sont plus silteuses à leur base, plus argileuses vers leur toit. Elles ont tendance à se débiter en plaquettes.

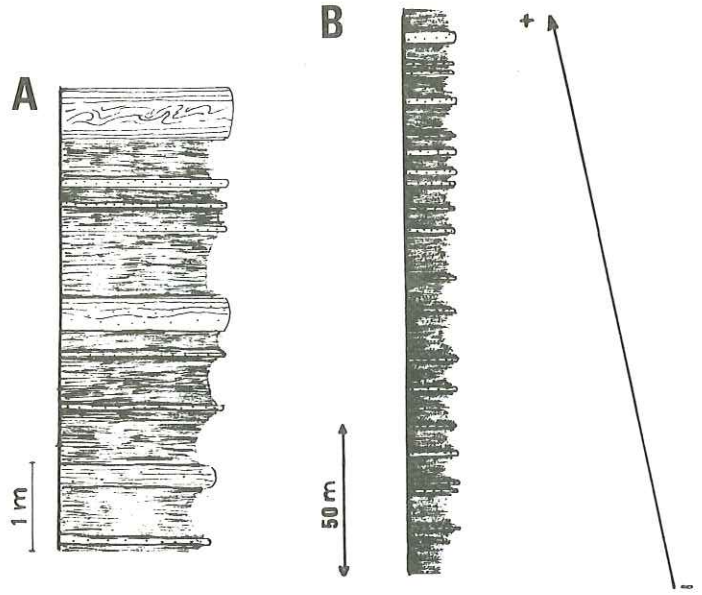


Fig.8 : Flysch schisteux, secteur médian (Vallon de l'Aiguille)

A. Détail de séquences Tcde et Tde

B. Evolution stratocroissante de la série

Cette suite de séquence de premier ordre s'organise en mésoséquences de deuxième ordre stratodécroissantes dont l'ensemble constitue une séquence de troisième ordre grano et stratocroissante (fig. 8B), marquée par l'augmentation de la fréquence et de l'épaisseur des bancs de grès : ce passage progressif au flysch gréseux implique une lente croissance de la dynamique du bassin.

Paléogéographiquement ce flysch schisteux pourrait correspondre à un dépôt de turbidites de cône externe conditionnées par l'importance des apports, dans un modèle de deep sea fan.

2. La stratonomie du Flysch gréseux montre une succession de strates métriques de grès et d'interstrates schisteuses. De rares pistes de vers ont été observées au toit des strates gréseuses. La chenalisation est rare et localisée dans le secteur médian ; elle affecte rarement plus d'un banc, indiquant chaque fois un comblement en un seul épisode de dépôt.

L'extension latérale des bancs est kilométrique. Au nord et au sud du secteur médian (Grande Chible, fig.9) l'épaisseur et la granulométrie des strates gréseuses diminue au profit des interstrates schisteuses : on passe de la partie centrale aux parties latérales du cône moyen de ce deep sea fan.

Ces séquences sont formées par des courants de turbidité et présentent souvent tous les termes de la séquence -type de BOUMA:

- Ta : Grès grossier mal classé, contenenant parfois des galets mouts et des granules. La base des bancs est toujours nette : elle est riche en cannelures (groove casts) et en figures de surcharge (load casts).
- Tb : lamines planes parallèles de grès plus fins.
- Tc : litage déformé par de nombreuses figures d'échappement d'eau (dishes) et des convolutes.
- Td : fines lamines parallèles onduleuses.
- Te : interstrate pélitique, bien développée.

On observe également des séquences de type Tde, Tcde, Tabe ou Tabce.

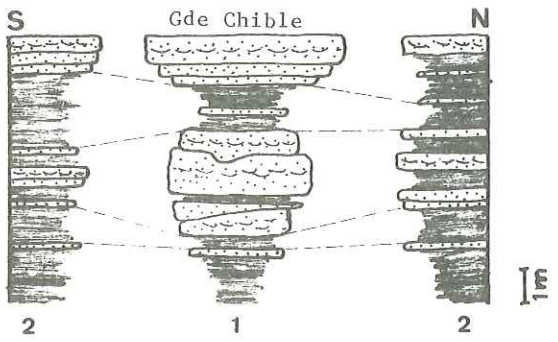


Fig.9. Flysch gréseux : variations du clastic-shale ratio
1 - zone chenalisée du cône moyen
2 - zone de lobes du cône moyen

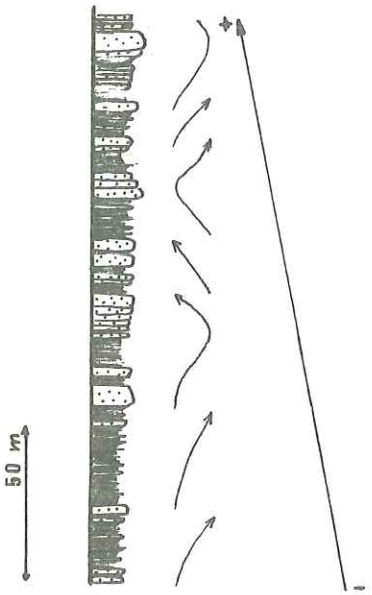
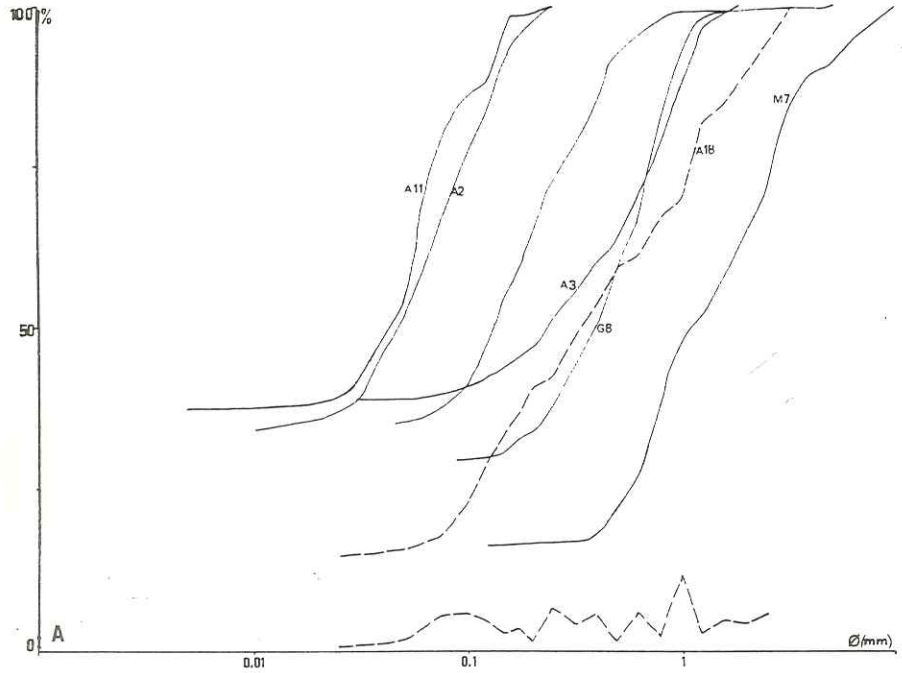


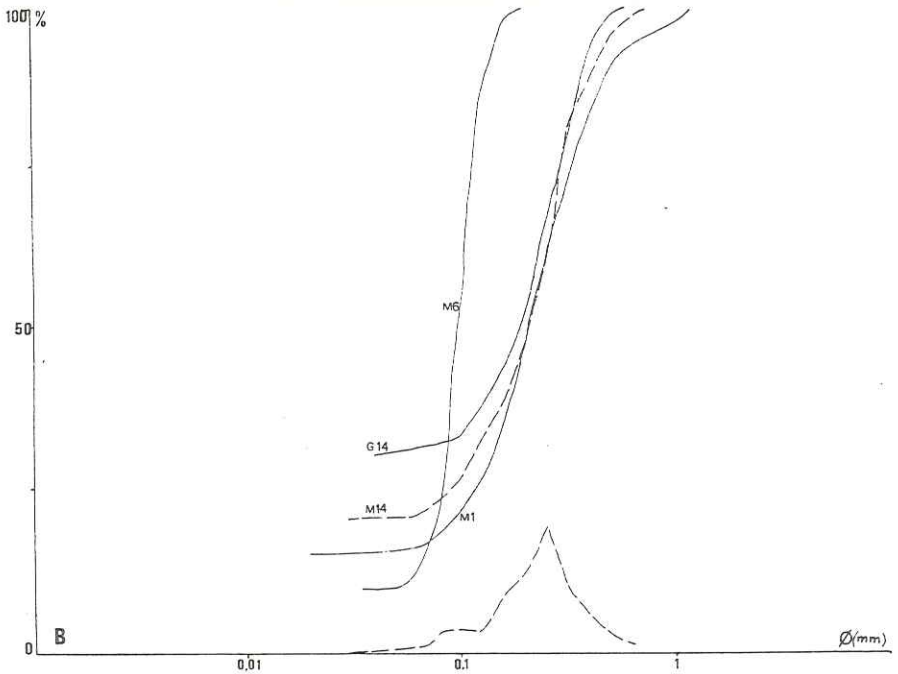
Fig.10. Flysch gréseux : type de séquences

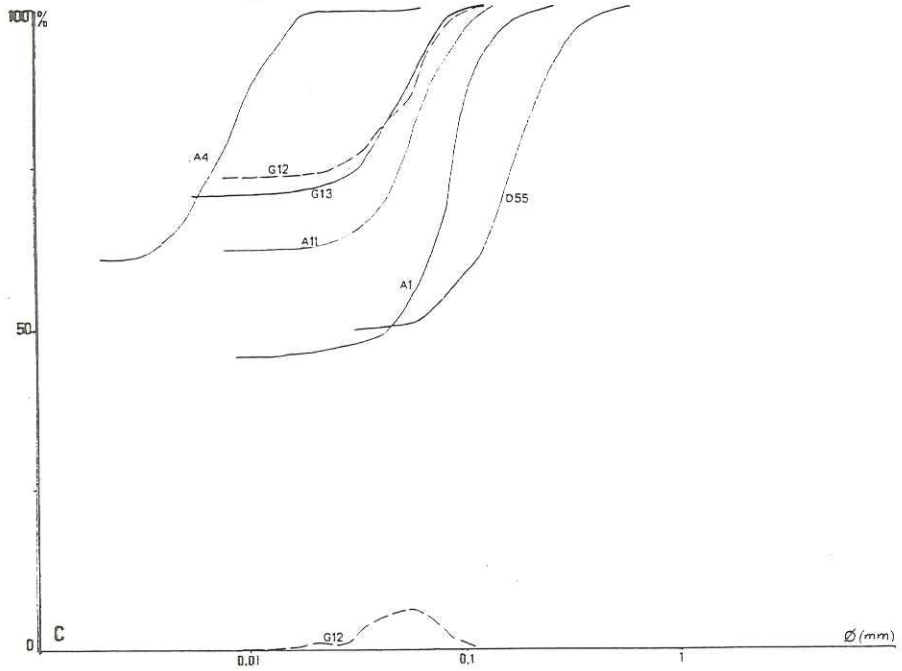
Ces séquences de 1er ordre s'organisent en séquences positives ou négatives de 2e ordre puis en une mésoséquence négative, de troisième ordre, strato et granocroissante marquée par la réduction progressive du terme pélitique (fig.10). C'est la suite logique d'une évolution continue qui a débuté avec le flysch calcaire et s'est poursuivie avec le flysch schisteux sous-jacent.

3. Interprétation paléogéographique de l'étude stratonomique du Flysch gréseux. La base des bancs gréseux, toujours nette,parfois ravinante, riche en figures de courant et de surcharges, s'explique par des bouffées de matériel détritique grossier (granules de roches, galets mous), suivies par le dépôt progressif des éléments plus fins.

Le secteur médian, où les strates sont épaisses (jusqu'à 5 m) et lenticulaires, représente la zone chenalisée du cône moyen (fig.9.1 et 2C). Les secteurs nord et sud montrent des corps gréseux dont les bancs







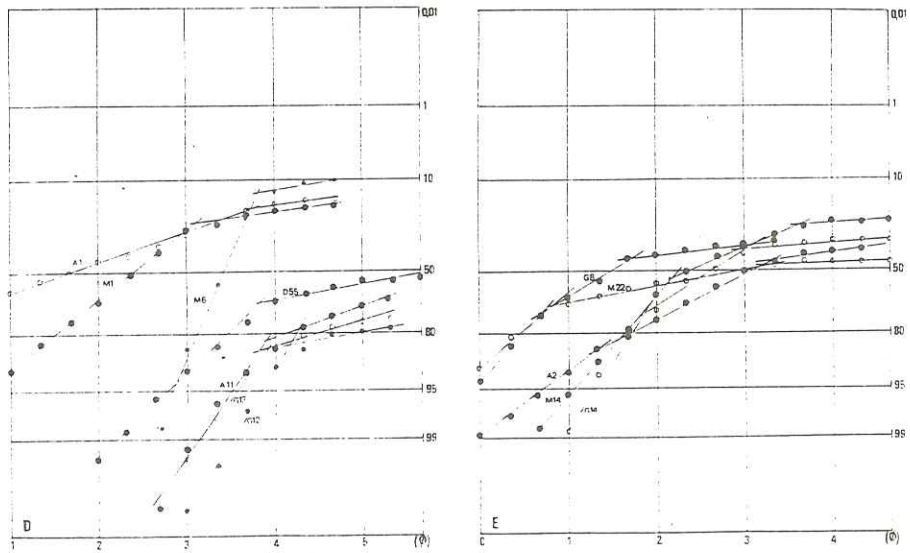


Fig.11. Granulométrie des Grès du Flysch schisteux et du Flysch gréseux
Localisation des échantillons. M : Goléon – A : Aiguilles d'Arves – G : Grande Chible, Pointe d'Emy – D : Vallée de l'Arc

moins épais présentent une extension latérale d'ordre kilométrique et où la proportion de schistes est plus forte : on est là dans la zone de lobes du cône moyen (Fig.9.2).

4. Etude granulométrique des grès du Flysch gréseux et du Flysch schisteux (fig.11). Les courbes d'ordonnées simples et d'ordonnées cumulées permettent de répartir ces grès en trois catégories :

- grès grossiers, mal classés, immatures (fig.11A), correspondant au terme (a) des turbidites ;
- grès fins, évolués, matures et bien classés (fig.11 B), organisés en lamines et correspondant aux termes (b, c ou d) ;
- silts assez bien classés, matures (fig.11 C), à matrice argileuse abondante et correspondant aux mêmes termes (b, c ou d).

Les courbes en ordonnées de probabilité sont de deux sortes :

- courbes à deux populations (fig. 11D) : une importante population transportée en suspension (jusqu'à 60%) très mal classée et une population transportée en saltation, mieux classée ; ces courbes caractérisent les courants de turbidité ;
- courbes à trois populations (fig. 11 E) : entre les deux populations précédentes s'intercale une population mixte suspension-reptation, compatible avec un transport par des bouffées de densité.

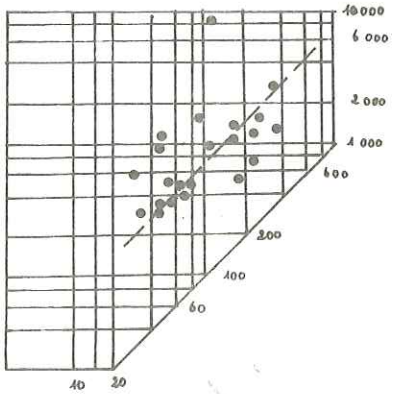


Fig.12. Diagramme de Passega

Le diagramme C-M de Passega (Fig.12) s'organise en un nuage de points, linéaire et allongé parallèlement à la droite (C = M). Ce type de diagramme révèle un transport par suspension dégradée, caractéristique des courants de turbidité, où les particules sont soulevées par la turbulence du milieu.

5. Figures sédimentaires et directions des paléocourants dans les grès du Flysch schisteux et du Flysch gréseux

Les convolutes sont fréquentes dans les petits bancs de grès fin.

Les figures en coupelles (dishes) apparaissent dans le terme (c) des épaisses barres gréseuses.

Les figures de base de bancs sont nombreuses: figures d'érosion (bounce, prod, flute, groove) linéations de délit et figures de surcharge (loads). Ces figures soulignent le dépôt de type turbidite.

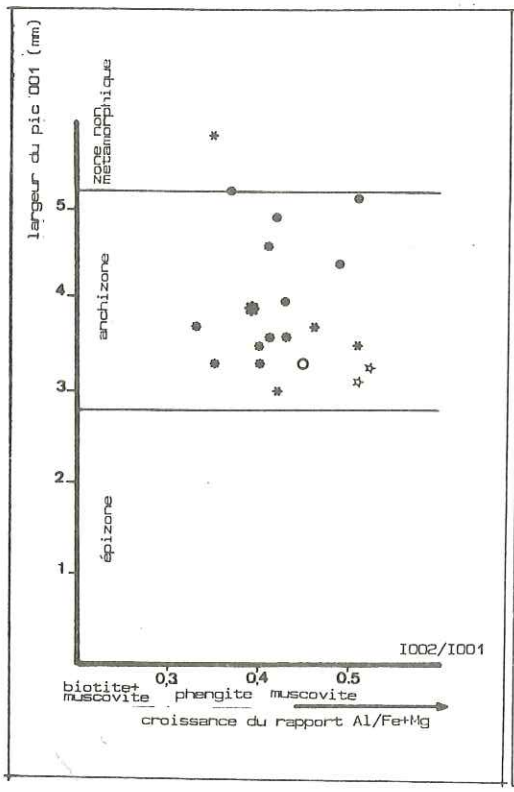
Les figures directionnelles révèlent des directions privilégiées de paléocourants : NW-SE, NE-SW et E-W (fig. 5B)

Il a été impossible d'établir un gradiant vertical dans la série du Flysch. A la constance des directions de courants dans les conglomérats (correspondant à un dépôt dans l'axe du canyon) s'oppose une dispersion dans les grès ; ceci provient soit de l'étalement des dépôts de plusieurs petits éventails au pied du talus, soit de leur reprise par des courants de contour.

6. L'analyse par diffractométrie X de la fraction argileuse montre :

- du quartz fréquent mais en faible quantité ;
- des feldspaths fréquents mais peu abondants, instables et fragiles, hérités de roches ignées ;
- des oxydes de fer fréquents mais peu abondants ;
- des traces de chloritoïdes ;
- de la kaolinite, probablement due au lessivage d'illites par des eaux acides ;

- localement l'interstratifié illite-paragonite traduisant une paragenèse d'anchizone ;
- l'interstratifié illite-vermiculite, rare ;
- de l'illite abondante et générale, d'origine détritique ; sa cristallinité (fig.13) augmente du sommet vers la base de la série où le sédiment a subi un léger métamorphisme d'anchizone (Kubler, 1970) dû à l'enfouissement. On note parallèlement une diminution du caractère ferromagnésien.



	n° échantillon symbole	I002/I001	indice de cristallinité
sommet	CP5 ●	0,35	5,20
	D59 ●	0,51	5,10
	R1 ●	0,49	4,40
	D66 ●	0,43	4,00
	D65 ●	0,42	4,90
	G26 ●	0,41	4,60
	G9 ●	0,43	3,60
	G6 ●	0,40	3,30
	CP3 ●	0,41	3,60
	A13 ●	0,39	3,90
	A10 ●	0,39	3,90
	M10 ●	0,35	3,30
	M9 ●	0,40	3,50
	M4 ●	0,33	3,70
	D30 O	0,45	3,30
	M12 *	0,35	5,80
	D6 *	0,42	3,00
	Z13 *	0,46	3,70
	Z4 *	0,51	3,50
base	D20 ☆	0,52	3,25
	D13 ☆	0,51	3,10

Fig.13 : Diagramme d'Esquevin

VI - LE SOMMET DE LA SERIE : L'OLISTOSTROME TERMINAL, déjà décrit par Bravard et al. (1982), a été retrouvé en concordance sur le flysch gréseux partout où le sommet de la série est visible. Il marque classiquement l'avancée des nappes internes dans le bassin.

CONCLUSION

La formation détritique du Flysch des Aiguilles d'Arves s'inscrit dans un processus de sédimentation turbiditique en plusieurs temps, chacun marqué par plusieurs épisodes dont l'emboitement des résultats aboutit à l'édification d'un cône sous-marin en eau profonde.

La forme de ce cône est difficile à reconstituer du fait du recouvrement de sa partie orientale par les nappes subbriançonnaises. On peut cependant situer son axe principal, allongé suivant une direction SE-NW, au niveau du secteur Aiguilles d'Arves-Goléon ; sa frange SW butait contre le massif du Combeynot et il étalait sa franche NE, au-delà de la vallée de l'Arc, jusqu'aux confins de la zone valaisanne.

Sur cette topographie issue de la tectonique anté nummulitique, la succession verticale des faciès souligne une mise en place en deux temps

séparés par un épisode d'affinement des particules détritiques.

Le premier temps, marqué par l'arrivée brutale des olistolites écroulés des reliefs bordiers et des conglomérats remaniés de dépôts fluviatiles ou de plate-forme, correspond à un dépôt de type débris-flow

Le deuxième temps montre une évolution continue, strato-et grano croissante. Il débute par une phase de calme relatif marqué par le dépôt du "Flysch calcaire" (remaniement de dépôts de pente et/ou de plate-forme carbonatée). Il se poursuit par une phase plus détritique marquée par le dépôt de Flysch schisteux puis par une phase dominée par des courants et bouffées de densité de plus grande intensité se traduisant par le dépôt du Flysch gréseux. Il s'achève par l'épisode paroxismal correspondant à l'arrivée des nappes et le dépôt de l'olistostrome terminal.

BIBLIOGRAPHIE

ANTOINE P., BARBIER R., BRAVARD C. et GIDON M. (1978).- Les rapports entre le Flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). C.R. Acad.Sc. Paris, t.286, p. 1751.

ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY J.C. et DEBELMAS J. (1980).- Précisions sur la formation détritique de base du Flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). C.R. Acad.Sc. Paris, t. 290, p. 1451.

BARBIER R. (1948).- Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mem.Carte Géol.Fr.

BARBIER R. (1956).- L'importance de la tectonique "ante-nummulitique" dans la zone ultradauphinoise au N. du Pelvoux : la chaîne arvinche. Bull. Soc.Géol.Fr., t.6, p. 355-370.

BARBIER R. (1963a).- Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. Livre mém. P. Follot, t.II, p. 321-329.

BARBIER R. (1963b).- La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux. Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 39, p. 239-246.

BRAVARD C. (1982).- Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au nord du Lautaret. Géol.Alpine, t. 58, p. 5-13.

BRAVARD C. (1983).- Précisions sur l'âge et les caractères de la tectonique du soubassement du Flysch des Aiguilles d'Arves. C.R. Acad.Sc. Paris, t. 297, p. 285.

BRAVARD C. et GIDON M. (1979).- La structure du revers oriental du Massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. Géol. Alpine, t. 55, p. 23-33.

BRAVARD C., KERCKHOVE C. et BARBIER R. (1981).- Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). C.R. Acad.Sc. Paris, t. 292, p. 531.

CREMER M. (1983).- Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques. L'éventail profond du Cap Ferret (Golfe de Gascogne), série des Grès d'Annot (Alpes de Haute-Provence). Thèse Sc. Univ. Bordeaux

CREMER M., ORSOLINI P. et RAVENNE C. (1985).- Cap Ferret Fan, Atlantic Ocean in BOUMA A.H., BARNES N.E. et NORMARK W.R. (1985).- Submarine Fans and Related Turbidite Sequences. Springer Verlag New York, Ch. 17.

JUVENTINO MARTINEZ R., FUDRAL S., RAMPNOUX J.P. et TARDY M. (1979).- Regard sur la stratigraphie du substratum du Flysch des Aiguiles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie) : conséquences paléogéographiques. C.R.Acad.Sc. Paris, t. 288, p. 203.

KUBLER B. (1970).- Cristallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal parts of the Alps. Fort. d.Miner., 47 Nd, H.1, p. 39-40.

MIDDLETON G.V. (1969).- Grain flows and other mass movements down slopes. Lecture 11 in STANLEY D.J. ed. The new concepts of Continental Margin Sedimentation. Ann.Geol.Inst., Short Course Lecture Notes.

NORMARK W.R. (1970).- Groth patterns of deep-sea fans A.A.P.G. Bull., vol. 12, p. 220-235.

RAVENNE C., LE QUELLEC P. ET VALERY P. (1985).- Dépôts carbonatés profonds des Bahamas. Géodynamique des Caraïbes, Symposium Paris 5-8 février 1985, ed. Technip, Paris.

STANLEY D.J. et UNRUG R. (1972). Submarine Channel Deposits, Fluxoturbidites and other Indicators of Slope and Base-of-slope. Environments in modern and ancient Marine Basins. Soc.of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., n°16.

LE PALEOGENE DETRITIQUE MARIN DU PAYS DES ARVES (SAVOIE) : ANALYSE PAR THERMOLUMINESCENCE ET PALEOGEOGRAPHIE.

par **Jean-Pierre IVALDI***

RESUME. - Les caractères thermoluminescents des quartz détritiques des conglomérats, arkoses, grès et schistes à blocs paléogènes du Pays des Arves sont définis. Le champ d'application de la méthode d'analyse TL et ses limites sont précisés dans un contexte géologique régional marqué par une déformation ductile forte et un métamorphisme anchizonal à épizonal post-priaboniens générateurs de néoformations siliceuses possédant leur propre thermoluminescence.

Le traitement statistique des données numériques, effectué à l'aide de diagrammes bidimensionnels et de cartes isofactes des paramètres R 1-3 et In de thermoluminescence naturelle montre, sur le plan de la paléogéographie, que le bassin paléogène arvinche présentait un développement longitudinal marqué, interrompu au Sud par une zone basse E-W.

Ce bassin syntectonique a été alimenté par des apports terrigènes transverses essentiellement externes, mais aussi internes.

ABSTRACT. - The thermoluminescent properties of quartzose detritic materials from the Arves country Palaeogene formations (French Western Alps) are defined, then the field of TL method and its boundary-lines specified in regard to the regional very low postpriabonian metamorphism.

Statistical data process carried out with the help of bidimensional diagrams and isofact maps taking account R 1-3 et In thermoluminescent parameters shows, on a paleogeographic scale, that the Arves country sedimentary basin extended towards the north, without any discontinuity, the Champsaur area ones. This confined sedimentary basin, elongated in accordance with the present N-S alpine structural trend, was filled up by transverse terrigenous river drifts originated from both outer and inner alpine orogenic zones.

I - INTRODUCTION.

Dans les Alpes occidentales, la période paléogène est marquée par l'existence d'un cycle sédimentaire complet. Ce cycle débute par une transgression marine généralisée qui atteint le domaine externe entre le Lutétien-Bartonien et le Priabonien, soulignant par son avancée l'enfoncement progressif de la marge orientale du crâton européen. Il s'achève, au cours de l'Oligocène, par une émersion de cette même marge, placée sous la dépendance directe de la tectogenèse alpine. Son développement provoque le dépôt de sédiments conglomératiques, carbonatés, argilo-carbonatés, puis gréso-pélitiques dans une suite, continue ou non, de bassins syntectoniques aujourd'hui répartis entre la mer Méditerranée et la Haute-Savoie.

Après avoir successivement abordé, par la méthode de thermoluminescence, l'étude du Paléogène des Alpes maritimes, du Champsaur et du Dévoluy (J.-P. IVALDI, 1973, 1980), nous présentons ici une analyse TL des matériaux détritiques siliceux du Groupe paléogène du Pays des Arves. Les limites géographiques imparties à ce travail sont l'ensemble cristallin Ecrins-Pelvoux-Combeynot au Sud et la vallée de l'Arc au Nord.

* CRGM, Université de Nice, 06034 Nice cedex. Travail financé *p.p.* par le Conseil Général des Alpes-Maritimes.

II - CONDITIONS EXPERIMENTALES ET EXPRESSION DES RESULTATS.

L'emploi de la méthode de thermoluminescence (TL) en paléogéographie, qui utilise le procédé comparatif, nécessite des conditions d'expérimentation strictement reproductibles. Ces conditions ont été fixées pour la thermoluminescence naturelle (TLN) et artificielle (TLA) lors de travaux précédents (J.-P. IVALDI, 1973 ; J.-P. IVALDI et R. MAZERAN, 1975).

L'analyse comparée du quartz des matériaux rocheux sera effectuée à l'aide des intensités globales de TLN (In) et de TLA (Ia) définies en unités arbitraires (u.a.), et par l'intermédiaire du rapport R 1-3 qui caractérise l'intensité relative du premier et du troisième pic de TLN par des valeurs comprises entre 0 et 100.

Ces données numériques seront présentées sous la forme de diagrammes bidimensionnels - (In, Ia), (R 1-3, In) - et de cartes isofactes qui rendent compte de l'évolution des principaux paramètres de thermoluminescence au sein des formations détritiques (J.-P. IVALDI, 1980).

L'abscence de repères chronostratigraphiques continus au sein du Paléogène arvinche ne permet pas d'effectuer une analyse fine, isochrone, de cette évolution. Chaque carte isofacte intègrera, en conséquence, l'ensemble des variations spatiales et temporelles de thermoluminescence intervenues pendant la durée du cycle sédimentaire.

III - THERMOLUMINESCENCE ET METAMORPHISME : CHAMP D'APPLICATION DE LA METHODE TL DANS LE CONTEXTE ANCHIZONAL ET EPIZONAL DU PAYS DES ARVES.

1. Position du problème.

Les formations paléogènes du Pays des Arves (1) sont, comme leurs homologues du Champsaur et des Alpes maritimes, atteintes par la déformation et le métamorphisme mésoalpins. Dans les zones internes, des cristallisations éoalpines peuvent avoir précédé cet événement. Le métamorphisme mésoalpin, anchizonal à épizonal (E. NIGGLI, 1973 ; J. APRAHAMIAN, 1974), a engendré un climat thermo-barométrique que l'on peut évaluer à 200-250°C / 0,5-2,5 kb compte tenu des sources bibliographiques (J.-P. GRATIER *et al.*, 1973 ; D. BERNARD *et al.*, 1977) et des données microthermométriques suivantes obtenues sur des fentes à quartz - calcite +/- (chlorite, albite) prélevées dans des encaissants divers du Pays des Arves et des régions limitrophes (2) :

Encaissant	Coordonnées UTM 32T	T°C homogénéisation	T°C fusion	Eq. pondéral NaCl %	Densité	T°C formation (2)
Granite, St. Colomban, Belledonne	287,4 - 5027,0	230	-5	8 (+CO2)	0,85	320
Orthophyre, Carbonifère, Gdes Rousses	280,7 - 5012,4	168	-7/-10	10 - 14	0,90	270
Calcaire, Hett.-Carixien, Maurienne	291,3 - 5023,5	145	-3/- 7	5 - 10	0,95	220
Calcschiste, Aalénien, Maurienne	294,8 - 5024,4	140	<-20	>23	0,96	250
Conglomérat, Paléogène, Maurienne	294,9 - 5016,5	140	-12/-21	16 - 23	0,96	250
Calcschiste, Paléogène, Maurienne	292,0 - 5023,2	150	-1	2	0,92	225
Arkose, Paléogène, Maurienne	295,5 - 4992,3	100	-20	23	nd	175
Conglomérat, Verrucano, Galibier	296,0 - 4992,5	160	nd	nd	nd	nd*

* non défini

(1) L'usage actuel est de regrouper sous la dénomination de Flysch des Aiguilles d'Arves les formations paléogènes conglomératique, argilo-carbonatée et gréso-pélitique du Pays des Arves. Les formations inférieure et moyenne n'ont pas les caractères sédimentologiques d'un flysch. Je réserverai l'appellation de Flysch des Aiguilles d'Arves à la seule formation détritique supérieure et qualifierai la trilogie nummulitique savoyarde de "Groupe paléogène du Pays des Arves".

(2) L'étude thermo-optique des inclusions fluides a été effectuée à l'Ecole Normale Supérieure par Mme SABOURAUD que je remercie. Les températures de formation des cristaux de quartz sont calculées en fonction d'une pression moyenne de 1 kb déduite d'analyses réalisées par P. SALIOT sur les phengites du socle du Pelvoux et de sa couverture sédimentaire.

Le phénomène de thermoluminescence est, par essence, étroitement dépendant de toute variation de température au sein de la matière cristallisée. Des expériences de laboratoire montrent que :

a. des préchauffes de haute température et de longue durée modifient la thermoluminescence artificielle du quartz (R. MAZERAN et J.-P. IVALDI, 1975) ;

b. une température de 175°C - valeur correspondant à la température de formation de la laumontite et au passage de la diagenèse à l'anchizone (H.G.F. WINKLER, 1976) - suffit pour dépiéger, en 4000 heures de préchauffe, la quasi-totalité des électrons métastables du quartz, effaçant ainsi plus de 90% de sa TLN (J.-P. IVALDI, 1980).

Les températures avancées pour le métamorphisme mésoalpin dans le domaine externe, même minimalisées, sont donc élevées en regard de la méthode TL. Elles rendent nécessaire un examen préalable des effets de ce métamorphisme sur la thermoluminescence du quartz des formations détritiques paléogènes et de leurs provinces distributives présumées.

Deux types d'études préliminaires doivent être envisagés : en premier lieu, l'analyse TL des filons de quartz stériles génétiquement liés à la déformation et au métamorphisme alpins dans le segment de chaîne considéré, qui conduit à la définition de l'intensité de la TL alpine ; en second lieu, l'évaluation des effets de cette thermoluminescence de néogenèse sur la TL originelle, anté-alpine, des quartz détritiques, éruptifs et métamorphiques de l'ensemble des entités géologiques susceptibles d'avoir alimenté le bassin paléogène du Pays des Arves.

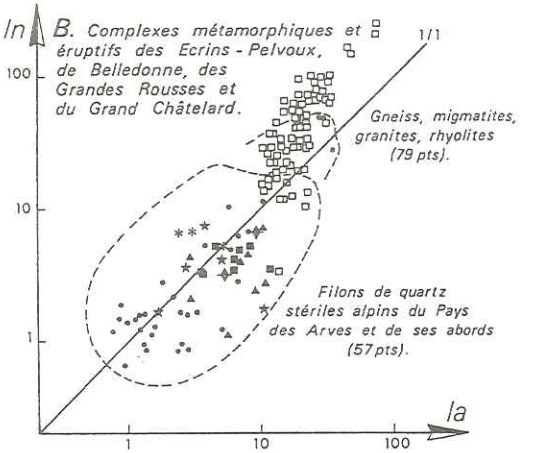
2. Définition de l'intensité de la thermoluminescence alpine.

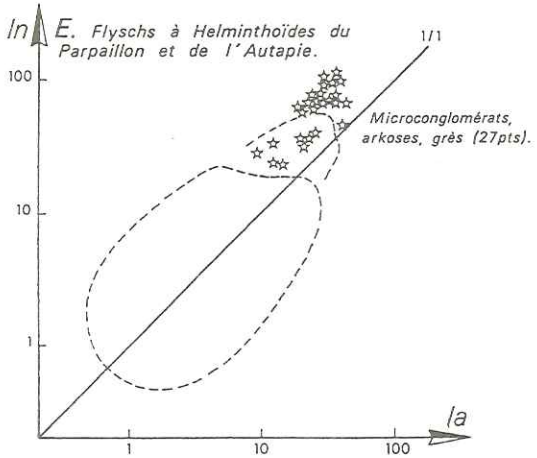
Le caractère spécifique de la thermoluminescence alpine a été établi entre la mer Méditerranée et la Savoie sur l'ensemble des unités structurales de la chaîne (J.-P. IVALDI et R. MAZERAN, 1976 ; J.-P. IVALDI, 1979). Dans le Pays des Arves, comme partout ailleurs, l'analyse des fentes alpines à quartz - calcite +/- (chlorite, albite) des formations paléogènes montre que l'intensité de cette thermoluminescence est faible. Les valeurs de In et de Ia demeurent en effet comprises entre 0 et 10 u.a., à l'exception de trois filons prélevés dans la partie sommitale du flysch paléogène du col du Galibier, près du contact avec le Subbriançonnais, et dans le conglomérat de base du Pont de Villarclément. Pour ces trois échantillons, In et Ia avoisinent ou dépassent 30 u.a.. Quant au rapport In/Ia, il évolue statistiquement entre 0,2 et 2,6. Ces valeurs situent l'aire de variabilité des filons stériles alpins post-priaboniens du Pays des Arves dans la partie axiale, inférieure, du diagramme (In, Ia) (fig. 1 A).

3. Degré de stabilité de la thermoluminescence anté-alpine des matériaux.

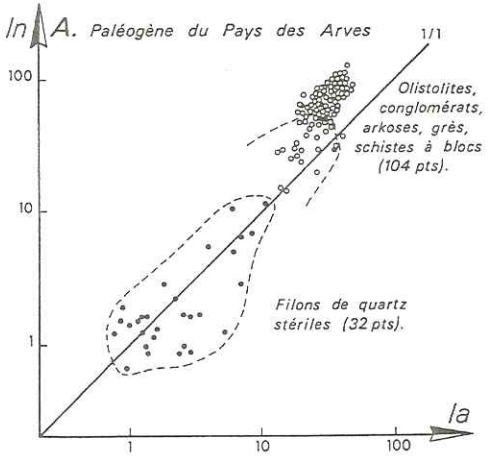
Les effets du métamorphisme alpin sur la thermoluminescence originelle du quartz des éléments de socle et de couverture du Pays des Arves et de ses abords sont variables et sélectifs. Ces effets sont présents, mais peu marqués, dans le Paléogène du domaine externe, le Subbriançonnais et les nappes de flyschs à Helminthoïdes, plus apparents mais géographiquement limités dans les socles et le tégument des massifs cristallins externes, assez généralisés dans la zone briançonnaise. Ils provoquent une homogénéisation partielle ou totale de la forme des courbes TL, une chute des intensités de thermoluminescence et une évolution polarisée du rapport In/Ia.

a. La forme des courbes de thermoluminescence. Très variable, à pics bien exprimés dans le domaine externe, le Subbriançonnais et les flyschs allochtones, elle devient répétitive dans le Briançonnais et présente alors de nombreux points de convergence avec celle des filons alpins encaissés dans cette même zone et dans les Schistes lustrés : tracé peu prononcé, culmination des émissions lumineuses vers 250-285°C et 335-355°C en TLN et 90°C, 125°C, 195°C, 325-345°C, 370°C en TLA.

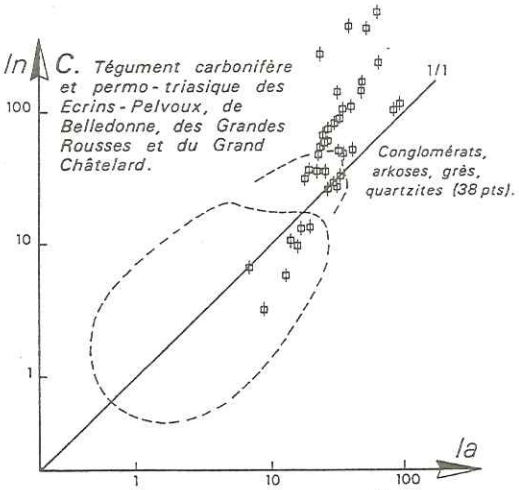


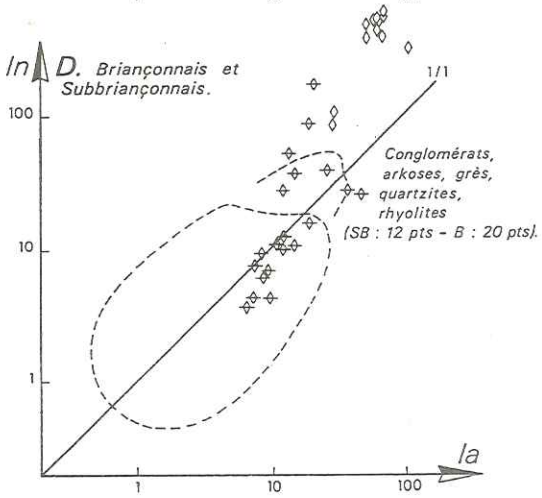


L'alpinisation du quartz détritique, éruptif et métamorphique est négligeable dans le cas du Paléogène arvinche (A), du Subbriançonnais (D) et des flyschs crétacés allochtones (E), limitée dans les socles externes et leur tégument carbonifère et permo-triasique (B-C), forte dans le domaine briançonnais (D) (Explications dans le texte).



ENCAISSANTS : massifs cristallins des Ecrins-Pelvoux s.l., de Belledonne, des Grandes Rousses et du Grand Châtelard (carrés) ; tégument carbonifère et permo-triasique dauphinois *s.l.* (carrés barrés) ; Mésozoïque dauphinois *s.l.* (triangles) ; formations paléogènes arvinches (cercles) ; Subbriançonnais (losanges) ; Briançonnais (losanges barrés) ; Schistes lustrés (astérisques) ; flyschs à Helminthoïdes (étoiles).





b. Les intensités globales de thermoluminescence naturelle et artificielle. Elles sont fortes, largement supérieures à 10 u.a., voire 100 u.a. dans la majeure partie du domaine externe, dans le Subbriançonnais et les flyschs allochtones où elles ne peuvent donc être masquées par la thermoluminescence alpine. Les niveaux métastables du quartz sont normalement saturés en TLN par comparaison avec ceux de matériaux rocheux externes à la chaîne, non alpinisés, c'est à dire indemnes de toute déformation et métamorphisme alpins. Comme dans le Champsaur, et compte tenu des observations de laboratoire précitées, il convient donc d'admettre, pour ces zones, une recharge complète des pièges à électrons du quartz après l'épisode métamorphique mésoalpin. Les intensités de thermoluminescence sont nettement plus faibles dans le Briançonnais où les valeurs tendent vers celles des filons alpins.

Cette analyse sommaire des faits peut être modulée et précisée dans le détail par l'emploi du diagramme (In, Ia). Dans ce diagramme, l'indépendance entre les matériaux détritiques et filoniens apparaît nettement en ce qui concerne le Paléogène arvinche, à l'exception des affleurements situés dans l'environnement immédiat des fentes à quartz du Pont de Villarclément et du Galibier (fig. 1 A). De même pour le Subbriançonnais et les flyschs allochtones (fig. 1 D-E). Les complexes métamorphiques et éruptifs du massif des Ecrins-Pelvoux, de Belledonne, des Grandes Rousses et du Grand Châtelard, ainsi que leur tégument carbonifère et permo-triasique, voient par contre 17 à 18% de leurs points représentatifs s'inscrire dans la partie supérieure de l'aire de variabilité des filons alpins (fig. 1 B-C). Dans le Briançonnais, ce pourcentage passe à 60% avec une répartition sélective du Carbonifère et du Paléogène (100%) par rapport au Permien et au Trias (33%). L'aire de variabilité des matériaux de cette zone recouvre assez largement celle des filons de quartz (fig. 1 D).

c. Le rapport In/Ia. Hormis dans le Briançonnais, les intensités globales de TLA sont inférieures aux intensités correspondantes de TLN. Le rapport In/Ia est dans la majorité des cas supérieur à 1, phénomène qui se traduit dans le diagramme (In/Ia) par le rejet systématique des aires de variabilité des matériaux détritiques, éruptifs et métamorphiques non filoniens au-dessus de la droite 1/1 (fig. 1, A-B-C-E). L'axe d'allongement de ces aires présente une obliquité plus ou moins marquée par rapport à cette même droite. L'infériorité systématique de Ia devant In, qui a également été observée dans le Champsaur, traduit vraisemblablement l'influence du métamorphisme alpin sur la TLA du quartz. Le développement, dans ce minéral, de pièges jouant un rôle inhibiteur lors du remplissage artificiel des niveaux électroniques a été évoqué pour expliquer le phénomène (J.-P. IVALDI, 1980). Cette hypothèse est argumentée par la faiblesse des intensités de la thermoluminescence alpine.

Dans le Briançonnais, l'existence d'intensités de TLN et de TLA statistiquement équivalentes, traduites dans le diagramme (In, Ia) par une aire de variabilité mieux axée sur la droite 1/1, s'explique par la recristallisation partielle ou totale du quartz de tous les matériaux qui acquièrent ainsi les traits spécifiques de la TL alpine (fig. 1, D).

Les conséquences de ces observations sont de deux ordres. L'action du métamorphisme sur la TLA du quartz, bien que peu développée en dehors du Briançonnais, limite l'emploi de cette méthode d'analyse dans ses applications paléogéographiques en Savoie. Seul l'aspect qualitatif des émissions lumineuses, que traduit la forme générale des courbes de TL, peut être pris en compte lorsque l'alpinisation reste partielle. L'emploi de la TLN demeure par contre valable. Mais le raisonnement et les conclusions qui en découlent sont, de fait, entachées d'une part d'incertitude en raison de la perte d'information enregistrée pour le Briançonnais et, à un degré moindre, pour les massifs cristallins externes et leur tégument.

Fig. 1 : Diagrammes (In, Ia) du quartz filonien (symboles pleins), éruptif, détritique et métamorphique non filonien (symboles vides) du Pays des Arves et de ses abords.

IV - THERMOLUMINESCENCE ET PALEOGEOGRAPHIE : ORIGINES ET REPARTITION DES MATERIAUX DETRITIQUES SILICEUX DANS LE BASSIN PALEOGENE MARIN DU PAYS DES ARVES.

1. Contexte géologique.

L'agencement structural des unités alpines savoyardes situées à l'Est des massifs de Belledonne et des Grandes Rousses est actuellement réexaminé et discuté. Au schéma classique d'une zone ultradauphinoise bordant vers l'Est, avant le front pennique, le domaine externe (R. BARBIER, 1948) s'oppose, depuis quelques années, un schéma moins orthodoxe, qui intercale une nappe briançonnaise entre des unités dauphinoises orientales et subbriançonnaises (J. MARTINEZ-REYES *et al.*, 1979 ; A. SERRE, 1983). L'ancienne zone ultradauphinoise est, de fait, découpée en deux unités tectoniques d'origine paléogéographique fort différente, entre la latitude du Mont Niélard et celle du col du Lautaret (A. SERRE *et al.*, 1985) :

- l'unité dauphinoise orientale des Albiez ;
- l'unité à affinités briançonnaises du Cheval Noir-Casse Massion.

La "zone des écailles externes subbriançonnaises" a par ailleurs été interprétée comme un ensemble d'olistostromes couronnant la série éocène du flysch des Aiguilles d'Arves (C. BRAVARD *et al.*, 1981). Conjointement était signalée la présence d'olistolites de nature et d'origine diverses à la base du Paléogène, tant au Sud, qu'au Nord de la vallée de l'Arc (C. BRAVARD et M. GIDON, 1979 ; P. ANTOINE *et al.*, 1980 ; A. SERRE, 1983).

L'origine des matériaux détritiques paléogènes - des éléments constitutifs des conglomérats et olistostromes en particulier - est également controversée. Les formations détritiques de base auraient été alimentées à partir du domaine externe (R. BARBIER, 1948) et de manière plus subordonnée, par une "ride" séparant les domaines arvinche et valaisan (P. ANTOINE *et al.*, 1978) ; elles ne renfermeraient que du matériel briançonnais, à l'exception de "calcaires de teinte sombre" qui pourraient provenir du domaine dauphinois oriental ou du Subbriançonnais (A. SERRE, *op. cit.*).

Les terrigènes du "Flysch gréseux", qui n'ont fait l'objet, à ce jour, d'aucune étude sédimentologique approfondie, proviendraient de l'Est et témoigneraient des "érosions intenses qui s'attaquaient alors aux zones internes en voie d'émersion (R. BARBIER, 1948) ; ils correspondraient à des dépôts turbiditiques de type "basin plain" (A. SERRE, 1983).

Les olistostromes sommitaux remanieraient le Subbriançonnais (C. BRAVARD *et al.*, 1981) ; le matériel aurait une origine strictement briançonnaise (A. SERRE, *op. cit.*).

De telles divergences amènent deux questions :

a. Le Paléogène du Pays des Arves correspond-il à un seul ou plusieurs bassins sédimentaires paléogéographiquement distincts ?

b. L'origine des sédiments détritiques est-elle unique, multiple, externe et/ou interne ?

L'âge de la transgression et des dépôts paléogènes reste mal précisé au Nord du Pelvoux. Le "flysch calcaire" et le sommet de la formation turbiditique renferment une microfaune benthique et planctonique priabonienne. L'olistostrome sommital de la vallée de l'Arc remanie les calcaires du Bochet à Nummulites lutétiennes.

2. Caractères généraux et évolution de la TL du Paléogène arvinche.

Les courbes de TLN du Paléogène arvinche constituent, toutes unités et formations confondues, un ensemble cohérent, exempt de variations majeures. Leur tracé est toujours marqué par la présence de deux pics principaux dont les températures apparentes évoluent entre 255-293°C et 360-374°C. Le pic de haute température est, dans 97% des cas, plus intense que le pic de basse température. Les 3% restant concernent les lames granitiques de Côte-Plaine, interprétées comme des olistolites (C. BRAVARD et M. GIDON, *op. cit.*) et la base du flysch immédiatement sus-jacent. Pour ces matériaux,

le pic de basse température est dominant, les valeurs du rapport d'intensité R 1-3 supérieures à 50.

La TLN du Paléogène est nettement plus homogène dans le Pays des Arves que dans le Champsaur ou les Alpes maritimes : les aires de variabilité des formations détritiques arvinches restent toutes contenues dans la partie inférieure du diagramme (R 1-3, In), contrairement à leurs homologues plus méridionales (fig. 2 A).

Au sein des formations détritiques savoyardes, ce sont les caractères TL des arkoses et des grès turbiditiques qui sont les plus hétérogènes. Si les valeurs du rapport R 1-3 restent comprises, pour ces sédiments, entre 19,6 et 54,2, le paramètre In évolue, lui, de 15 à 125 u.a., ce que traduit, dans le diagramme (R 1-3, In), le dessin de l'aire de variabilité du flysch, peu développé suivant l'axe des ordonnées, mais allongé suivant l'axe des abscisses. Dans cette aire, n'apparaît aucune répartition sélective du matériel des unités des Albiez et du Cheval Noir-Casse Massion. Les valeurs moyennes des deux principaux paramètres de TLN sont sans différences significatives : 32,3 et 30,6 pour R 1-3, 72,2 et 71,0 u.a. pour In. Il ne paraît donc pas possible de distinguer paléogéographiquement ces deux unités par la TL de leur matériel siliceux paléogène, lequel sera analysé conjointement.

Les points représentatifs des conglomérats, certes moins nombreux, sont plus groupés en raison d'une variabilité moins importante du paramètre In. Le dessin de leur champ d'extension, légèrement sécant sur celui des arkoses et des grès, s'explique par une correpondance différente des valeurs de R 1-3 et de In.

L'aire de variabilité des olistostromes sommitaux s'inscrit, elle, entièrement dans celle du flysch.

On n'observe donc pas d'évolution verticale nette, polarisée, des caractères TL du quartz au sein de la suite détritique paléogène du Pays des Arves. Les variations enregistrées à l'échelle d'un affleurement, d'une coupe, ne semblent pas pouvoir être interprétées en fonction d'un processus sédimentologique simple, unitaire. Le bassin sédimentaire paraît recevoir, dès son installation et au cours des différentes étapes de son remplissage, un stock quartzeux non homogène, mais relativement stable. Ce schéma diffère de celui du Champsaur où la sédimentation des calcaires détritiques, puis surtout celle des grès est accompagnée, après le dépôt des conglomérats, par le renouvellement et la diversification des populations de quartz parmi lesquelles apparaissent les matériaux granitiques pelvousiens ainsi que les terrigènes des flyschs à Helminthoïdes (J.-P. IVALDI, 1980).

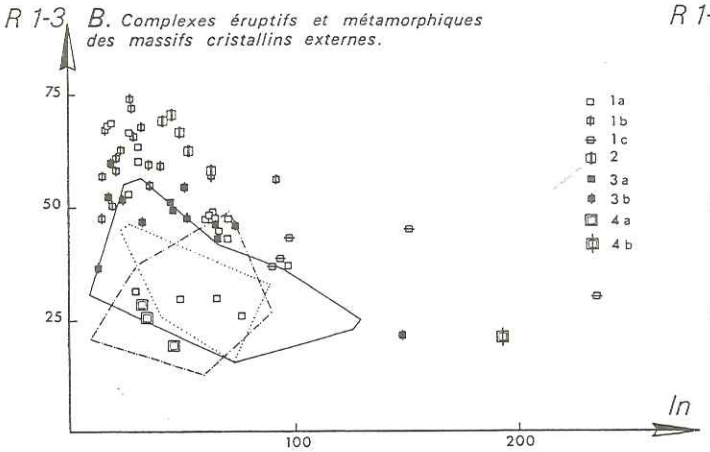
Deux interprétations peuvent être avancées pour expliquer la stabilité des propriétés TL du stock quartzeux : une faible variabilité de la thermoluminescence du quartz des différentes zones-sources dont certaines sont, sans conteste, à dominante carbonatée et/ou un nombre restreint de ces mêmes zones ; une mise en place précoce, antérieure à la transgression nummulitique, des principales provinces distributives, hypothèse qui va dans le sens de la "phase arvinche" de R. BARBIER.

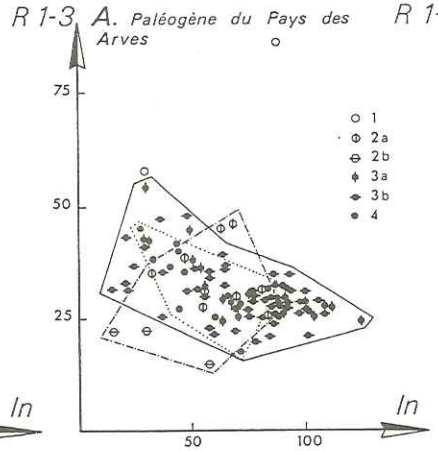
3. Les provinces distributives potentielles du matériel détritique quartzeux dans le diagramme bidimensionnel (R 1-3, In).

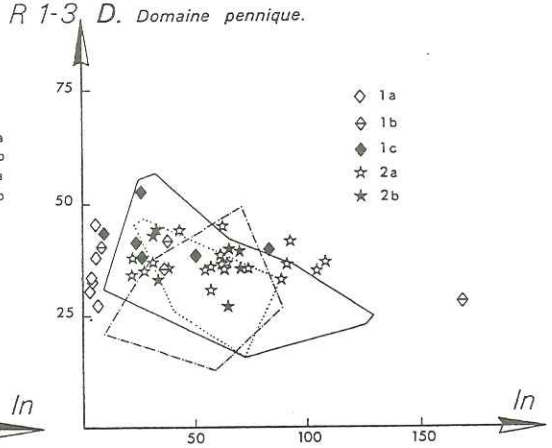
Dans le diagramme (R 1-3, In) (fig. 2), les aires de variabilité des matériaux paléogènes sont recouvertes, à des degrés divers, par celles des entités géologiques suivantes :

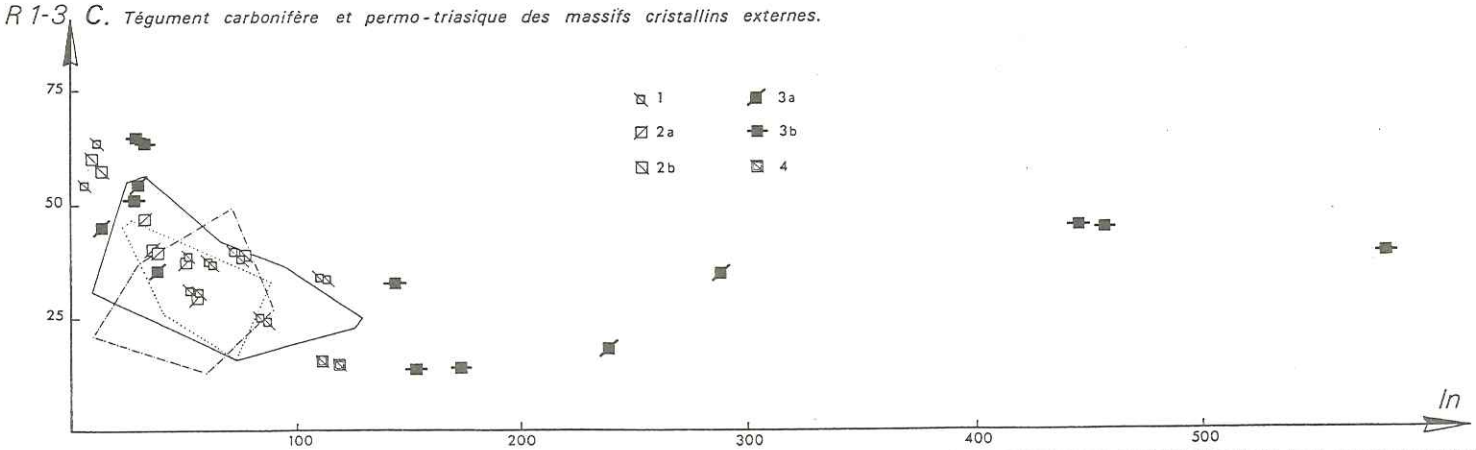
- les massifs du Pelvoux, de Belledonne et du Grand Châtelard ;
- le tégumet carbonifère et permo-triasique de ces socles, auquel il faut ajouter celui des Grandes Rousses ;
- les flyschs à Helminthoïdes de type Autapie et Parpaillon ;
- le matériel briançonnais modérément atteint par la déformation et le métamorphisme mésoalpins.

Ces ensembles cristallins et sédimentaires constituent, par conséquent, autant de









A. PALEOGENE DU PAYS DES ARVES - 1."Olistolites" inférieurs ; 2. Conglomérats inférieurs de l'écaille des Albiez (a), du Cheval Noir-Casse Massion (b) ; 3. Arkoses et grès du flysch de l'unité des Albiez (a), du Cheval Noir-Casse Massion (b) ; 4. Olistostromes supérieurs.

B. COMPLEXES ERUPTIFS ET METAMORPHIQUES DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES - 1. Ecrins-Pelvoux *s.l.* : migmatites (a), granites (b), rhyolites du Combeynot (c) ; 2. Grandes Rousses : granites ; 3. Belledonne : migmatites (a), granites (b) ; 4. Grand Châtelard : migmatites (a), granites (b).

C. TEGUMENT CARBONIFERE ET PERMO-TRIASIQUE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES - 1. Ecrins-Pelvoux *s.l.* : Trias ; 2. Grandes Rousses : Carbonifère (a), Trias (b) ; 3. Belledonne : Carbonifère (a), Permien (b) ; 4. Grand Châtelard : Trias.

D. DOMAINE PENNIQUE - 1. Briançonnais : Carbonifère (a), Permien (b), Trias (c) ; 2. Flyschs à Helminthoïdes : Parpaillon (a), Autapie (b).

provinces distributives potentielles dont nous analyserons successivement le rôle dans la constitution des formations paléogènes.

a. Les "olistolites" inférieurs. Les lames microgranitiques de Côte-Plaine/Crête de Chailiol présentent de fortes affinités avec les granites du massif du Pelvoux de type Claphouse, Riéou-Blanc, Turbat. Elles possèdent également quelques traits communs avec les granites du Combeynot. Il ne s'agit donc pas de matériaux réellement exotiques, d'olistolites au sens strict du terme.

b. Les conglomérats inférieurs. Au Sud du domaine étudié, sur le revers oriental de la Montagne de la Madeleine, dans le haut Goléon et les Aiguilles d'Arves, la thermoluminescence des quartz détritiques paléogènes est analogue à celle de formations cristallophylliennes du Pelvoux telles que les orthogneiss de Crupillouse, les gneiss non migmatisés de La Lavey et les porphyroïdes arkosiques du Combeynot.

Des relations peuvent également être établies avec le Trias détritique nord-pelvousien du Plateau d'Emparis et, dans une moindre mesure, avec les migmatites souvent mylonitisées de la série satinée de Belledonne et les granites du type Beaufort.

Vers le Nord, dans la vallée de l'Arc, les conglomérats qui affleurent entre Villarclément et Mont-Denis sont à rapprocher des migmatites du massif du Grand Châtelard.

c. Les arkoses et grès turbiditiques du flysch des Aiguilles d'Arves. Les analogies avec les matériaux cristallophylliens du Pelvoux restent fortes au Sud du vallon des Aiguilles. La similitude entre les conglomérats et le flysch n'est cependant pas totale, les caractères TL des gneiss migmatitiques de La Lavey se substituant assez systématiquement aux caractères des gneiss non migmatisés du même complexe métamorphique, des orthogneiss de Crupillouse et des porphyroïdes du Combeynot.

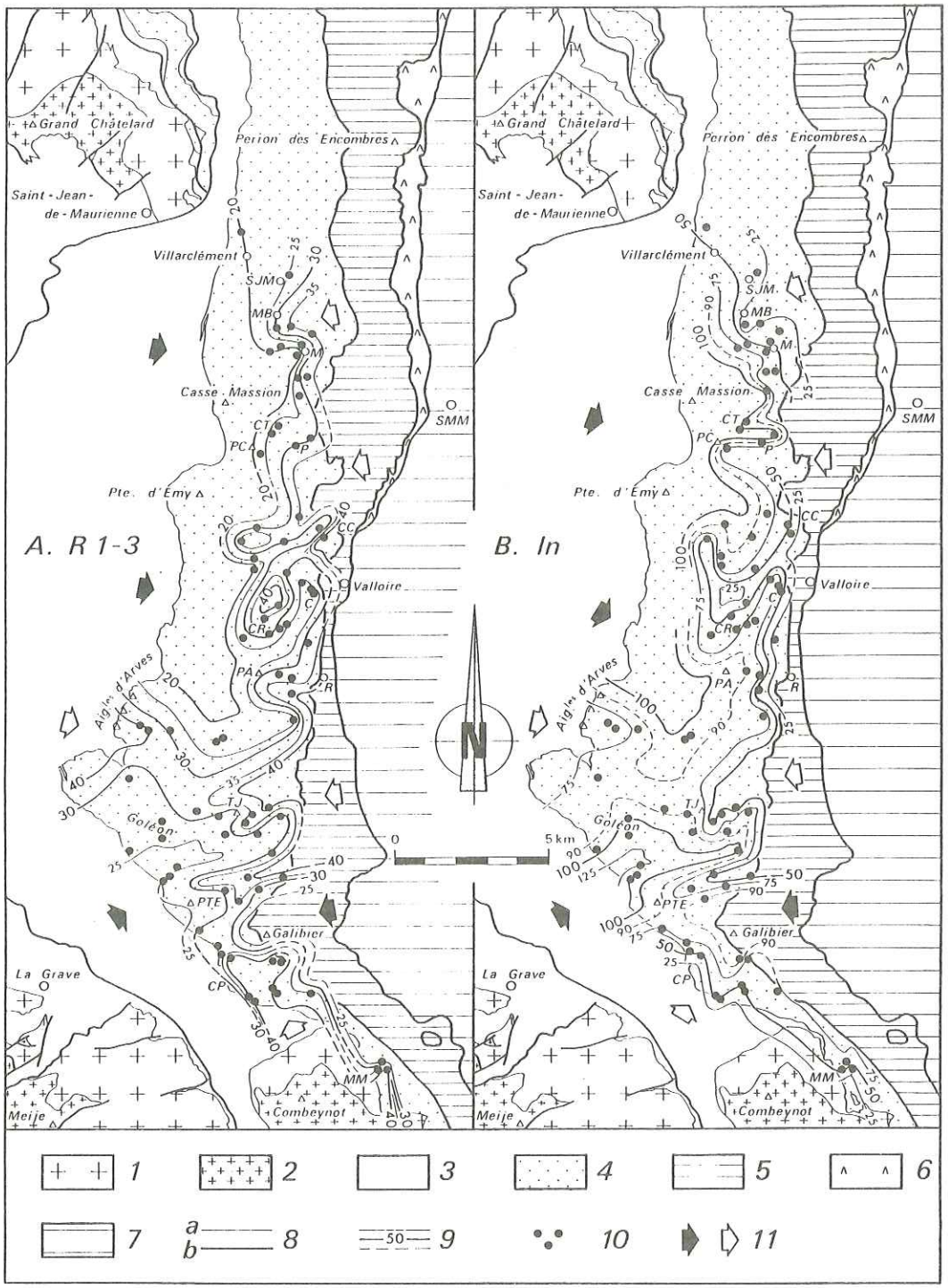
Au centre des affleurements paléogènes arvinches, entre le vallon des Aiguilles et la Pointe d'Emy, ce sont les traits du tégument triasique nord-pelvousien qui tendent à supplanter ceux des migmatites. Des rapprochements ponctuels peuvent être effectués avec les conglomérats et les grès carbonifères des Grandes Rousses (Crey Rond).

Vers le Nord (Chalets de la Plagne, Crêt de Talière) apparaissent, aux côtés de ces matériaux, des populations de quartz caractérisées par de fortes intensités de TLN (In > 100 u.a.) et des rapports R 1-3 faibles, voisins de 25. De tels caractères, également représentés au Sud, dans le Goléon, traduisent généralement la présence de quartz d'origine volcanique ou subvolcanique. Ces populations de quartz peuvent être rapprochées de roches aussi diverses que les rhyolites et rhyodacites du Combeynot, les conglomérats du Verrucano du col du Galibier, les faciès hololeucocrates de l'ensemble granitique du Grand Châtelard ou encore les galets rhyodacitiques des conglomérats paléogènes de La Martinasse. L'influence du Grand Châtelard, ou de massifs cristallins pétrologiquement équivalents, apparaît nettement à l'Ouest de Montricher, dans les affleurements de la Combe du Bochet, ainsi qu'en rive droite de l'Arc, vers Saint-Julien-Mont-Denis.

Le quartz du flysch à Helminthoïdes du Parpaillon, qu'il n'est pas toujours aisé de distinguer, par sa TL, du quartz des migmatites du Pelvoux, pourrait être présent dans les grès qui affleurent sous le Subbriançonnais du Galibier, à l'Est de la Tête de Jacques et de la Pointe des Adrets et vers les Clots, près Valloire.

Quant au Briançonnais, outre les rapprochements effectués avec le Verrucano du Col du Galibier, des relations peuvent être établies entre les conglomérats et arkoses westphaliens de la zone houillère et le flysch paléogène dans la vallée de l'Arc.

Fig. 2 : Diagrammes (R 1-3, In) des matériaux paléogènes du Pays des Arves et de leurs zones-sources potentielles.



DOMAINE EXTERNE - 1. Cristallophyllien ; 2. Granites ; 3. Mésozoïque ; 4.Paléogène.
DOMAINE PENNIQUE - 5. Subbriançonnais ; 6. Zone des gypses ; 7. Briançonnais.
SYMBOLES - 8. Contacts stratigraphiques (a), tectoniques (b) ; 9. Isofactes maîtresses et intercalaires avec valeur du paramètre de TLN correspondant ; 10. Lieux de prélèvement ; 11. Localisation des apports terrigènes.
LIEUX-DITS - C. : Les Clots ; CC. : Chalets Chapieux ; CP. : Côte-Plaine ; CR. : Crey Rond ; CT. : Crêt de Talière ; M. : Montricher ; MB. : Montricher-le-Bochet ; MM. : Montagne de la Madeleine ; P. : La Plagne (Chalets) ; PA. : Pte des Adrets ; PC. : Pte des Chaudannes ; PTE. : Pic des Trois Evêchés ; R. : La Rivine ; SMD : St-Julien-Mont-Denis ; SMM : St-Michel-de-Maurienne ; TJ. : Tête de Jacques.

d. Les olistostromes supérieurs. Dans ces formations, les paramètres TL du quartz, souvent peu tranchés, ne facilitent pas les corrélations avec les zones-sources potentielles. Les schistes à blocs de Montricher renferment localement des populations de quartz volcaniques ou subvolcaniques semblables à celles du flysch des Chalets de la Plagne, près d'Albane. Leur origine est tout aussi difficile à préciser : écailles de socles d'affinités externes (Grand Châtelard, Combeynot) ou subbriançonnaises. Les caractères TL du Permien et du Trias briançonnais sont représentés au Sud, dans les schistes à blocs du ruisseau du Villard, près des Chalets Chapieux, et dans la klippe de la Rivine auparavant rattachée à la zone des écailles externes de la nappe du Pas du Roc. On notera cependant que des corrélations peuvent également être établies entre le Paléogène de ces affleurements et le flysch de la nappe de l'Autapie.

4. Les cartes isofactes des paramètres R 1-3 et In : des modèles de distribution du matériel détritique dans le bassin paléogène arvinche. Discussion et interprétation.

L'évolution des paramètres de thermoluminescence au sein d'une formation détritique renseigne sur la répartition temporelle et spatiale des différentes populations de quartz, sur l'importance relative et la localisation de leurs provinces distributives. Elle peut être suivie, à l'échelle d'un bassin sédimentaire, grâce à l'établissement de cartes isofactes pour chacun des paramètres TL considérés.

Dans le Pays des Arves, la réalisation de telles cartes se heurte à des difficultés inhérentes à la configuration générale des affleurements paléogènes disposés selon une étroite bande N-S, ainsi qu'à la faible variabilité des paramètres de thermoluminescence. Le tracé des courbes isofactes offre un nombre élevé de possibilités. Toutes dessinent cependant des lignes d'orientation générale méridienne, compliquées de lobes majeurs ou mineurs nettement obliques par rapport à la direction d'allongement actuelle de la chaîne, hormis au Sud du Galibier. Un tel schéma traduit l'existence, au Paléogène, d'un bassin sédimentaire relativement étroit, allongé parallèlement aux futures directions structurales alpines et recevant essentiellement des apports transverses.

Les tracés retenus pour les courbes isofactes (fig. 3) intègrent les données fournies par l'analyse TL de l'ensemble des formations paléogènes. Le choix de la polarité de ces courbes, qui commande directement leur dessin et l'ouverture des structures lobées, a notamment été effectué à partir des relations établies entre le matériel paléogène et le socle pelvousien au Sud, le Cristallin du Grand Châtelard au Nord.

Les cartes isofactes des paramètres R 1-3 et In sont très semblables, les structures lobées superposables en tous points. Les lobes majeurs sont localisés à l'Ouest et couvrent les principaux affleurements conglomératiques. Leur développement latéral est maximal entre les Aiguilles d'Arves et le Pic des Trois Evêchés où ils correspondent vraisemblablement à une zone basse E-W qui interrompait le bassin sédimentaire dans son développement longitudinal et piégeait des matériaux externes et internes originaires du Sud-Ouest et de l'Ouest, du Nord-Est et de l'Est.

Chaque structure lobée peut être interprétée comme l'image de nappes détritiques progradant sur le fond du bassin, leur ouverture s'effectuant en direction du débouché de vecteurs dynamiques fluviaux uniques ou multiples suivant l'enchaînement normal ou inverse des courbes isofactes.

Fig. 3 : Cartes isofactes des paramètres R 1-3 (A) et In (B) de la thermoluminescence naturelle du quartz détritique des formations paléogènes arvinches. Chaque courbe isofacte est définie comme le lieu des points de prélèvement caractérisés par des valeurs égales du paramètre correspondant.

V - CONCLUSIONS.

Dans le Pays des Arves, le bassin sédimentaire qui s'installe lors de la transgression paléogène est rapidement morcelé et irrégulièrement effondré comme en témoigne le développement important, mais discontinu, des formations conglomératiques inférieures. L'approfondissement bathymétrique qui suit la sédimentation carbonatée et argilo-pélitique, lié au rajeunissement préalable des reliefs environnants, permet le déroulement d'un processus sédimentaire syntectonique de type turbiditique dont l'aboutissement est le comblement du bassin.

Ce bassin, bien que fortement raccourci par la tectogenèse alpine présentait un allongement originel marqué suivant des directions proches de la direction actuelle de la chaîne en Savoie. Une zone basse E-W compliquait au Sud son dessin.

Les zones nourricières des matériaux déposés au cours du cycle sédimentaire sont essentiellement externes, mais aussi internes. La principale zone est constituée par le socle gneissique et migmatitique des Ecrins-Pelvoux *s.l.* et son tégument triasique septentrional, massif qui alimente également, avec ses granites, le bassin paléogène du Champsaur. Le faible pourcentage de matériel granitique pelvousien dans les formations nummulitiques arvinches peut être d'ordre paléotopographique ; il peut également traduire un dépôt plus précoce des sédiments tertiaires au Nord du Pelvoux, réalisé avant que l'érosion n'atteigne largement les batholites granitiques de ce massif.

Le Carbonifère des Grandes Rousses et éventuellement le socle de Belledonne figurent également au nombre des zones-sources probables, avec comme corollaire un décapage préalable de la couverture sédimentaire de ces massifs.

Vers le Nord, le Cristallin du Grand Châtelard, ou un socle pétrologiquement semblable, a alimenté le bassin sédimentaire. Il faut y ajouter, de façon certaine au-delà de l'Arc, le substratum pélitique, gréseux et quartzitique d'âge carbonifère et permo-triasique du Paléogène.

Les apports d'origine interne semblent quantitativement moins importants. Parmi eux apparaissent des éléments d'origine briançonnaise, bien représentés dans les olistostromes supérieurs. La participation des flyschs allochtones au comblement de la partie sud du bassin reste hypothétique en raison d'un phénomène de convergence TL possible avec les migmatites du Pelvoux.

La présence de matériaux rhyolitiques, rhyodacitiques et/ou microgranitiques traduit, comme pour la partie orientale des bassins paléogènes des Alpes maritimes et du Champsaur, le démantèlement de reliefs volcaniques ou subvolcaniques d'âge probablement permien. Le tracé des courbes isofactes montre que ces reliefs n'occupent plus systématiquement, dans le Pays des Arves, une position intermédiaire entre les domaines externe et interne, mais bordent directement vers l'Ouest le bassin paléogène.

L'ensemble de ces provinces distributives n'assure pas le recouvrement total de l'aire de variabilité des terrigènes arvinches dans le diagramme (R 1-3, In). L'existence d'autres zones-sources ou l'alpinisation d'une grande partie des matériaux briançonnais peuvent en être la cause.

La thermoluminescence n'étaye pas la thèse de l'origine briançonnaise du flysch paléogène de l'unité du Cheval Noir-Casse Massion. La faible variabilité des paramètres TL des flyschs arvinches suggère un dépôt de leurs matériaux dans un même bassin. Celui-ci s'étendait, probablement sans solution de continuité, jusqu'à la zone subbriançonnaise au moins, compte tenu des caractères TL équivalents du flysch tertiaire de la digitation du Lauzet-Roche Olvéra. Il prolongeait vers le Nord, le bassin paléogène du Champsaur.

Deux modèles paléogéographiques restent cependant possibles à l'Est de Belledonne et des Grandes Rousses :

a. une transgression nummulitique s'effectuant sur des substratums structuralement distincts, mais classiquement agencés depuis le domaine dauphinois jusqu'au Briançonnais ;

b. l'installation d'un bassin paléogène unique sur un substratum tectoniquement diversifié par la mise en place précoce, vers le domaine externe, d'une unité à affinités briançonnaises.

Cette seconde hypothèse, qui a été réfutée par P. ANTOINE et al. (1980), ne permet pas de s'affranchir d'événements tectoniques anté-nummulitiques dans le Pays des Arves. L'important développement des formations conglomératiques inférieures, l'hétérométrie marquée des matériaux et leur degré d'immaturité, le faible renouvellement des stocks quartzeux initiaux sont autant de caractères qui s'accordent avec l'image d'un bassin paléogène fortement subsident bordé de reliefs *préalablement* rajeunis et soumis à une érosion intense. La présence d'olistostromes sommitaux démontre clairement l'aspect syntectonique de la sédimentation finale.

Le rajeunisement des reliefs du domaine externe et/ou de son avant-pays, qui précède et accompagne l'installation des bassins paléogènes avant d'être relayé dans l'espace et dans le temps par la mise en place des nappes penniques, est un phénomène général aux Alpes occidentales. Il provoque la structuration et l'émergence de socles à l'affleurement : socle "corso-sarde" ou peut-être "ligure" prolongeant vers l'Est la Provence cristalline au Sud des Alpes maritimes, massif embryonnaire du Pelvoux et ses prolongements septentrionaux éventuels, écaillés ou non, aux abords du Champsaur et du Pays des Arves. Ce phénomène paraît intimement lié aux mécanismes qui régissent, dans un orogène, la tectogenèse et la sédimentation.

BIBLIOGRAPHIE

ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY J.-C. et DEBELMAS J. (1980). - Précisions sur la formation détritique de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 290, sér. D, p. 1451-1453.

ANTOINE P., BARBIER R., BRAVARD C. et GIDON M. (1978). - Les rapports entre le Flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 286, sér. D, p. 1451-1453.

APRAHAMIAN J. (1974). - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. *Géol. Alpine*, t. 50, p. 5-15.

BARBIER R. (1948). - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mem. Serv. Carte géol. France*, 291 p.

BERNARD D., GRATIER J.-P. et PECHER A. (1977). - Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, p. 284-288.

BRAVARD C. et GIDON M. (1979). - La structure du revers oriental du massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. *Géol. Alpine*, t. 55, p. 23-33.

BRAVARD C., KERCKHOVE C. et BARBIER R. (1981). - Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 292, sér. II, p. 531-534.

GRATIER J.-P., LEJEUNE B. et VERGNE J.-L. (1973). - Etudes des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux, depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon (Alpes françaises). Thèse 3ème cycle, 2 vol., 289 p.

IVALDI J.-P. (1973). - Contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries "Grès d'Annot". Origines du matériel détritique. Conséquences paléogéographiques. Thèse 3ème cycle, 162 p., Nice.

IVALDI J.-P. (1979). - Nouvelles données sur la thermoluminescence des filons de quartz stériles alpins et sur l'âge de leur formation. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, sér. D, p. 457-460.

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. XXII, fasc. 2, p. 109-121.

IVALDI J.-P. et MAZERAN R. (1975). - Réflexions d'ordre méthodologique sur la thermoluminescence du quartz : influence du broyage. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 280, sér. D, p. 2621-2624.

IVALDI J.-P. et MAZERAN R. (1976). - Un marqueur du domaine alpin métamorphique : la thermoluminescence du quartz des fentes et filons stériles. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 282, sér. D, p. 815-817.

MARTINEZ-REYES J., FUDRAL S., RAMPNOUX J.-P. et TARDY M. (1979). - Regard sur la stratigraphie du substratum du flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie) : Conséquences paléogéographiques. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, sér. D, p. 203-206.

MAZERAN R. et IVALDI J.-P. (1975). - Réflexions d'ordre méthodologique sur la thermoluminescence du quartz : influence des traitements chimiques et thermiques. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 281, sér. D, p. 481-483.

NIGGLI E. (1973). - Carte métamorphique des Alpes à 1/1.000.000. Leiden, Subcommission for the cartography of the metamorphic belts of the world ; Paris, *Unesco*, feuille n° 17.

SERRE A. (1983). - Evolution géodynamique d'un secteur de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales : les unités à flysch paléogène de la région de Saint Jean de Maurienne (Savoie). *Trav. Dpt. Sc. Terre Chambery*, n° 1, 178 p.

SERRE A., TOURY A., RAMPNOUX J.-P., MARTINEZ-REYES J. et TARDY M. (1985). - Individualisation de deux unités à flysch nummulitique d'origines paléogéographiques différentes au sein de "l'Ecaille ultradauphinoise des Aiguilles d'Arves" (région de Saint-Jean-de-Maurienne, Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t.301, sér. II, p. 637-642

WINKLER H.G.F. (1976). - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4ème éd., *Springer Verlag*. New-York, Heidelberg, Berlin.

LES FLYSCHS EOCENES DES UNITES SUBBRIANCONNAISES MERIDIONALES DES NAPPES DE L'UBAYE (ALPES OCCIDENTALES FRANÇAISES).

par Christian BLANC°, Jean-Louis PAIRIS*, Claude KERCKHOVE*, Jacques PERRIAUX° et Sylvie JEAN°.

RESUME. - Les unités subbriançonnaises méridionales, situées entre le haut Var et l'Ubaye montrent d'épais sédiments d'âge éocène moyen à supérieur sous un faciès flysch : ces derniers relèvent, dès leur base, de cônes détritiques en eau déjà profonde. Le bassin ne cesse d'ailleurs de s'approfondir pour passer sous la CCD après le début (ou au début) du Priabonien. L'alimentation se fait en gros à partir du sud. Cependant le cortège des galets que l'on relève dans ces niveaux oblige à envisager l'existence de mouvements importants dans le domaine subbriançonnais ou sur ses limites au cours de l'Eocène inférieur et/ou moyen.

ABSTRACT. - The Southern units of the Subbriançonnais realm, between the Var and the Ubaye rivers, show Middle Eocene - Priabonian sediments which settled on the Mesozoic basement or on an Upper Cretaceous-Paleocene Flysch. The first Lutetian/Bartonian sediments were deep sea fan deposits. Later, the basin become still deeper and went down below the CCD (in the beginning or during the Priaboniar . The detrital inflow ran roughly from the South into the basin, as during the Upper Cretaceous-Paleocene "Flysch du Bachelard" deposit. Nevertheless, the Paleogene flysch pebbles make us to admit important tectonic movements in the Subbrianconnais realm or on its boundaries during the Lower and/or Middle Eocene.

1. INTRODUCTION

La partie méridionale des nappes de l'Ubaye (fig. 1), entre la haute vallée du Var et la fenêtre de Barcelonnette, est constituée, sous la nappe du Flysch à Helminthoïdes, par les unités subbriançonnaises du Lac d'Allos, du Pelat et enfin, des Trois-Evêchés (fig. 2). Ces trois unités montrent des flyschs, souvent très développés. Ces formations reposent, pour les deux premières, sur une semelle mésozoïque (débutant par des évaporites triasiques dans lesquelles se placent les grands plans de décollement et de charriages). Elles peuvent être elles-mêmes complètement décollées (unités des Trois-Evêchés), le substratum n'apparaîssant alors qu'en écailles.

° Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble.
Institut Dolomieu, 15, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble Cedex.

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

Publication n° 697

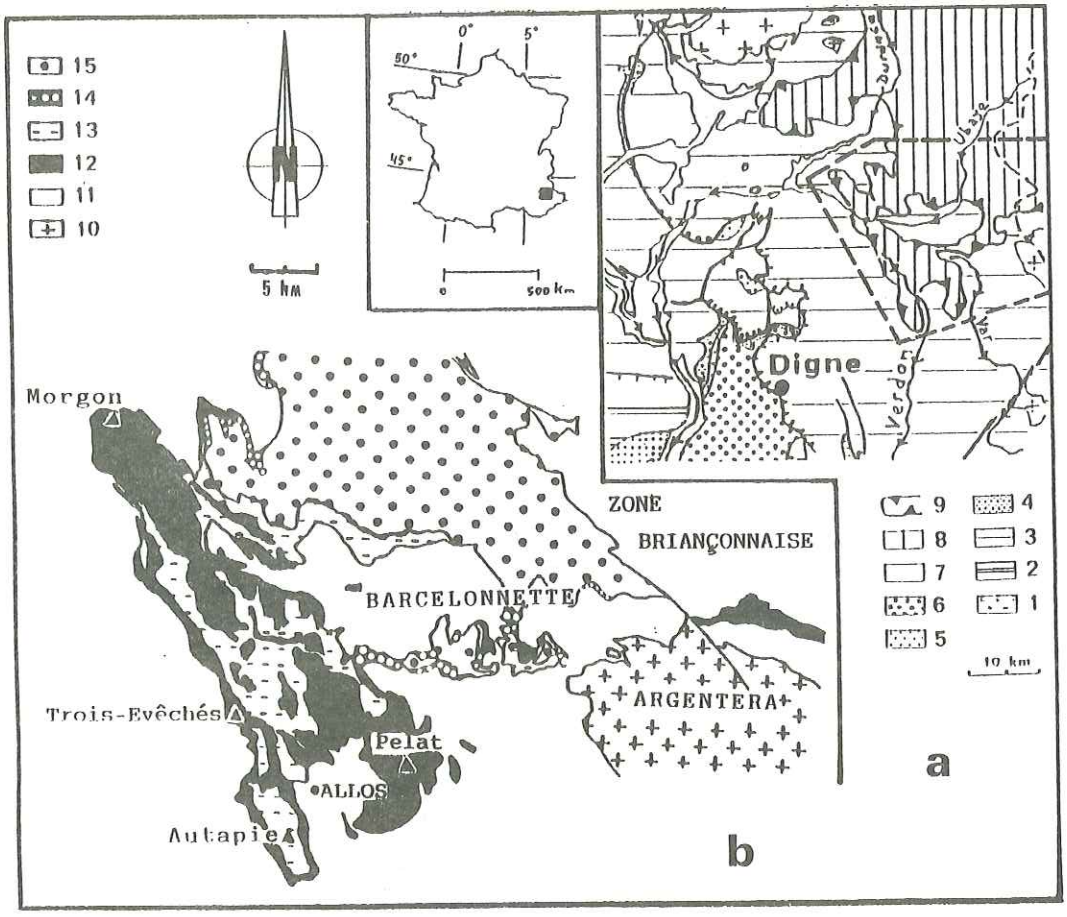
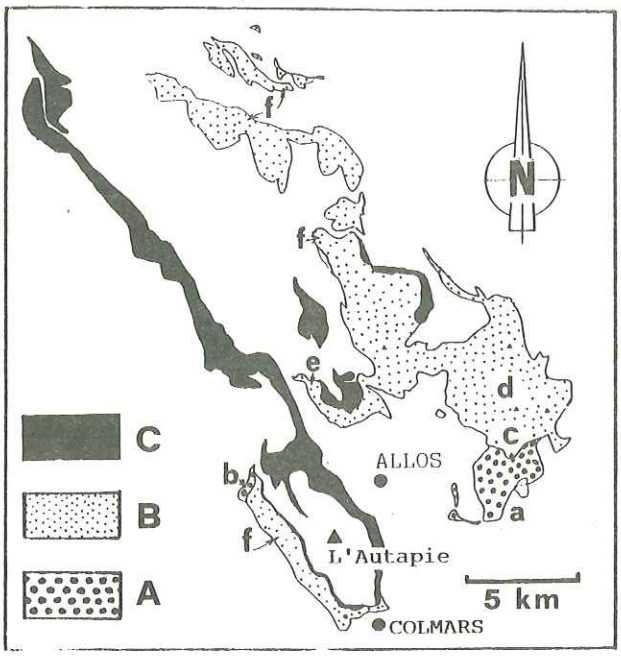


Fig. 1 : Schéma structural des nappes de l'Ubaye

a) 1. Socle antétriasique ; 2. Couverture provençale ; 3. Couverture dauphinoise; 4. Oligocène continental ; 5. Miocène marin ; 6. Ponto-Pliocène du bassin de Valensole ; 7. Quaternaire ; 8. Nappes internes ; 9. Chevauchement pennique
b) Zone Externe : 10. Socle cristallin ; 11. Couverture sédimentaire.
Nappes de l'Ubaye : 12. Unités subbriançonnaises ; 13. Nappe d'Autapie ; 14. Ecailles basales de la nappe du Parpaillon.

Tout ce secteur a subi une étape de structuration importante au Paléocène supérieur, qui a entraîné une lacune de l'Eocène inférieur et du Lutétien (pro parte ?). La nature de ces évènements tectoniques est encore discutée : l'existence de déplacements horizontaux importants (charriages? décrochements ?) bien que suspectée (KERCKHOVE, 1969), n'est pas établie pour l'heure. De même, l'émersion, à la fin du Paléocène supérieur, de certains secteurs qui représentaient jusqu'alors un domaine de sédimentation profond -comme l'unité du Pelat- a été remise en cause (BLANC et al., 1987). Quoi qu'il en soit, dès l'Eocène moyen, se développe dans tout ce domaine subbriançonnais une sédimentation détritique importante.



Digitations
a - du Mont Monier, Tête de Valplane ;
b - écaille inférieure de Valdemars ;
c - de Tête Ronde ;
d - de la Barre du Pelat ;
e - du Vallonet ;
f - du Cheval de Bois.

Fig. 2 : Les unités du lac d'Allos(A), du Pelat (B) et des Trois Evêchés (C).

2. LA SERIE EOCENE MOYEN - EOCENE SUPERIEUR

Des flyschs nummulitiques (Lutétien terminal ? Bartonien - Priabonien) se développent dans les trois unités subbriançonnaises, quelquefois différemment selon les digitations de chacune (fig. 3). Discordants sur le flysch précoce néocrétacé-paléocène dans l'unité du Pelat (KERCKHOVE, 1969) ou sur divers termes du Mésozoïque dans les deux autres, ils constituent le "flysch subbriançonnais " des auteurs. Pour l'unité du Pelat, la discordance est nette sur le Flysch du Bachelard (BLANC et al., 1987) dans la digitation de Tête Ronde; dans les autres digitations, le flysch éocène repose en accordance sur son substratum, après une lacune du Paléocène et de l'Eocène inférieur. Dans les autres unités, la discordance est discutée ; en fait, elle y est souvent masquée par la chistosité.

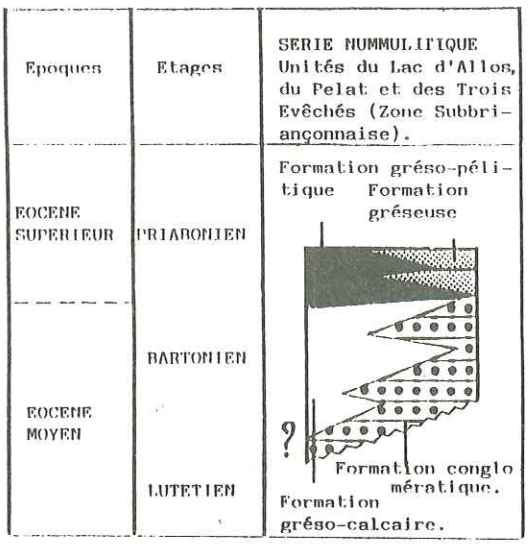


Fig. 3 : Age et nature de la série nummulitique subbriançonnaise dans les unités du Lac d'Allos, du Pelat, et des Trois-Evêchés.

Les dépôts nummulitiques de ces trois unités sont relativement homogènes. Ils sont constitués :

- d'un ensemble inférieur, avec une Formation conglomératique et/ou une Formation gréso-calcaire, caractérisée par une alternance de dépôts détritiques grossiers et de niveaux carbonatés ;

- d'un ensemble supérieur, avec une Formation gréso-pélitique et/ou une Formation gréseuse, qui se distingue du premier ensemble par la quasi absence de niveaux carbonatés.

Notons enfin que, localement, les séries subbriançonnaises à flyschs peuvent se terminer par un olistostrome (formation des Schistes à blocs) sur lequel repose directement la nappe de l'Autapie avec son flysch dissocié et son flysch à Helminthoïdes.

2 - 1. LA FORMATION CONGLOMERATIQUE

Elle est toujours située à la base de la série nummulitique, apparaissant sporadiquement dans les unités des Trois-Evêchés et du Pelat, et peut se développer jusqu'à atteindre 100 m de puissance. Elle passe latéralement et vers le haut à la Formation gréso-calcaire ou bien se trouve parfois directement surmontée par l'Ensemble supérieur.

Cette formation est constituée d'un empilement de bancs conglomératiques, métriques ou plurimétriques, auxquels s'ajoutent, en proportion faible, des niveaux de grès, de biocalcarénites et de calcaires argileux. Les poudingues constituent l'essentiel de la formation. Ils sont en bancs massifs en général, inorganisés, à semelle ravinante, à galets décimétriques plus ou moins roulés. Ils montrent un passage progressif aux lithofaciès qui leur font suite. Des brèches s'y adjoignent, qui peuvent former des bancs décimétriques à métriques, et montrent, tout à fait exceptionnellement, de gros blocs (on a relevé un bloc de Trias de 1 m3 dans l'unité des Trois-Evêchés).

2 - 2. LA FORMATION GRESO-CALCAIRE

Elle a été nommée "ensemble rythmique à pistes" par KERCKHOVE (1969). Elle montre en effet une ichnofaune riche et variée, avec des terriers horizontaux, des pistes de locomotion et de pacage, qui témoignent d'un environnement bathyal à abyssal. Elle n'est représentée, avec une puissance variable, que dans l'unité des Trois-Evêchés (30 à 70 m) et dans certaines digitations de l'unité du Pelat (où elle peut atteindre 350 m d'épaisseur). Quand elle manque, l'ensemble supérieur repose directement sur la Formation conglomératique, comme c'est le cas dans l'unité du Lac d'Allos. Là ou elle existe, le passage à l'ensemble supérieur peut être graduel, mais le plus souvent il est brutal, et parfois souligné par un ou deux bancs conglomératiques.

Il s'agit d'une alternance de bancs détritiques grossiers et de niveaux de calcschistes riches en traces fossiles. Les grès et les calcaires gréseux (accompagnés de biocalcarénites-et parfois de microbrèches), qui étaient peu représentés dans la Formation conglomératique, constituent ici l'essentiel des faciès détritiques de cette formation. Ce sont des bancs décimétriques, de grande extension latérale, à semelle ravinante, qui montrent souvent un granoclassement ainsi que des laminations (planes parallèles, obliques ou convolutées), et une matrice calcilutitique argileuse (qui intervient en proportions variables). Les lithofaciès passent de l'un à l'autre aussi bien verticalement que latéralement, progressivement (sur quelques décimètres) ou bien brutalement (à l'échelle d'un lamine) par variation de la teneur en quartz et en débris organiques.

Les biocalcarénites sont bien développées dans l'unité du Pelat (digitation de la Barre du Pelat surtout) ; elles sont peu fréquentes dans les unités du Lac d'Allos et des Trois-Evêchés. Ce sont des calcaires gris bleuté, fétides au choc, qui montrent des débris d'organismes divers, de plate-forme surtout.

Ces niveaux détritiques alternent avec des faciès carbonatés (50-80 % de CO_3 Ca). Ces derniers sont des micrites argileuses à Globigerinidae et Globorotaliidae qu'accompagne une poussière de quartz détritiques. On trouve ainsi des calcaires argileux en bancs décimétriques, massifs, beiges à patine gris clair, qui se rencontrent parfois à la base de cette Formation gréso-calcaire, et des marnes, présentes à les niveaux de l'Ensemble inférieur nummulitique, feuilletées, en passées centimétriques à plurimétriques, sombres à patine gris blanc, parfois tachées de teintes rouille (présence de nodules limonitiques). Ces marnes se retrouvent en galets mous dans les faciès détritiques grossiers, avec des formes contournées témoignant de la non-induration du sédiment remanié.

2 - 3. LA FORMATION GRESO-PELITIQUE

Elle peut dépasser parfois 150 m de puissance dans l'unité du Pelat. A l'inverse, elle peut parfois manquer. Dans l'unité des Trois-Evêchés elle est directement surmontée par la formation des Schistes à blocs. Ailleurs, elle est tronquée par un contact tectonique ou par l'érosion.

Il s'agit d'une superposition rythmique de faciès détritiques grossiers (grès, biocalcarénites et rares conglomérats) et de pélites, en niveaux centimétriques à décimétriques, répétés de nombreuses fois. Les bancs gréseux ont une très grande extension latérale et montrent de nombreuses figures de base de bancs, un granoclassement et des laminations planes-parallèles, obliques, entrecroisées ou convolutées. Ils passent verticalement aux pélites.

Les teneurs en CO_3Ca varient dans cette formation, de 0 à 40 %. La microfaune y est exceptionnelle, représentée par des foraminifères benthiques, des débris de lamellibranches, des bryozoaires, souvent imprégnés de minéraux opaques, concentrés dans les lamines grossières, à côté de formes planctoniques.

2 - 4. LA FORMATION GRESEUSE

Elle se développe au détriment de la Formation gréso-pélitique, dans l'unité du Lac d'Allos (formation des Grès du Laus) et des Trois-Evêchés (formation des Grès des Trois-Evêchés). Son épaisseur, très variable, peut atteindre 150 m.

Elle montre des faciès tout à fait comparables à ceux des Grès d'Annot. Les bancs gréseux sont massifs, métriques à plurimétriques, avec quelques joints pélitiques. Ils présentent une faible extension latérale (quelques dizaines de mètres tout au plus) et montrent souvent une organisation interne, avec un granoclassement, des laminations ou des rides.

Leur ciment est sparitique, très peu abondant d'ailleurs (0 à 5 %). Certains bancs sont riches en débris végétaux charbonneux. La microfaune que l'on peut y rencontrer est représentée seulement par quelques foraminifères benthiques ou planctoniques, le plus souvent brisés et mal conservés.

3. LE MATERIEL DES CONGLOMERATS

Il est constitué de débris de roches exogènes et endogènes (fig. 4), accompagnés d'organismes remaniés provenant de la plate-forme continentale.

Les brèches et les poudingues renferment pratiquement les mêmes proportions d'éléments détritiques, cristallins ou sédimentaires (parmi lesquels il faut compter, dans l'unité du Pelat, des tronçons de bancs arrachés à la formation néocrétacée-paléocène du Flysch du Bachelard). Les niveaux détritiques sont similaires dans toutes les unités : ils correspondent à des épandages identiques qui se sont répartis sur une très grande surface.

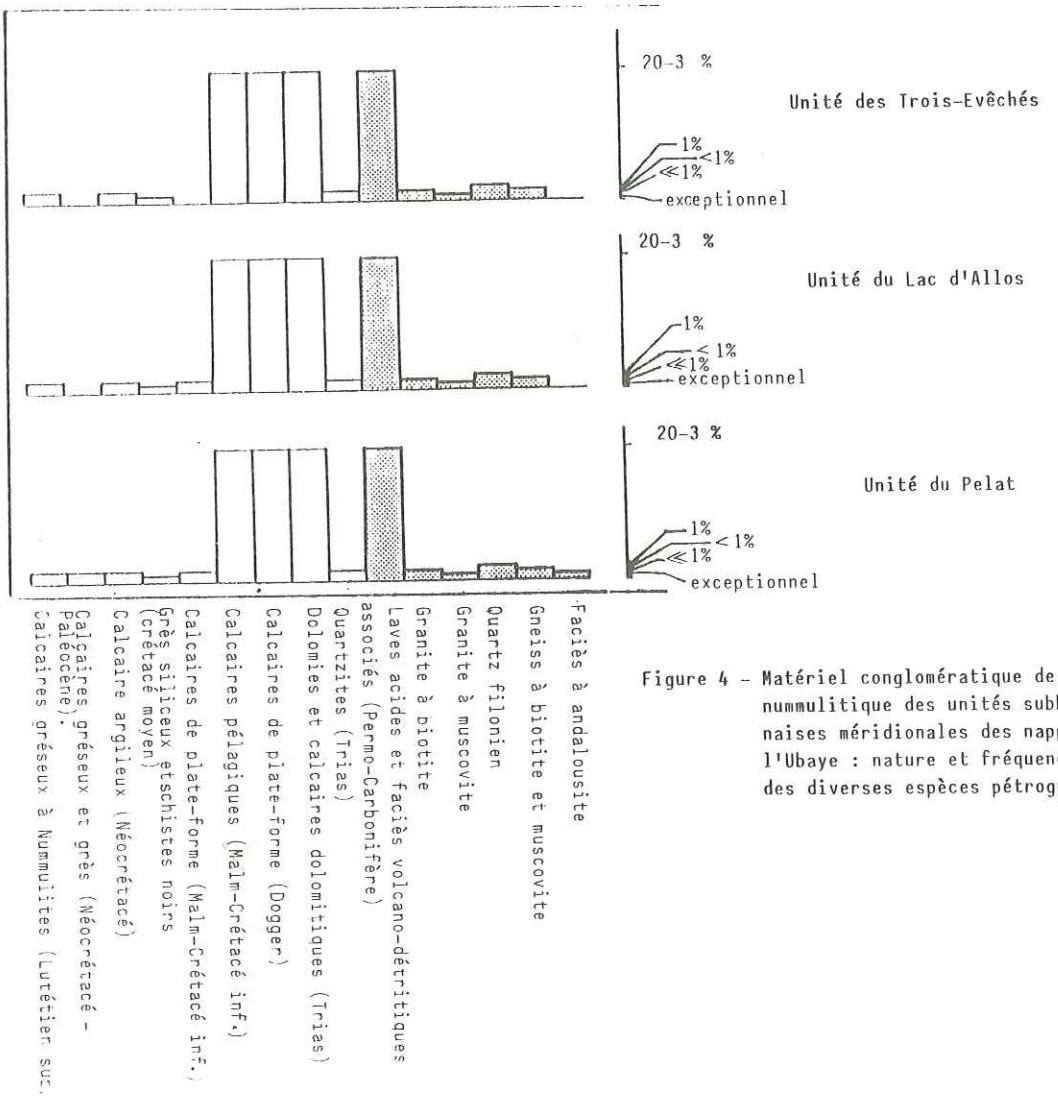


Figure 4 - Matériel conglomératique de la série nummulitique des unités subbriançonnaises méridionales des nappes de l'Ubaye : nature et fréquence relative des diverses espèces pétrographiques.

3 - 1. LE MATERIEL EXOGENE

On rencontre un fort stock de quartzites, de dolomies et calcaires dolomitiques triasiques, des calcaires néritiques du Dogger et des calcaires pélagiques du Malm. Il s'agit là d'un matériel d'origine locale, identique à celui relevé dans le Flysch du Bachelard (dans lequel il était accompagné de rares galets de roches endogènes, comme des granites à biotite, et de minéraux lourds provenant d'un socle granito-gneissique lointain).

A ce stock s'ajoutent :

- des calcaires de plate-forme du Malm (1), ou des calcaires

(1) Calcaires zoogènes, avec polypiers (Stylomilia flexuosa Koby - détermination L. BEAUVAIS, Université de Paris VI) et spongiaires (Cladocropsis sp. -détermination J.C. FISCHER, Muséum d'Histoire Naturelle de Paris).

mixtes (2) (en proportion certes faible, mais qui caractérisent un milieu très différent de celui représenté au Jurassique supérieur dans les trois unités) ;

- des calcaires argileux du Crétacé supérieur, à radiolaires et *Globotruncana* ;

- des calcaires gréseux à grandes nummulites, qui montrent des formes identiques à celles rencontrées librement éparpillées dans la matrice du conglomérat ;

- des organismes remaniés : la microfaune est quelquefois abondante dans ces flyschs, mais elle est surtout localisée dans les niveaux grossiers où les organismes sont le plus souvent brisés et ont manifestement subi un tri gravitaire contrôlé par la granulométrie. Ces dépôts détritiques s'interstratifient dans les sédiments hémipélagiques (qui eux montrent des formes planctoniques -dans l'Ensemble inférieur surtout- assez probablement à leur place). Ils rassemblent des formes benthiques, foraminifères surtout, en provenance de divers secteurs de sédimentation de la plate-forme continentale paléogène. On trouve ainsi régulièrement des rassemblements d'alvéolines, nummulites, assilines, operculines, discocyclines, qui font irruption dans le milieu de sédimentation profond, avec des fragments de lamellibranches, de gastéropodes, de polypiers, d'échinodermes, d'annélides tubicoles, d'algues, de bryozoaires. Il faut souligner aussi que les remaniements sont importants puisque ces rassemblements concernent souvent des formes localisées d'ordinaire dans des niveaux stratigraphiquement différents du Tertiaire. On rencontre ainsi communément des formes du Lutétien terminal et/ou du Bartonien, associées à *Nummulites fabianii* (3) et qu'ils sont par ailleurs régulièrement contaminés par des formes du Crétacé supérieur *(Orbitoides, Globotruncana)*.

On ne peut donc pas interpréter simplement ces niveaux de remaniements comme des thanatocoenoses. On constate cependant que la Formation conglomératique ne renferme que des nummulites du Lutétien supérieur- Bartonien *(N. millecaput, N. biarritzensis, N. perforatus)* (3) et que ce n'est qu'à partir de la base de l'ensemble supérieur que l'on relève *N. fabianii* dans les sédiments : d'où les attributions stratigraphiques proposées sur la figure 3 (mais qu'il convient de manipuler avec prudence).

3 - 2. LE MATERIEL ENDOGENE

Les éléments les plus fins sont des grains de quartz et d'orthoclases (5-15 % dans les grès) et de plagioclases (5-20 % dans les grès), en cristaux anisométriques, peu émoussés, accompagnés de paillettes de muscovite et de biotite. Le cortège des minéraux lourds est celui d'un socle acide, granito-gneissique. Quant aux minéraux argileux, avec des illites peu ouvertes et des chlorites, ils montrent une érosion continentale rapide et un transport bref des matériaux avant leur dépôt.

Les roches endogènes représentées dans les galets et graviers des conglomérats se repartissent en deux groupes. Le premier est constitué d'espèces dont le pourcentage tourne autour de 1 % (granite et microgranite à biotite, granite à muscovite, gneiss à biotite et muscovite, quartz filonien et débris de conglomérat métamorphisé dans un faciès à chiastolite). L'autre est constitué par des laves acides et représente à lui seul 20 à 35 % du matériel des conglomérats.

---

(2). présence d'oolites dans des faciès à ammonites et Sccocomidae.
(3). détermination A. BLONDEAU, Université de Paris VI.

Ces laves révèlent, à l'analyse en fluorescence X, une composition homogène qui correspond au domaine des rhyolites et des rhyodacites. Parmi ces roches prédominent les rhyolites ignimbritiques. Cette nature des laves permet de rattacher le matériel des conglomérats paléogènes aux roches du volcanisme permo-carbonifère : les comparaisons chimiques et minéralogiques (fig. 5) montrent leur similitude avec les ignimbrites calcao-alcalines ligures ou celles du Permien inférieur de Corse.

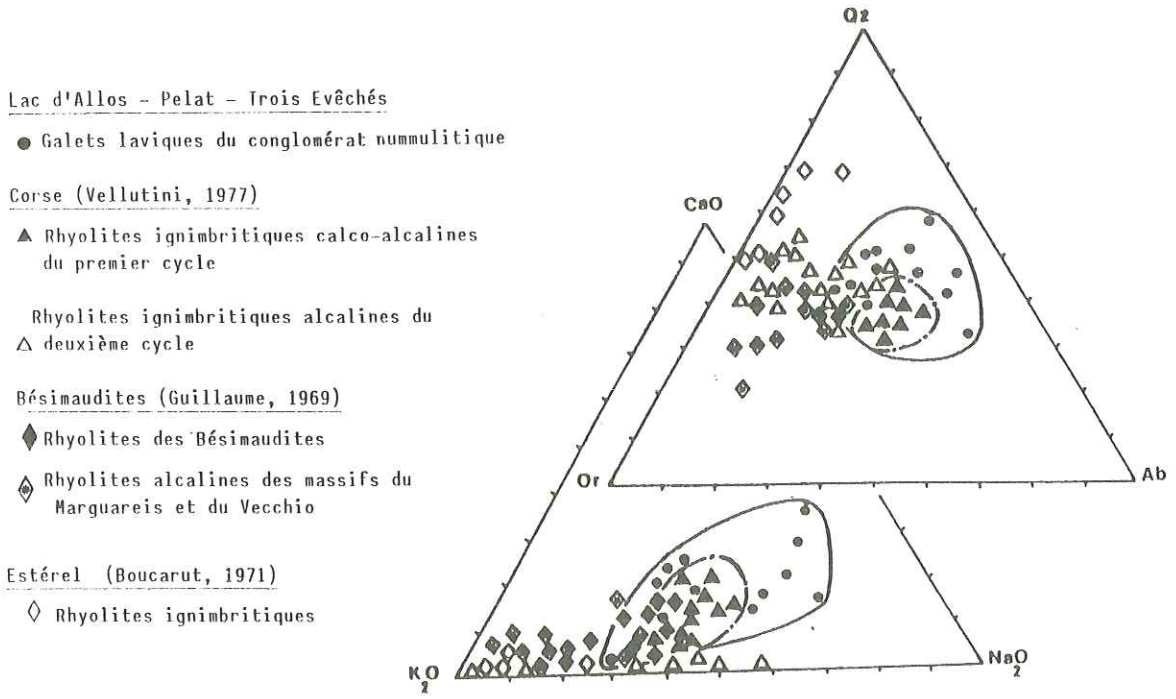


Fig. 5 : Position des galets de lave des conglomérats nummulitiques subbrian çonnais et de différentes laves permiennes sur des diagrammes chimiques (CaO - K_2O - Na_2O) et minéralogiques (quartz - orthose -plagioclase).

4. ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE DES DEPOTS NUMMULITIQUES

On constate tout au long de cette sédimentation nummulitique (fig. 6), une dualité entre des dépôts fins, hémipélagiques et des apports détritiques.

4 - 1. Les sédiments hémipélagiques sont, dans l'ensemble inférieur, des micrites argileuses à quartz dispersés, sans granoclassement ni laminations. Ils renferment une microfaune constituée uniquement de formes planctoniques et montrent une ichnofaune abondante. Ces dépôts correspondent à une sédimentation lente des particules carbonatées. Dans l'ensemble supérieur, ils sont représentés par des faciès pélitiques. Il s'agit de sédiments homogènes, localement bioturbés et très pauvres en microfaune. On peut y distinguer des niveaux dans lesquels les carbonates sont relativement représentés (jusqu'à 40 %), niveaux qui correspondent à des dépôts turbiditiques fins, et d'autres qui en sont pratiquement exempts (0 à 50 % au maximum) et caractérisent un milieu de dépôt situé sous la CCD.

4 - 2. Les sédiments clastiques montrent des slumpings, qui passent progressivement à des couches complètement désorganisées (*débris flows*). Ces slumps sont bien représentés dans la base de l'ensemble inférieur et disparais-

sent progressivement vers le haut (fig. 6). Les autres niveaux détritiques correspondent à des turbidites.

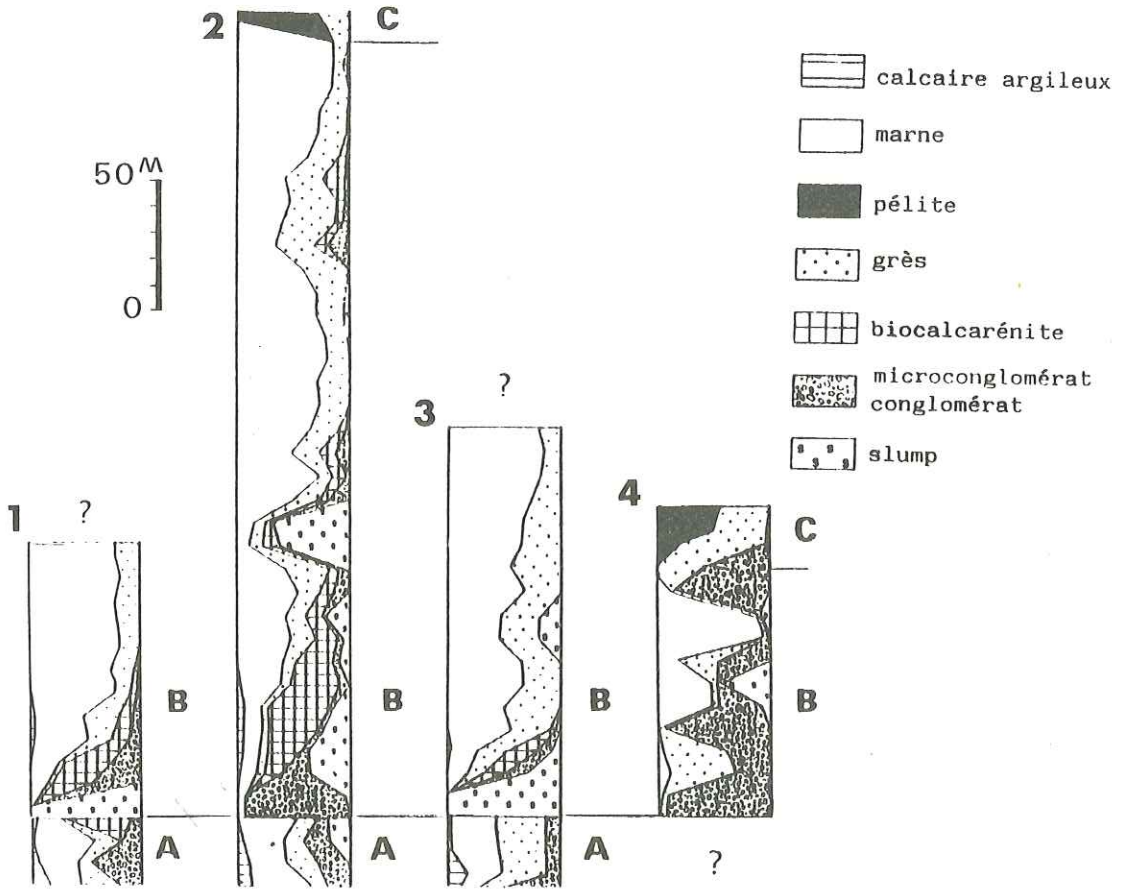


Figure 6 : Nature et évolution du détritisme dans le flysch de l'Eocène moyen et supérieur de l'unité du Pelat (zone "subbriançonnaise")

1: Digitation du Vallonet (versant sud du Pelat)
2: Digitation de la Barre du Pelat (coupe de la Barre du Pelat)
3: Digitation du Vallonet (coupe du Haut-Vallonet)
4: Digitation de Tête Ronde (coupe du Bas-Vallonet)

A: Flysch du Bachelard (Néocrétacé-Paléocène)
B: Ensemble inférieur nummulitique
C: Ensemble supérieur nummulitique

On trouve ainsi un large éventail de dépôts turbiditiques dans l'ensemble inférieur. Les conglomérats grossiers, en général inorganisés (granoclassement exceptionnel) résultent d'un écoulement gravitaire uniquement de type turbide ou granulaire. Les turbidites proximales, à intervalle a développé (T *a e*, T *a b c...*) sont fréquentes dans la Formation conglomératique. Les turbidites distales (T *b c d e*, T *c d e*, T *d e*) sont répandues dans la Formation gréso-calcaire.

Dans l'ensemble supérieur, les turbidites proximales et distales rassemblent l'essentiel du matériel resédimenté dans la Formation gréso-pélitique. Quant à la Formation gréseuse, elle correspond au développement de turbidites proximales et à des dépôts de type *fluidized sediment flows* ou de *grain flows*.

4 - 3. L'interprétation de ce dispositif paraît assez simple dans le modèle de cône sous-marin en eau profonde dont on dispose actuellement:

4 - 3.1. Dans l'ensemble inférieur, deux cônes détritiques sous-marins distincts peuvent être mis en évidence, l'un correspond aux unités du Lac d'Allos-Pelat, l'autre à celle des Trois-Evêchés. Chacun présente une partie interne à dépôts grossiers, chenalisés, et une partie externe non chenalisée. La partie interne du cône correspond à la Formation conglomératique, caractérisée par des faciès très grossiers ou gréseux, interprétables comme des remplissages de chenaux temporaires. Ces derniers alternent avec des bancs carbonatés épais présentant quelques niveaux gréseux à laminations planes-parallèles et/ou convolutée, assimilables à des dépôts interchenaux formés par débordement. La partie externe du cône sous-marin est constituée par la Formation gréso-calcaire. L'association des faciès carbonatés et détritiques fins représente :

- des dépôts de lobes, avec des faciès gréseux non chenalisés *B1*, *E1*, *C2*, et un rapport détritisme/carbonatés faible ;

- des dépôts d'interlobes ou de frange externe du cône, avec des faciès *D1*, *D2*, *D3* et un rapport détritiques/carbonates très faible.

La continuité latérale ou verticale des faciès proximaux du cône interne avec les faciès distaux du cône externe, les dimensions relativement modérées des corps sédimentaires, suggèrent un système de basse efficacité de transport.

D'un point de vue séquentiel, les dépôts turbiditiques présentent une évolution positive bien marquée, suivie (ou interrompue temporairement) par une évolution négative discrète. Cette évolution se retrouve dans les trois unités, aussi bien dans les secteurs de cône interne que dans ceux de cône externe. Elle trahit manifestement une variation d'épaisseur de la tranche d'eau dans le bassin de sédimentation.

4 - 3.2. Dans l'ensemble supérieur, les faciès déposés sont assimilables à des sédiments mis en place dans un environnement de cônes sous-marins ou de plaine abyssale. La Formation gréso-pélitique montre une prédominance des faciès *D* et *G* Elle caractérise un environnement de cône externe et de plaine sous-marine. Les Grès du Laus ainsi que les Grès des Trois-Evêchés, présentent des faciès *B2*, *B1*, *C1*, *C2* de MUTTI et RICCI-LUCCI (1972). Ils constituent deux corps détritiques épais de quelques centaines de mètres et larges de quelques kilomètres, correspondant à des remplissages de chenaux dans un système de cônes sous-marins.

5. CONCLUSION

Dans tout le domaine représenté par les unités du Pelat, du Lac d'Allos et des Trois-Evêchés, les dépôts sont généralisés dès l'Eocène moyen (Lutétien terminal et/ou Bartonien). Ils interviennent après une lacune de sédimentation sous-marine pour certains secteurs (unité du Pelat) ou après une période d'émersion. Quoi qu'il en soit, cette reprise de sédimentation s'effectue en même temps qu'une bonne partie du domaine externe, de la Corse à la Provence, en passant par l'Italie, replonge sous la mer : elle trahit d'important mouvements tectoniques dans le domaine alpin à cette époque.

Ces régions subbriançonnaises se trouvent, à l'Eocène moyen, dans une situation telle que peuvent s'installer des cônes détritiques sous-marins en eau profonde et il faut noter alors la brutalité de cette reprise de sédimentation. Ces derniers sont alors construits par des arrivées successives de turbidites qui contiennent quelques horizons carbonatés à foraminifères planctoniques.

L'existence de pentes dans le bassin et/ou de mouvements synsédimentaires importants, au début de cette sédimentation en tous cas, est bien marquée par la concentration des slumps et des *debris-flows* de l'ensemble inférieur. Ce mécanisme d'apport s'estompe vers le haut, puis disparaît. Cet effacement doit être mis au compte d'un éloignement du talus dû à un approfondissement du bassin. En effet, l'ensemble inférieur montre une ichnocoenose qui trahit une position bathyale ou abyssale du milieu de dépôt. Les horizons hémipélagiques carbonatés qui accompagnent les turbidites, ainsi que la bonne conservation des organismes de plate-forme remaniés dans ces dernières, situent ce milieu au-dessus de la CCD. Par contre, dans l'ensemble supérieur vers lequel a évolué cette sédimentation (analyse séquentielle globalement positive), on a enregistré la disparition des carbonates dans les sédiments pélitiques qui se déposent entre deux arrivées turbiditiques, et donc le passage du milieu de dépôt en dessous de la CCD.

Les modifications paléogéographiques radicales liées à l'invasion de la mer de l'Eocène moyen dans le domaine alpin, ont été précédées -ou s'accompagnent- d'une modification importante de la zone soumis à l'érosion. Cette dernière est active et le transport des produits de démantèlement rapide. Le cortège des minéraux lourds et les galets trahissent comme origine un socle granito-gneissique ; l'usure de ces galets de roches endogènes (fluviatiles et marins) témoigne de l'éloignement de la province distributrice. Quant au matériel d'origine exogène, il présente une maturation moindre, et sa province d'origine est à rechercher à proximité du lieu de dépôt.

La sédimentation détritique oscille d'un pôle biocalcarénitique à un pôle gréseux. Le premier entraîne l'irruption de thanatocoenoses et de matériel d'origine organique très remanié dans le bassin profond, à partir d'une plate-forme continentale et/ou de hauts-fonds assez proches. Le second, avec ses pélites et des grès, correspond à un matériel fin dérivant du socle lointain.

A partir -ou durant- l'Eocène supérieur, les apports conglomératiques et biocalcarénitiques cessent pratiquement, et alors seul le pôle détritique gréseux alimente l'ensemble supérieur nummulitique. En effet, l'approfondissement du bassin, que l'on note clairement au passage à l'ensemble supérieur, outre la disparition des carbonates dans les sédiments hémipélagiques qu'il entraîne, provoque un éloignement des zones productrices.

La sédimentation, qui s'effectue toujours dans un contexte détritique de cônes sous-marin en eau profonde, voit s'intaller, avec la Formation gréso-pélitique, des dépôts de cônes externes et/ou de plaine abyssale profonde.

Quant à la Formation gréseuse qui termine ici la série, elle représente des remplissages de chenaux dans ce système de cônes sous-marins. Il faut bien dire tout de même que l'irruption de ces corps gréseux que sont les Grès du Laus et les Grès des Trois-Evêchés traduit à l'évidence des modifications importantes dans la configuration du bassin. Une telle chenalisation, avec des dépôts grossiers qui, curieusement, présentent alors une ressemblance évidente à bien des égards avec les Grès d'Annot (STANLEY, 1961 ; CAMPREDON, 1972 ; JEAN, 1985), est à rapprocher d'un phénomène identique relevé dernièrement en haute Ubaye (KERCKHOVE & PAIRIS, 1986 ; PAIRIS & KERCKHOVE, 1987).Là, des dépôts profonds, d'ailleurs plissés, sont recouverts en discordance par des grès chenalisés (qui ont été longtemps confondus avec les Grès du Champsaur et/ou les Grès d'Annot). A cet égard il semble bien que tout un vaste territoire arrive vers cette époque (Bartonien supérieur-Priabonien) à un état d'équilibre temporaire identique, qui permet à une sédimentation de même type de s'installer (et qui voit probablement la construction de plusieurs -voire de nombreux ?- cônes sous-marins en eau profonde différents).

L'origine du matériel cristallin ne pose guère de problèmes, puisque le chimisme des laves permet d'y voir une totale similitude avec les ignimbrites calco-alcalines ligures ou celles du Permien inférieur de la Corse. Ceci va bien avec une alimentation de ces bassins à flyschs pour le S ou le SE, comme semblent en témoigner les mesures de paléocourants que l'on a pu effectuer dans ces niveaux. Ces directions d'apports sont pratiquement identiques à celles relevées au Néocrétacé-Paléocène dans le Flysch du Bachelard (BLANC et al., 1987). Néanmoins, un pivotement d'ensemble -ou partiel de ces unités les unes par rapport aux autres- doit être envisagé comme une possibilité non négligeable dans cette masse intégralement charriée.

Les galets d'origine sédimentaire que l'on rencontre dans les flyschs nummulitiques posent, pour certain d'entre eux, un véritable problème. On a noté en effet l'apparition de calcaires originaires d'une plate-forme du Jurassique supérieur dans les unités du Pelat et du Lac d'Allos. Ces calcaires zoogènes, à polypiers et/ou à spongiaires, sont inconnus dans le domaine des trois uintés étudiées. Par contre le Malm est représenté sous son faciés récifal dans divers secteurs de la zone subbriançonnaise (Séolanes, Lan, Mont Salé, unité du col de Tende) ainsi que dans le secteur provençal de l'Argentera (GUBLER, 1928 ; LANTEAUME, 1968 ; PAIRIS, 1968 , KERCKHOVE, 1969 ; GIDON, 1972; CAMPREDON, 1972), c'est à dire dans des domaines qui sont relativement lointains. Le plus rapproché actuellement est bien évidemment celui des Séolanes, mais, dans ce secteur, le Nummulitique -qui se présente d'abord sous un faciès de plate-forme, avec des calcaires plus ou moins gréseux à grandes nummulites de l'Eocène moyen, puis sous un faciès flysch- est à paralléliser manifestement avec les dépôts déjà profonds de nos trois unités subbriançonnaises. Si l'origine des organismes tertiaires que l'on relève remaniés dans les flyschs de ces unités peut être recherchée éventuellement dans le secteur des Séolanes, celle des galets de Malm récifal doit être rechercher ailleurs.

On peut évidemment envisager que ce Malm puisse éventuellement appartenir à une unité autrefois toute proche mais aujourd'hui disparue à l'affleurement (totalement érodée ou bien complètement masquée par le recouvrement d'autres unités allochtones). On peut aussi se demander si l'irruption brutale de ces roches si singulières dans notre contexte, après la tectonisation subie par ces unités dans l'intervalle Paléocène-Eocène moyen, ne fait pas que traduire en réalité et tout simplement, l'importance de cette structuration et l'ampleur des mouvements tectoniques. Ces derniers auraient pu, très tôt donc, rapprocher des domaines paléogéographiques très différents.

A cet égard d'ailleurs, on a pu envisager, il y a peu de temps, que la bordure occidentale du domaine interne alpin, et en particulier la "zone subbriançonnaise" des auteurs, puisse correspondre à un grand couloir de fractu-

res en coulissement sénestre, très actif durant l'Eocène (MAURY et RICOU,1983). Le jeu précoce de tels accidents répondrait à notre problème. Cependant, plus récemment, un paléoprisme d'accrétion a été mis en évidence dans le flysch de Saint-Clément en haute Ubaye (KERCKHOVE & PAIRIS, 1986 ; PAIRIS & KERCKHOVE, 1987 1987), qui a fonctionné à l'évidence durant l'Eocène moyen. Poussé au front des nappes plus internes, il a participé au chevauchement et à l'enfoncement, par simple réaction isostatique, de la bordure orientale de la plaque européenne, mécanisme qui a déterminé, l'évidence, la transgression nummulitique sur l'aire continentale structurée au Paléocène (PAIRIS et al., 1986).

Pour le Subbriançonnais des nappes de l'Ubaye, l'histoire se déroule de la même manière: dès l'Eocène moyen le bassin est profond, puis une subsidence accusée le fera ultérieurement passer en dessous de la CCD.

L'importance des mouvements tectoniques durant l'Eocène moyen n'est donc plus à démontrer et explique facilement tous les rassemblements curieux de galets provenant des zones paléogéographiques très différentes. La seule question qui se pose en fait maintenant tient à la nature même de ces mouvements dans le secteur considéré. Notre étude, ici uniquement sédimentologique, des flyschs tertiaires d'une très petite partie du domaine subbriançonnais ne répondra pas à la question de savoir s'il s'agit d'un simple décrochement, d'un chevauchement, ou bien encore (plus vraisemblablement?) d'un mouvement composite précoce.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BLANC C., PAIRIS J.L., KERCKHOVE C. et PERRIAUX J. (1987).-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.

BOUCARUT M. (1971)-Etude volcanique et géologique de l'Estérel. Thése Doc. Nice.

CAILLEUX A. & TRICART J. (1959)-Initiation à l'étude des sables et galets. 3 tomes, C.D.U. Paris-

CAMPREDON R. (1972)-Les formations paléogènes des Alpes Maritimes franco-italiennes- Thèse Nice C.N.R.S. Ao. 6547, 2 vol. 539 p.

CHENET P.Y. (1978)-La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier (Alpes occidentales françaises). Thèse Doc. Ing., Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 385 p.

GUBLER Y. (1928)-La nappe de l'Ubaye au Sud de la vallée de Barcelonnette. Thèse, Paris, 204 p.

GUBLER Y. (1967)-Carte géologique ALLOS à 1/50 000. B.R.G.M. Orléans éd.

GUILLAUME A. (1969)-Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-Piémontaises. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci; Lyon,* n° 30, 658 p.

JEAN S., KERCKHOVE C., PERRIAUX J. et RAVENNE C. (1985)-Un modèle paléogène de bassin à turbidites : les Grès d'Annot du NW du massif de l'Argentera-Mercantour *Géol. Alpine* t. 61, pp. 115-143.

KERCKHOVE C. (1969)-La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye. (Alpes occidentales). *Géo. Alpine* t. 45, pp. 5-204.

KERCKHOVE C. & 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. Sci. Paris,* t. 303, n° 13, pp. 1227-1232.

LANTEAUME M. (1962)- Contribution à l'étude géologique des Alpes-Maritimes franco-italiennes. Thèse, Paris.

MAURY P. & RICOU L.E. (1983)-Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Rev. Géol. dyn. Géogr. Phys.*, 24/1, pp. 3-22.

MUTTI E. & RICCHI-LUCCHI F. (1972)-Les Torbiditi dell' Appennino settentrionale: Introduzione all'analisi di faciès. *Mem. Soc. Géol. Ital.*, 11, pp. 161-199.

PAIRIS J.L. (1968)-Nouvelles données sur le massif du Lan (Chapeau de Gendarme) au Sud de Barcelonnette (Basses Alpes). *Trav. Lab. Géol.* Grenoble, t. 44, pp. 323-328.

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

ROUSSET C., BAMBIER A. et KERCKHOVE C. (1983)-Carte géologique SEYNE à 1/50 000. B.R.G.M., Orléans éd.

STANLEY D.J. (1961)-Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. Thèse Grenoble, 158 p.

VELLUTINI P. (1977)- Le magnétisme permien de la Corse du Nord-Ouest. Thèse, Aix-Marseille III, 317 p.

LE FLYSCH DE SAINT-CLEMENT (Haut-Embrunais) : UN PALEOPRISME D'ACCRETION NUMMULITIQUE DANS LA ZONE SUBBRIANCONNAISE

par Jean-Louis PAIRIS* et Claude KERCKHOVE*

RESUME.

Le Flysch de Saint-Clément est essentiellement formé par le " Complexe de Saint-Clément" qui représente un mélange tectono-sédimentaire réalisé à l'Eocène moyen sur la bordure interne du sillon nummulitique alpin . Ce complexe est surmonté en discordance par la "Série de Pinfol", à dominante gréseuse, d'âge bartono-priabonien, couronnée par un olistostrome contenant un mégaolistolite conglomératique d'âge lutétien. Cette organisation, qui associe des structures synsédimentaires compressives et extensives au sein d'une série à turbidites, est analogue à celle des prismes d'accrétion que l'on commence à décrire dans les zones de subductions océaniques actuelles.

ABSTRACT.

The main part of the Saint-Clément Subbriançonnais Flysch is a sedimentary melange , the "Saint-Clément Complex", formed on the inner side of the Alpine Nummulitic Trench during Middle Eocene. This complex is overlaid by the unconformable bartono-priabonian "Pinfol Series" in which sandy turbidites are prevailing. The top of the Pinfol Series consists of an olistostrome body including a megaolistolith of a lutetian conglomératic sequence. This turbiditic series which shows both compressive and extensive sedimentary structures appears similar to the accretion prism model of the present subduction zones.

1 - INTRODUCTION

Le Flysch paléogène de Saint-Clément est le principal constituant d'une unité tectonique subbriançonnaise insérée à la base des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur le pourtour oriental de la demi-fenêtre d'Embrun, dans la vallée de la Durance (fig.1).

Cet ensemble monotone affleure surtout sur le versant de rive droite, entre Chateauroux et les abords de Réotier, ainsi que sur le verrou glaciaire de Siguret en rive gauche. Les abondants recouvrements morainiques et de vastes glissements qui intéressent une partie de cette région ne permettent malheureusement pas une observation continue de ses différents membres. En outre, ces derniers, lorsqu'ils sont à l'affleurement, présentent une allure générale souvent anarchique qui constitue une anomalie par rapport aux autres séries du même âge connues ailleurs dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye. Il apparaît ainsi que les déformations tectoniques qui affectent le Flysch de Saint-Clément, au même titre que les ensembles structuraux qui l'encadrent, ne peuvent rendre compte de cette anarchie, qui est probablement à l'origine du fait qu'aucune étude systématique ne lui ait encore été consacrée.

Le Flysch de Saint-Clément a néanmoins été observé ou mentionné par plusieurs auteurs :

- J. BOUSSAC (1912) le rattache à sa zone de l'Embrunais et y décrit plusieurs gisements de nummulites lutétiennes qui avaient été découverts quelques années auparavant par E. HAUG (1903).
- Par la suite, M. GIGNOUX (1932) démontre l'âge mésozoïque de la série de Roche-Rousse, située à la base du Flysch de Saint-Clément près de Chateauroux. Quelques années plus tard, M. GIGNOUX et L. MORET (1937) découvrent une lentille de calcaires à petites nummulites à l'Eglise-Vieille, près du Goutail de Réotier, dans la partie haute de la série.

* Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble, Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux, F-38031 Grenoble Cédex. Unité associée au C.N.R.S. (UA 69) de Géologie Alpine. Publication n° 698.

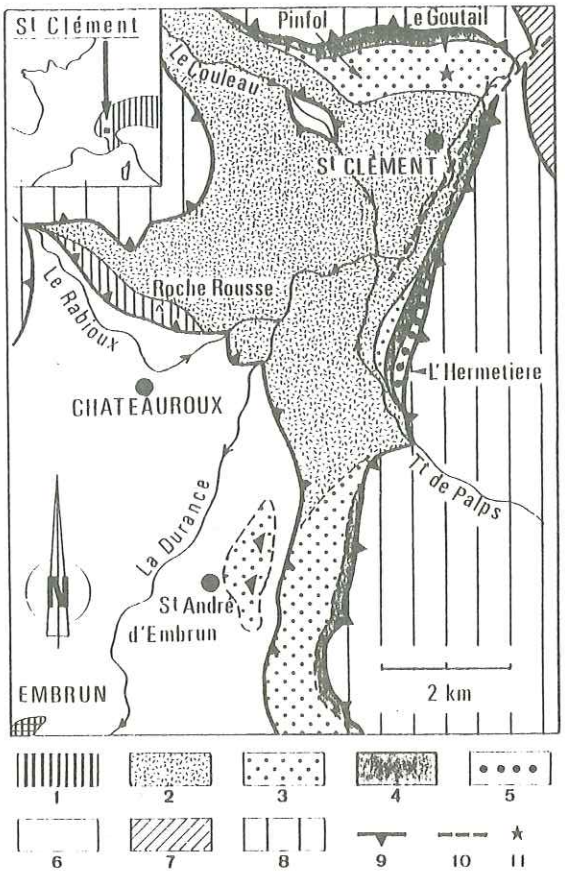


Fig.1 - Situation du Flysch subbriançonnais de Saint-Clément dans la vallée de la Durance en amont d'Embrun.

1 - Semelle mésozoïque (écaille de Roche-Rousse) (Malm-Néocomien). 2 - Complexe de Saint-Clément. 3 - Grès de Pinfol. 4 - Schistes farcis sommitaux de la série de Pinfol. 5 - Unité de l'Hermetière. 6 - Mésozoïque autochtone de l'Embrunais. 7 - Zone briançonnaise. 8 - Nappes du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon. 9 - Chevauchement. 10 - Faille probable de la cluse de Réotier.
11 - Gisement de nummulites priabonnennes du Goutail (Eglise-Vieille).

- J. DEBELMAS apporte des précisions sur les écailles mésozoïques de Saint-Clément, ainsi que sur celle de Roche-Rousse (J. DEBELMAS et M. LATREILLE, 1956). Se fondant sur l'analogie de la série gréseuse d'Eglise-Vieille (ou Grès du Bois de Pinfol) avec les grès nummulitiques du domaine externe, il propose de l'interpréter comme une écaille ultradauphinoise insérée au sein des unités des zones internes.

- En 1969, C.KERCKHOVE note que ces grès sont en contact stratigraphique sur le Flysch de Saint-Clément dont ils représentent donc un membre sommital priabonien comparable à des grès de même âge du flysch subbriançonnais de l'Ubaye méridionale.

- Enfin, dans le cadre de son étude de la tectogénèse de la transversale alpine durancienne, P. TRICART (1980) observe que les deux déformations plicatives synschisteuses qui affectent le Flysch de Saint-Clément reprennent de nombreuses structures synsédimentaires antérieures.

2 -LA SEMELLE MESOZOIQUE DU FLYSCH DE SAINT-CLEMENT (fig.1, 2 et 3)

Elle constitue l'écaille de Roche-Rousse qui, près de Chateauroux, repose en contact anormal sur les Terres Noires jurassiques dauphinoises de la demi-fenêtre d'Embrun. Cette unité montre une série de calcaires fins en bancs décimétriques clairs admettant des intercalations de lits siliceux et de brèches à éléments calcaires centimétriques, à *Aptychus* et bélemnites.

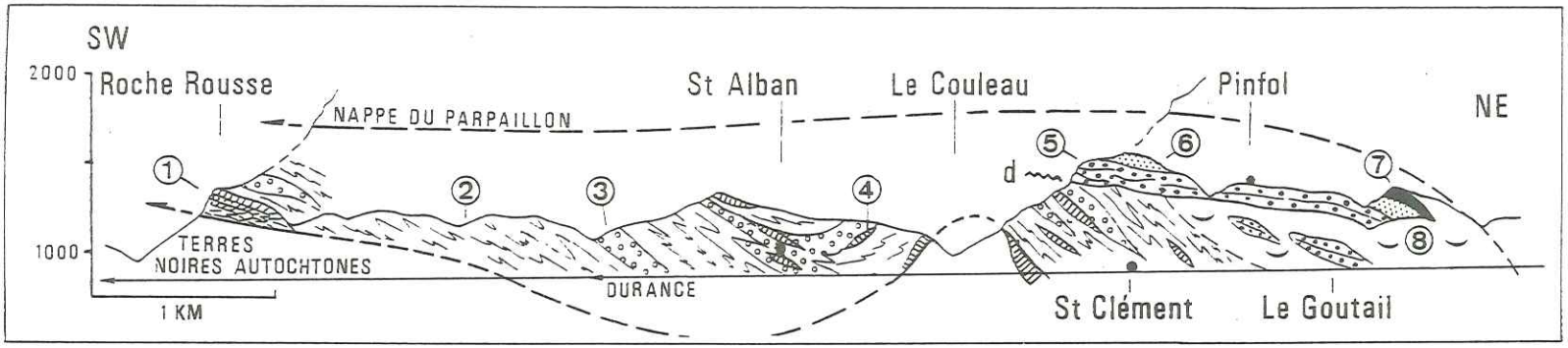


Fig. 2 - Coupe schématique de la rive droite de la Durance entre Roche-Rousse et Réotier.
1 - Mésozoïque de Roche-Rousse. 2 - 3 - Complexe de Saint-Clément : 2 - série " cohérente ", 3 - schistes à blocs. 4 - Mégaolistolites de calcaires planctoniques. 5 - Grès de Pinfol. 6 - Schistes farcis. 7 - Mégaolistolite dans les schistes farcis. 8 - Glissements de versant des environs du Goutail.

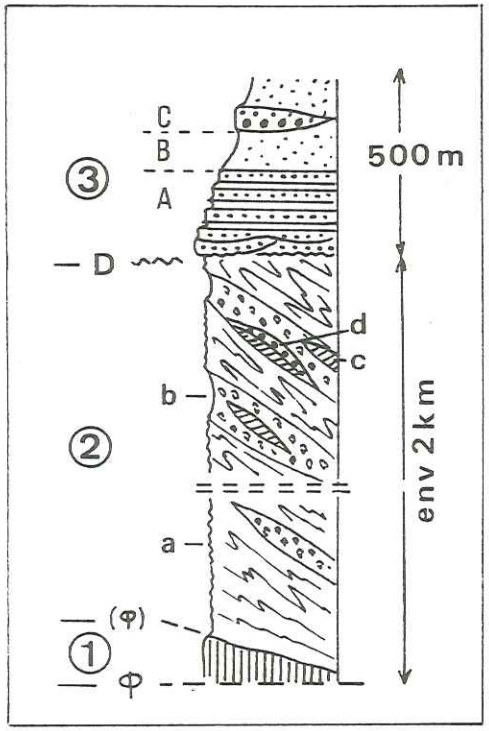


Fig. 3 - Colonne lithostratigraphique synthétique de l'unité subbriançonnaise de Saint-Clément.
1 - Semelle mésozoïque de Roche-Rousse (Oxfordien à Albien). 2 - Complexe de Saint-Clément (Eocène moyen). a: série cohérente. b: schistes à blocs. c: olistolites de calcaires planctoniques, avec d: microbrèches à grandes nummulites. 3 - Série de Pinfol (Bartono-Priabonien). A : Grès de Pinfol. B: Schistes farcis. C: Unité de l'Hermetière. O - Contact de décollement basal. (O) - Décollement secondaire probable au toit de l'écaille de Roche Rousse. D - Discordance.

Des schistes argileux noirs encadrent cet ensemble carbonaté attribuable sans ambiguïté au Malm supérieur-Néocomien, comme l'ont montré nos prédécesseurs, mais qui, à Roche-Rousse même, affleure essentiellement dans le flanc inverse d'un pli hectométrique.

Compte tenu de cette disposition, l'une de ces formations noires représente probablement un reste des Terres Noires oxfordiennes subbriançonnaises, horizon de décollement à la bses de la série, tandis que l'autre semble se rapporter au niveau des Schistes siliceux noirs de l'Albien-Cénomanien inférieur reconnu dans de nombreuses séries subbriançonnaises de la région.

Le contact avec le flysch sus-jacent n'est clairement observable que dans le prolongement nord-ouest de Roche Rousse, près du hameau des Phasis. Il est marqué par un certain nombre de bancs de grès et de microbrèches à grandes nummulites venant au contact de calcaires mésozoïques ou encore intercalées dans un complexe de lentilles décamétriques où des schistes siliceux noirs d'attribution incertaine voisinent avec des brèches à matrice pélitique dans lesquelles des tronçons de bancs calcaires jurassiques paraissent inclus.

Cette organisation chaotique est déjà, en petit, celle que nous allons décrire, en grand, dans le Complexe de Saint- Clément. Elle indique que les rapports du Flysch avec le Mésozoïque, dont la polarité normale ou inverse reste à préciser, ne peuvent probablement pas s'interpréter dans le cadre d'un banal contact "transgressif " plus ou moins oblitéré par les déformations tectoniques ultérieures.

3 -LE FLYSCH DE SAINT-CLEMENT

Nous y distinguons désormais deux ensembles stratigraphiques superposés (fig.2 et 3):

- à la base, le Complexe de Saint-Clément , puissant d'environ 2 km
- au sommet, la Série de Pinfol, d'environ 500 m d'épaisseur, discordante sur l'ensemble précédent.

3.1 -LE COMPLEXE DE SAINT-CLEMENT

Il s'agit d'un ensemble hétérogène à toute échelle, formé d'un empilement d'unités lithologiques lenticulaires d'épaisseur décamétrique à hectométrique, où l'on peut distinguer trois types de constituants:

- des membres " cohérents " de flysch stratifié
- des membres chaotiques de " schistes " à blocs
- des lentilles de calcaires planctoniques

Les membres cohérents

Ils sont composés d'une série régulièrement stratifiée de turbidites grèso-pélitiques, d'épaisseur décimétrique à métrique, admettant de rares intercalations plus carbonatées planctoniques de calcschistes de couleur fauve. Au sein de ces niveaux " cohérents" peuvent être observées, à la base de certaines turbidites gréseuses, des lentilles de microbrèches à nummulites, avec *N. millecaput* et *N. perforatus* permettant de retenir un âge globalement éocène moyen pour le Complexe de Saint-Clément.

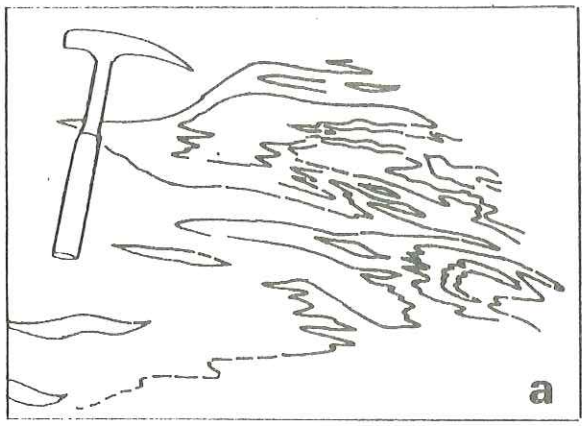
Ces couches litées sont déformées par des plis synschisteux mésoscopiques d'axes N 140 à N 160, à vergence respectivement SW et ENE, correspondant aux deux étapes de structuration (P1 et P2) reconnues dans la région , et qui affectent également le soubassement autochtone relatif d'Embrun (P. TRICART, 1980).

Une observation attentive permet toutefois de reconnaître la présence de très nombreux plis antérieurs ("P0"), très aplatis, à axes très dispersés (N 40 à N 170), à vergence SW à NE, dont la présence sur les flancs ou au coeur des plis plus récents contribue à créer une certaine anarchie à l'échelle métrique dans les affleurements (fig. 4).

Dans d'assez nombreux cas, ces plis tendent à constituer des corps amygdalaires décimétriques à métriques plus ou moins isolés dans la matrice pélitique et qui prennent alors l'aspect de blocs détritiques. Il s'agit probablement d'anciens slumps générateurs des couches chaotiques suivantes.

Les membres chaotiques

Ce sont des " schistes à blocs", niveaux de pélites sombres, non stratifiées, chargées en blocs de toutes dimensions, du centimètre à plusieurs mètres, montrant exclusivement des grès variés ou des calcaires planctoniques qui constituent le flysch cohérent. Il s'agit donc d'une sorte de brèche



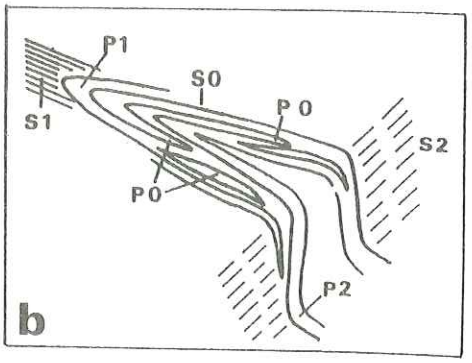


Fig. 4 - Déformations dans un membre " cohérent" du Complexe de Saint-Clément (environs de St-Alban).

4 a - Coupe naturelle verticale d'un affleurement vu en direction du nord-ouest.

4 b - Schéma interprétatif. P "O" : plis isoclinaux synsédimentaires. P1-S1 : déformation plicative synschisteuse principale, à vergence WSW. P2-S2 : déformation seconde de plis à vergence E.

monogénique, de type débris-flow, remaniant exclusivement la série originelle du Complexe de Saint-Clément.

Ces horizons de schistes à blocs sont, en apparence, moins déformés que les membres cohérents qui les encadrent, probablement du fait de leur moindre compétence qui a sans doute permis le développement d'une déformation par méga-boudinage au détriment d'une déformation plicative normale. Il est vraisemblable qu'ils jouent également comme niveaux de décollement internes dans le Complexe de Saint-Clément.

Les blocs de grès montrent par contre des déformations antérieures à leur incorporation, sous forme de fentes d'extension à remplissage quartzo- calcitique, les unes perpendiculaires au litage, les autres obliques, et d'orientation actuelle quelconque vis à vis des axes P1 et P2 régionaux. Certains blocs offrent également des structures en plis aigus: ces particularités témoignent d'une histoire tectonique complexe subie par ce matériel avant la sédimentation des couches chaotiques.

Les lentilles de calcaires planctoniques

Les parties hautes du Complexe de Saint-Clément, surtout de part et d'autre de la vallée du Couleau en rive droite de la Durance, comportent un certain nombre de corps lenticulaires de calcaires planctoniques massifs qui ont été autrefois considérés comme des écailles tectoniques pouvant représenter le soubassement stratigraphique originel du flysch.

Certaines d'entres-elles, à microfaune de *Globotruncana*, représentent effectivement des éléments d'âge néocrétacé indubitable. D'autres, à microfaune éocène (*Nummulites brongnarti, N. puschi, N. striatus, N. chavannesi, N. garnieri, Heterostegina sp.*), proviennent probablement du Complexe de Saint-Clément lui-même. Un certain nombre de ces lentilles sont enduites, sur l'une de leur face, par des microbrèches à nummulites de l'Eocène moyen, comme celà a été signalé en plusieurs points par nos prédécesseurs. C'est particulièrement le cas de plusieurs affleurements des environs de Saint-Alban.

Dans la majorité des exemples observés, ces corps lenticulaires sont incorporés sur la bordure ou à l'intérieur de niveaux de schistes à blocs. Dans le versant qui domine au nord le ravin de Couleau, plusieurs de ces lentilles sont en fait des têtes de plis très aplatis qui sont à rapprocher des microplis "P 0" mentionnés précédemment dans le flysch cohérent.

Ces observations permettent de penser que l'ensemble de ces lentilles sont en réalité des olistolites dans le Complexe de Saint-Clément, y compris celles qui paraissent en marquer la base au voisinage de la fenêtre du Couleau. Certaines d'entre-elles sont sans doute des lambeaux du soubassement de Crétacé

En rive gauche de la Durance, en bordure du ravin de Palps (fig. 6), ces schistes farcis discordent sur le Complexe de Saint-Clément. Ils contiennent là une méga-lentille à dominante conglomératique, d'extension kilométrique, jusqu'à présent inconnue et que nous proposons de dénommer Unité de l'Hermetière.

Cette unité comporte à sa base quelques mètres de calcaires noirs en lentilles dans des calcschistes, d'âge inconnu. Cet ensemble basal est raviné par une puissante assise de poudingues à galets de roches endogènes qui apparaît comme un large chenal sous une séquence granoclassée qui se termine par environ 2 m de calcaires gréseux passant progressivement à des calcschistes . Ces calcaires gréseux ont livré une microfaune de discocyclines et de nummulites, avec *N. millecaput*, indiquant donc le Biarritzien.

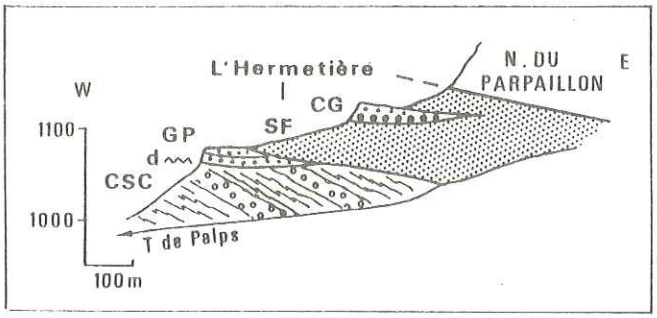


Fig. 6 - Coupe schématique sur la rive droite de la Durance, en bordure du ravin du Torrent de Palps. CSC- Complexe de Saint-Clément. GP - Grès de Pinfol. SF- Schistes farcis. CG - Conglomérats de l'Unité de l'Hermetière. d - Discordance.

Ce résultat, qui devra être confirmé par une étude micropaléontologique plus poussée, permet déjà d'avancer que l'unité de l'Hermetière ne peut pas appartenir à la série de Pinfol, datée du Bartono-Priabonien au niveau des grès sous-jacents. Il ne semble pas non plus que ce soit une écaille tectonique jalonnant la base de la nappe du Parpaillon, dont le contact se trouve en fait quelques dizaines de mètres plus haut dans le versant.

On doit donc la considérer comme un très grand olistolite incorporé dans les schistes farcis sommitaux de la série , selon un modèle qui est connu dans plusieurs unités subbriançonnaises des nappes de l'Ubaye, spécialement à l'Est de Barcelonnette.

4 -CONCLUSION

La partie principale du Flysch de Saint-Clément, que nous désignons sous le nom de Complexe de Saint- Clément, apparaît comme une structure tectono-sédimentaire réalisée avant l'Eocène supérieur dans le domaine du sillon nummulitique commun, à cette époque, aux futures zones externe et interne.

Le Complexe de Saint-Clément peut être considéré comme un mélange monogénique réalisé à partir d'une série à turbidites déposée dans un environnement profond, mais probablement au-dessus de la C.C.D., comme en témoignent les intercalations d'hémipélagites carbonatées présentes à plusieurs niveaux de la série. Ce matériel a été soumis, pendant son dépôt, à des déformations compressives, se traduisant par des plis isoclinaux et probablement des cisaillements déterminant des lames chevauchantes, tandis que les parties frontales de ces structures subissaient des éboulements alimentant des avalanches sous-marines génératrices d'olistostromes recouverts à leur tour par les lames chevauchantes.

L'empilement réalisé évoque celui qui commence à être décrit dans les prismes d'accrétion formés en bordure des fosses océaniques au long des marges de subduction .

Dans le cas du Complexe de Saint-Clément, que tout nous porte à interpréter comme un prisme d'accrétion , celui-ci s'est naturellement formé sur le flanc interne du sillon marin installé, au cours de l'Eocène, au sein d'un orogène au stade de la collision continentale. Ce paléoprisme marque ainsi une étape relativement ancienne et encore mal connue de la tectogénèse des zones alpines internes, antérieure à un ultime approfondissement du bassin qui s'est poursuivi jusqu'à la mise en place des nappes au début de l'Oligocène.

Il est probable que la totalité des " flyschs noirs " plus ou moins chaotiques reconnus en divers points des zones subbriançonnaise et briançonnaise procède du même modèle; ce dernier demandera néanmoins à être précisé du point de vue géodynamique et chronologique.

supérieur du bassin paléogène. D'autres proviennent d'horizons carbonatés éocènes qui ont pu se développer dans des parties moins profondes du bassin et qui ont été remaniés par la tectonique synsédimentaire génératrice du Complexe de Saint-Clément.

En résumé, le Complexe de Saint-Clément apparaît comme un corps mégadétritique dont l'organisation à toute échelle résulte de déformations simultanément compressives (plis tectoniques aigus et slumps associés) et extensives (fentes de tension des blocs des schistes à blocs, écoulement de débris-flows) qui ont contribué à l'empilement sédimentaire d'environ 2 km d'une série pratiquement monogénique.

Un modèle réduit de cette structure tectono-sédimentaire est fourni par un affleurement exceptionnel situé sur la route de la forêt de Saluces en rive gauche de la Durance (fig. 5). On observe en ce point le passage latéral, en quelques mètres , entre un élément de flysch cohérent et une zone chaotique à blocs du même matériel. L'élément cohérent est cisaillé par une faille inverse et s'avance sur son prolongement lui-même tapissé de ses propres débris. De petites failles normales synsédimentaires sont également visibles dans la partie cohérente.

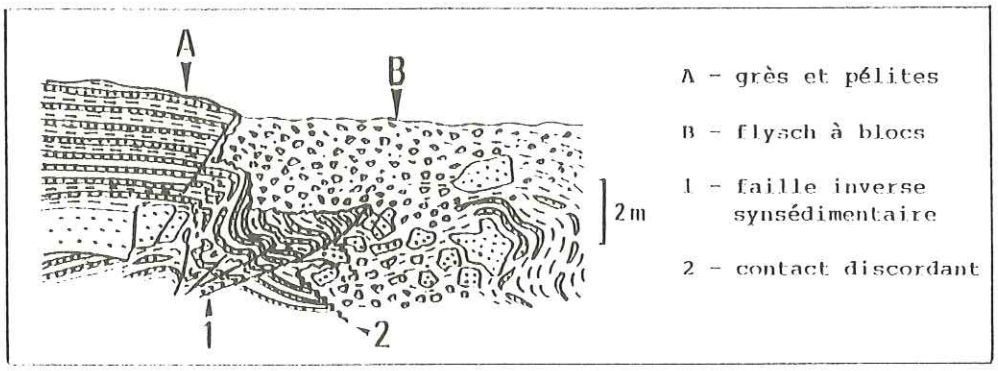


Fig. 5 - Passage latéral du faciès cohérent au faciès à blocs dans le Complexe de Saint-Clément. Affleurement en bordure de la route de la Forêt de Saluces, vu en direction de l'Est. Explications dans le texte.

3.2 -LA SERIE DE PINFOL

Cette série débute par les Grès de Pinfol qui, en rive droite de la vallée de la Durance, reposent en discordance sur les méga-alternances du Complexe de Saint-Clément. Ce premier membre est souligné à sa base par un ensemble de turbidites gréseuses grossières à semelles ravinantes, constituant des entablements plus clairs au-dessus des schistes du Complexe de Saint-Clément dans le haut du versant au Nord du ravin du Couleau.

Ces grès grossiers se poursuivent de manière irrégulière vers le N-E où ils sont surmontés par des alternances gréso-pélitiques décimétriques constituant le soubassement du replat de la ferme de Pinfol. Les affleurements des environs du Goutail de Réotier (Eglise-Vieille des anciennes cartes) sont des paquets provenant de cette série glissés au bas du versant.

L'un d'eux montre une mince lentille de calcaire gréseux contenant la riche microfaune découverte par M. GIGNOUX et L. MORET (1937). Nous y avons reconnu *Nummulites garnieri, N. cf striatus, Sphaerogypsina globulus* (Bartono-Priabonien), en compagnie de nombreuses discocyclines, actinocyclines, astérocyclines et hétérostégines.

Les Grès de Pinfol sont surmontés par un membre de schistes sombres à passées de microbrèches à petits graviers gréseux constituant un faciès de schistes farcis, qui affleure médiocrement dans les parties hautes des versants où ils sont généralement masqués sous les éboulis tombant des escarpements du Flysch à Helminthoïdes de la nappe du Parpaillon. Il s'agit d'un corps de type mud-flow, zone distale d'un olistostrome qui, dans le Bois de Pinfol, recèle plusieurs lentilles de calcaires à lits siliceux du Malm-Néocomien. A l'Est de Pinfol, en amont de Réotier, une puissante lentille de calcaires planctoniques associée à des grès en bancs compacts est insérée dans ces schistes.

BIBLIOGRAPHIE

BOUSSAC J. (1912) - Etudes stratigraphiques du Nummulitique alpin. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 657 p.

DEBELMAS J. (1956) - Les écailles de Saint-Clément (Hautes-Alpes). Bull. Soc. géol. Fr. (6), 6, p. 323-328.

DEBELMAS J. et LATREILLE M. (1956) - Les écailles de base de la nappe du Flysch de l'Embrunais dans le bassin d'Embrun (Hautes-Alpes). Bull. Soc. géol. Fr., (6), 6, p. 329-333.

GIGNOUX M. (1932) - Sur la possibilité de l'existence du Néocomien dans la zone de l'Embrunais, sur la rive droite de la Durance . C. R. Acad. Sc. Paris, t. 294, p. 1879-1881.

GIGNOUX M. et MORET L. (1937) - Nouvelles observations sur le Flysch de l'Embrunais, rive droite de la Durance, près de Saint-Clément (Hautes-Alpes). C. R. som. Soc. géol. Fr., p. 208-209.

HAUG E. et KILIAN W (1903) - Feuilles de Gap et de Larche. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 13, p. 642-645.

KERCKHOVE C. (1969) - La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Géologie Alpine, t. 45, p. 5 - 204.

TRICART P. (1980) - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Strasbourg, 407 p.

LES REGIONS SOURCES DU MATERIEL TERRIGENE DANS LES FLYSCHS ALPINS**

Walter WILDI*

RESUME. - Le matériel terrigène qui constitue les sédiments des flyschs alpins et ligures d'âge barrémien à priabonien a été emprunté aussi bien sur les fronts en progression de l'orogène que sur les bordures du continent européen "stable". De ce fait, une inversion des bassins européens a dû intervenir dès le début de l'orogenèse, au cours du Crétacé.

ABSTRACT. - Flysch sediments in the Alps are of Early Cretaceous to Late Eocene age. Their deposition coincided in time with the alpine orogenesis. However, terrigenous material was not only derived from the progessing orogenic front and from intrabasinal structural highs, but also from the "passive" European margin. This fact is explained by the inversion of the European marginal platforms and basins of Tethys up from the beginning of the orogenesis in the Cretaceous.

1. INTRODUCTION

Pour permettre la sédimentation de flyschs dans les bassins de la Téthys alpine, les conditions suivantes ont dû être remplies:

- émersion de régions sources productrices de matériel terrigène;
- développement de chemins "directs", facilitant un transport rapide du matériel des régions sources jusqu'aux talus des bassins marins profonds;
- existence de talus suffisamment inclinés, expliquant le transport en profondeur par des courants de turbidité.

Ce sont essentiellement des faits de trois ordres qui ont pu contribuer à la réalisation de cette situation de départ, c'est-à-dire:

1. Les variations eustatiques du niveau marin global, conduisant à l'émersion de régions sources par abaissement du niveau eustatique (Van STUIJVENBERG 1979);
2. L'inversion et le soulèvement de certains reliefs bordiers et au sein de la Téthys alpine, dus aux effets de l'orogenèse (HOMEWOOD 1983, HOMEWOOD & CARON 1982);
3. Des conditions climatiques peu favorables à l'établissement d'une couverture végétale protectrice sur les régions émergées.

** Projet FNSRS No 2.486-0.82 (C. Caron, Fribourg).
* Département de Géologie et Paléontologie, 13, rue des Maraîchers, CH- 1211 Genève 4, Suisse.

Le travail présenté ici assemble et discute les données relatives à ces conditions pour la Téthys alpine. Ainsi, il tente de faire la liaison entre l'évolution de la sédimentation dans les bassins marins profonds et celles des reliefs structuraux et des continents qui bordaient les bassins durant la période de dépôt des flyschs.

2. DEFINITION, AGE ET STRATIGRAPHIE DES FLYSCHS

Le "flysch" a été défini en 1827 par B. STUDER en tant qu'unité lithostratigraphique locale dans le Simmental des Préalpes romandes, puis étendu en 1847 comme terme lithologique descriptif en-dehors des Préalpes. Le mot a été utilisé ensuite dans un sens tantôt chronologique (BERTRAND 1897) ou de "faciès orogénique" (ARBENZ 1919, TERCIER, 1947, KERCKHOVE et *al.* 1980, TRÜMPY 1980), tantôt dans un sens sédimentologique de turbidites (à la suite de KUENEN & MIGLIORINI 1950 et de BOUMA 1962), ou dans un sens océanographique de cônes marins profonds ou de remplissage de zones de "trench" (suite à MUTTI & RICCI LUCCHI 1972, WALKER & MUTTI 1973, DEWEY & BIRD 1970, etc.). De ce fait, une explication sur les critères utilisés ici pour l'appellation de ces sédiments s'impose. Ces critères, (analyse in WILDI et *al.*, à paraître), reposent sur les observations suivantes, applicables aux flyschs de la région type de STUDER (1827):

- les flyschs sont des sédiments détritiques dont le transport de la région source vers le bassin sédimentaire s'est terminé par une phase gravitative (turbidites, coulées boueuses, etc.) impliquant une resédimentation du matériel;

- les faunes et ichnofaunes associées à de minces lits hémipélagiques au sommet des turbidites indiquent le plus souvent une aire de dépôt à grande profondeur marine, proche ou en-dessous de la CCD. Des exceptions à cette règle se trouvent cependant dans la nappe de la Simme, dans les Préalpes Médianes (CARON et *al.* 1980) et dans le domaine ultrahelvétique (HOMEWOOD 1974, 1977, FERRAZZINI 1981), où les bassins sédimentaires étaient de profondeur modérée;

- la sédimentation des flyschs est postérieure aux phases extensives des marges; elle coïncide approximativement avec la convergence alpine exprimée par les phases thermiques et les déformations à toutes les échelles enregistrées dès le début de l'orogenèse jusqu'au début de la collision terminale.

En appliquant ces critères aux séries sédimentaires des Alpes et de l'Apennin septentrional (fig. 1), les premiers flyschs apparaissent dès le Barrémien ou l'Albien. Ce sont les Tristel-Schichten et le Flysch-Gault décrits dans les Alpes orientales par SCHWIZER (1984) et HESSE (1972). Au niveau des Alpes centrales, le début de la sédimentation turbiditique et terrigène en milieu marin profond se passe à peu près au même moment, ou légèrement avant, avec le dépôt de la Formation de la Klus (Hauterivien probable, PANTIC & ISLER 1978) dans le bassin nord-pennique des Bündnerschiefer du Prätigau. Dans les bassins sud-penniques et ligures des Alpes centrales et occidentales ainsi que dans le bassin lombard, les premiers flyschs datent du Cénomanien, voire du Turonien basal (BURGER 1978, WICHT 1984, BICHSEL & HAERING 1981). Cette sédimentation se termine à l'Eocène supérieur avec les flyschs des domaines bordiers de la plate-forme helvético-dauphinoise: Ultrahelvétique des Alpes centrales, Aiguilles d'Arves des Alpes occidentales (HOMEWOOD 1974 et 1977, STANLEY 1965, BRAVARD et *al.* 1981).

Les séries turbiditiques d'âge oligocène inférieur sur la plate-forme européenne ("flyschs helvétiques", Grès de Taveyanne, du Val d'Illiez, d'Annot, du Champsaur) sont distinguées ici des flyschs alpins, du fait de leur liaison étroite avec l'évolution des bassins d'avant-pays (HOMEWOOD et *al.* 1985).

Les flyschs alpins constituent souvent des unités tectoniques décollées de leur substratum stratigraphique. Cependant là où celui-ci est connu, il s'agit de sédiments pélagiques et hemipélagiques indiquant des profondeurs de bassin déjà grandes, correspondant à une subsidence bien antérieure au début de sédimentation des flyschs: radiolarites, calcaires à calpionelles et couches à foraminifères dans la nappe de la

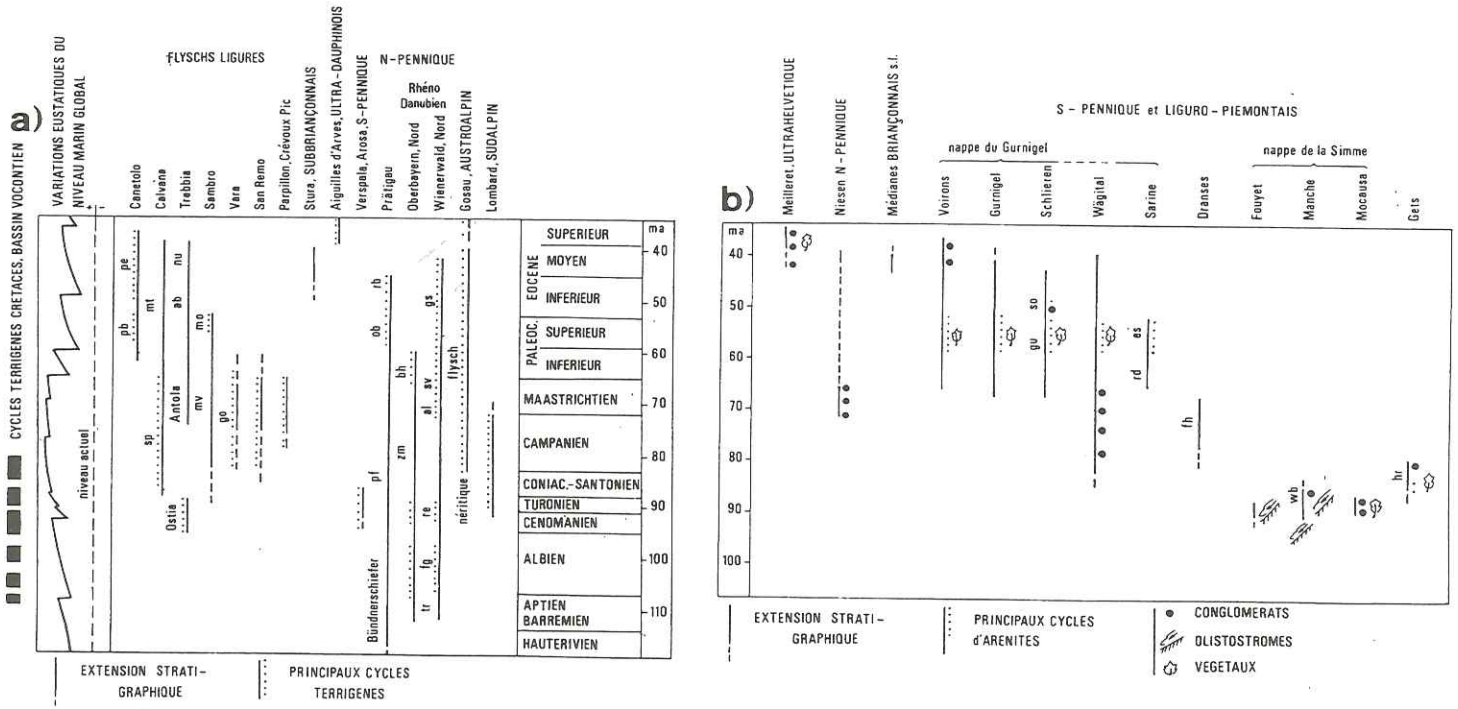


Fig. 1: Age des principaux flyschs dans les Alpes et dans l'Apennin septentrional.

Fig. 1a: Flyschs de l'Apennin septentrional, des Alpes occidentales (sans Préalpes), des Alpes centrales et orientales. Abréviataions: ab = Albirolo, al = Altenbach, bh = Bleicherhorn, fg = Flysch-Gault, go = Gottero, gs = Greifensteiner, mo = Monghidoro, mt = Monte Morello, mv = Monte Venere, nu = Nure, ob = Oberälpli, pb = Ponte Bratica, pe = Petrignacola, pf = Prätigau-Flysch, rb = Ruchberg, re = Reiselsberger, sp = Sillano, Pietraforte, sv = Sieveringer, tr = Tristel, zm = Zementmergel. Références principales (de gauche à droite): Bassin vocontien: DEBRAND-PASSARD (éd., 1984), variations eustatiques: VAIL et al. (1977), Canetolo, Calvana, Trebbia, Sambro, Vara: ABBATE & SAGRI (1970), San Remo: VANOSSI (1965), VANOSSI et al. (1984), Crévoux Pic, Parpaillon: KERCKHOVE (1969), TASSE (1982), Stura: STANLEY (1965), Aiguilles d'Arves: BRAVARD et al. (1981), Verspala, Arosa: BURGER (1978), Prätigau: NANNY (1948), PANTIC & ISLER (1978), Rhéno-Danubien: FREIMOSER (1972), HESSE (1972), Von RAD (1972), FAUPL et al. (1970), FAUPL (1975), Gosau: FAUPL (1983), FAUPL & WAGREICH (1983), flyschs lombards: BICHSEL & HAERING (1981).

Fig. 1b: Flyschs des Préalpes et unités associées. Abréviations: es = Estavannens, fh = Flysch à Helminthoïdes, gu = Guber, hr = Hundsrück, rd = Reidigen, so = Schoni, wb = Weissenburg.
Références (de gauche à droite): Meilleret: HOMEWOOD (1974, 1977), FERRAZZINI (1981), Niesen: ACKERMANN (1984), Médianes: CARON et al. (1980), Voirons, Gurnigel, Schlieren: Van STUIJVENBERG (1979), WINKLER (1983, 1984), Wägital: WINKLER et al. (1985), Sarine: CARON et al. (1980), Dranses: CARON (1972), FLUCK (1973), Fouyet, Manche, Mocausa: WICHT (1984).

Simme, argiles à palombini dans la nappe des Gets, micrites à Globotruncana dans la nappe du Niesen, etc. Une exception notable à cette règle se trouve dans les bassins de Gosau, dans les Alpes orientales, où les flyschs surmontent des couches néritiques (FAUPL 1983, OBERHAUSER 1980).

Les flyschs terminent généralement les séries sédimentaires vers le haut. Seuls des olistostromes et wildflyschs se trouvent par endroit superposés stratigraphiquement aux flyschs arénitiques et pélitiques.

3. ORIGINE PALEOGEOGRAPHIQUE DU MATERIEL TERRIGENE ET DISTRIBUTION AU SEIN DES BASSINS

La fig. 2 a-d résume nos connaissances concernant les directions de transport du matériel dans les bassins de flysch du Crétacé inférieur à l'Eocène. Ces informations se basent sur des mesures de figures d'érosion. Les directions ont été replacées dans une paléogéographie schématique, modifiée et complétée d'après WILDI (1985), sans tenir compte de rotations possibles au cours du transport des nappes. Ces directions de paléocourants peuvent indiquer, lorsqu'elles ont été mesurées dans des dépôts proximaux, la position relative des sources par rapport aux bassins. Au centre des bassins en revanche, les mesures correspondent généralement à des directions d'écoulement déviées.

Les sources principales de terrigène qui ont fonctionné entre le Crétacé inférieur et l'Eocène sont les suivantes (fig. 2):

a) Crétacé inférieur: les flyschs rhéno-danubiens sont alimentés par une ride de type médio-pennique, située au sud du bassin (HESSE 1972, FREIMOSER 1972, Von RAD 1972, SCHWIZER 1984). La position des sources du matériel des Bündnerschiefer n'est pas connue.

b) Cénomanien-Turonien: dans le bassin rhéno-danubien des Alpes orientales, le Flysch de Reiselsberg est alimenté par une source en position septentrionale, soit intra-téthysienne (Tauern ?) soit européenne (Massif bohémien ?). Des sources en bordure de la marge méridionale de la Téthys doivent être invoquées pour l'alimentation en matériel à éléments ophiolitiques des bassins néritiques de Gosau. L'implication d'ophiolites dans des contacts tectoniques et leur ascension avec des éléments de croûte continentale a été suggérée par DIETRICH (1976) pour expliquer ce phénomène. Le bassin lombard, situé "en arrière" du front sud-alpin ou austroalpin chevauchant est alimenté par la bordure active située au Nord (BICHSEL & HAERING 1981).

c) Coniacien-Maastrichtien: des régions sources fonctionnent aussi bien sur les bordures européennes "passives" que sur des reliefs structuraux à l'intérieur de la Téthys alpine et au front nord de l'orogène en progression. Du côté de l'Europe, le bloc corse et le massif des Maures alimentent les flyschs de la partie occidentale des bassins liguro-piémontais (VANOSSI 1965, VANOSSI et *al.* 1984). Dans les Alpes orientales, les sources ont une position paléogéographique et une composition pétrographique identiques à celles du Crétacé inférieur et du Cénomano-Turonien (FREIMOSER 1972, Von RAD 1972, HESSE 1972). Au sein du domaine nord-pennique, des sources tectoniquement actives fournissent de grands volumes de matériel, le cas le plus frappant étant celui du bassin du Niesen, où environ 1700 m de flysch se sont déposés au cours du Maastrichtien.

d) Paléocène-Eocène: sur la bordure des bassins des Alpes occidentales et de l'Apennin, les sources sont taries du côté Europe au cours du Paléocène ou de l'Eocène inférieur. Dans les Alpes centrales et orientales, la situation ressemble d'abord à celle que l'on trouve à la fin du Crétacé. Ensuite, à partir de l'Eocène moyen élevé et à l'Eocène supérieur, la sédimentation de matériel provenant des différents fronts en progression de l'orogène se généralise. Le dépôt de ces flyschs est immédiatement suivi du charriage de l'édifice des nappes sur la bordure helvético-dauphinoise.

4. LES CONDITIONS FAVORABLES A LA GENESE DES FLYSCHS

Les variations globales du niveau marin sont comparées fig. 1 avec la stratigraphie des flyschs alpins et plus particulièrement avec les cycles terrigènes majeurs. Des conditions favorables à l'érosion et à la remobilisation de sédiments sur les deltas et plate-formes, entrepôts temporaires, se trouvent pendant les périodes de niveau eustatique bas qui sont:

Barrémien à Albien moyen: c'est l'âge des Tristel-Schichten, du Flysch-Gault et de certains Bündnerschiefers dans les Alpes orientales et Centrales (réf. fig. 1).

Cénomanien-Turonien inférieur: base des flyschs de Reiselsberg et d'Arosa, des flyschs de la Simme et d'Ostia, flyschs lombards.

Paléocène-Eocène: plusieurs flyschs dans tous les domaines paléogéographiques sont déposés pendant les périodes de niveau abaissé au Paléocène et à l'Eocène, dont le Guber-Sandstein et le Schoni-Sandstein dans le domaine du Schlieren-Flysch (WINKLER 1983, 1984) et les grès de Ponte Bratica et de Petrignacola dans le bassin ligure (ABBATE & SAGRI 1970).

Des conditions particulièrement défavorables, avec un niveau marin global élevé, caractérisent la période allant du Turonien supérieur jusqu'à la fin du Maastrichtien. Cette période englobe notamment le dépôt des flyschs à Helminthoïdes dans les bassins penniques et ligures.

Des informations concernant le paléoclimat et la couverture végétale protectrice peuvent être obtenues à partir du contenu floristique des sédiments terrigènes. Dans la fig. 1, les flyschs préalpins riches en débris organiques ont été distingués à titre indicatif. Cette figure démontre que toutes les principales formations à terrigènes grossiers contiennent beaucoup de débris de plantes flottés. L'érosion dans les régions émergées se faisait donc, du Crétacé inférieur au Paléogène, malgré une couverture parfois abondante. Cette appréciation est confirmée par l'apparition de sédiments terrigènes grossiers au sein des bassins du sud-est de la France (fig. 1 bassin vocontien), à partir de l'Aptien moyen. Cependant, aucune analyse palynologique ou paléobotanique ne permet actuellement d'apprécier la densité de ces couvertures végétales.

Les conséquences sédimentaires directes de mouvements orogéniques sont traduites par les flyschs conglomératiques à grand taux de sédimentation, tels le Flysch du Niesen (ACKERMANN 1984) et le Flysch du Meilleret (HOMEWOOD 1974) dans les Préalpes. En effet, la présence massive de matériel de socle (jusqu'à 50%) y indique une surrection par failles et chevauchements des régions sources situées à l'intérieur des bassins téthysiens et le long des fronts actifs de l'orogène. On manque en revanche d'indications du même type pour les sources situées en bordure du continent européen non encore atteint par les nappes, où l'on peut attribuer à une surrection lente la production de matériel gréso-pélitique.

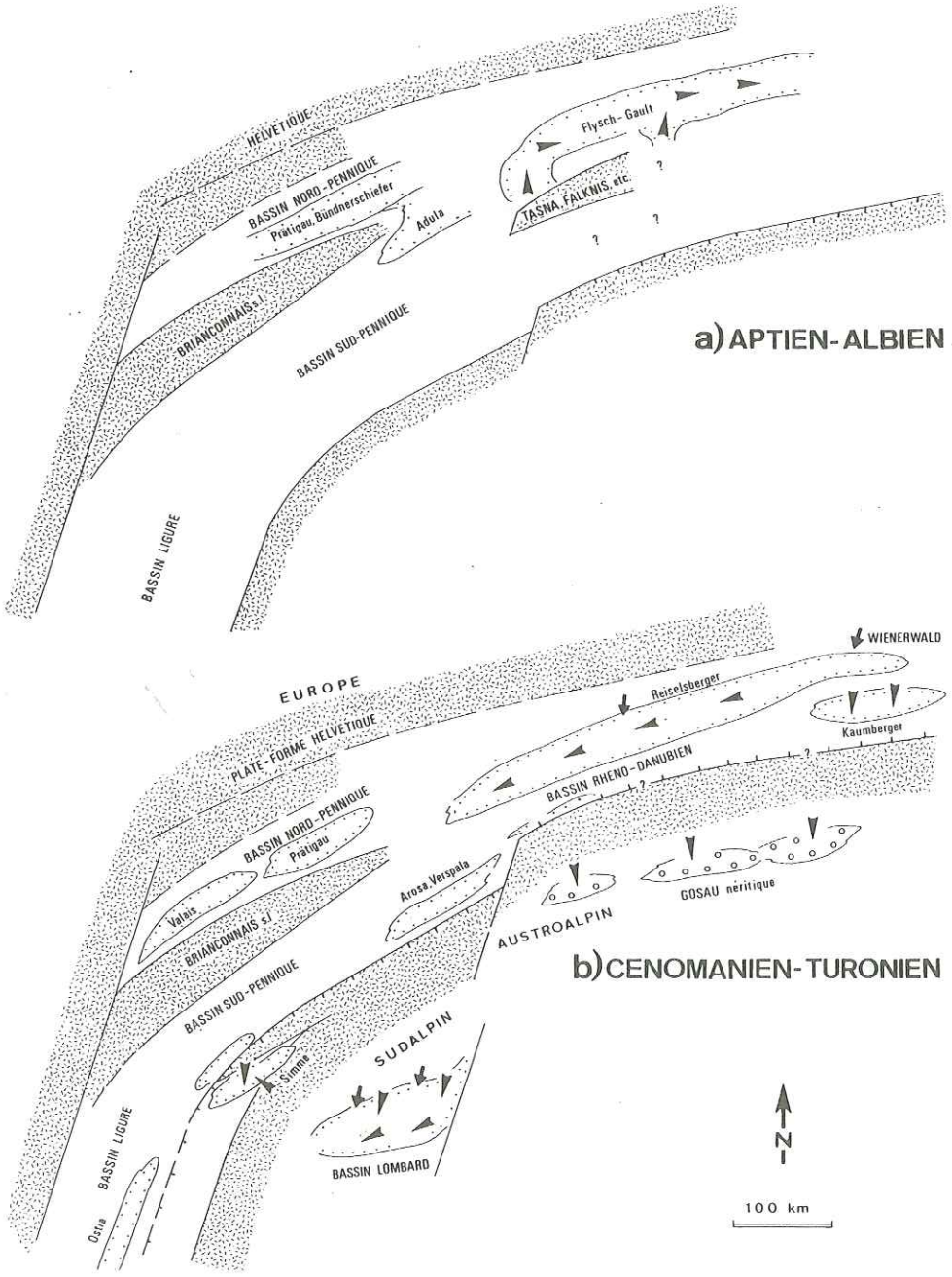
5. CONCLUSIONS

Le début de l'orogenèse alpine et celui de la sédimentation de flyschs dans les bassins alpins sont synchrones, en progressant de l'Est (Alpes orientales: Crétacé inférieur, Hauterivien ou Barrémien) vers l'Ouest (Alpes occidentales: début du Crétacé supérieur). Les sources situées sur les fronts en progession de l'orogène sont les premières à fournir du matériel terrigène; elles sont cependant suivies rapidement par des sources du côté de l'Europe "stable":

- c'est le cas pour le Flysch de Reiselsberg d'âge cénomanien à Turonien, et pour les sédiments du type flysch à Helminthoïdes dans les bassins ligures occidentaux.

La soumission de ces sources à l'érosion ne peut pas être expliquée par le simple fait de variations eustatiques mondiales du niveau marin (celui-ci est en effet élevé du Turonien supérieur jusqu'à la fin du Maastrichtien), ni par des conditions climatiques particulièrement favorables à l'érosion. On est, par conséquent, amené à postuler l'existence d'une remontée des avant-pays européens de la Téthys alpine dès le début de l'orogenèse au Crétacé inférieur.

Remerciements: cette publication a été réalisée à la suite d'un travail de recherche à l'Institut de Géologie de Fribourg. Je remercie cordialement le directeur et les chercheurs de cet institut de leur soutien: A. Ackermann, Ch. Caron, J.P. Clément, P. Homewood et J.M. Wicht. M. le Dr. R. Wernli (Genève) a bien voulu critiquer et corriger le manuscrit et J. Fellmann s'est chargée de la mise au propre.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABBATE, E. & SAGRI, M. (1970).- The eugeosynclinal sequences. In: Development of the Northern Apennines geosyncline (G. Sestini Ed.). Sediment. Geol., 4, 252-340.

ACKERMANN, T. (1984).- Le Flysch de la nappe du Niesen. Thèse Univ. Fribourg, inédit.

ARBENZ, P. (1919). - Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung der Alpen. Natf. Ges. Zürich, Vierteljahresschrift, 64, 246-275.

BERTRAND, M. (1897). - Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires. C.R. Congr. int. géol., 6e sér. (1894), 163-177.

BICHSEL, M. & HAERING, M.O. (1981). - Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy (Northern Italy). Eclogae geol. Helv., 74, 383-420.

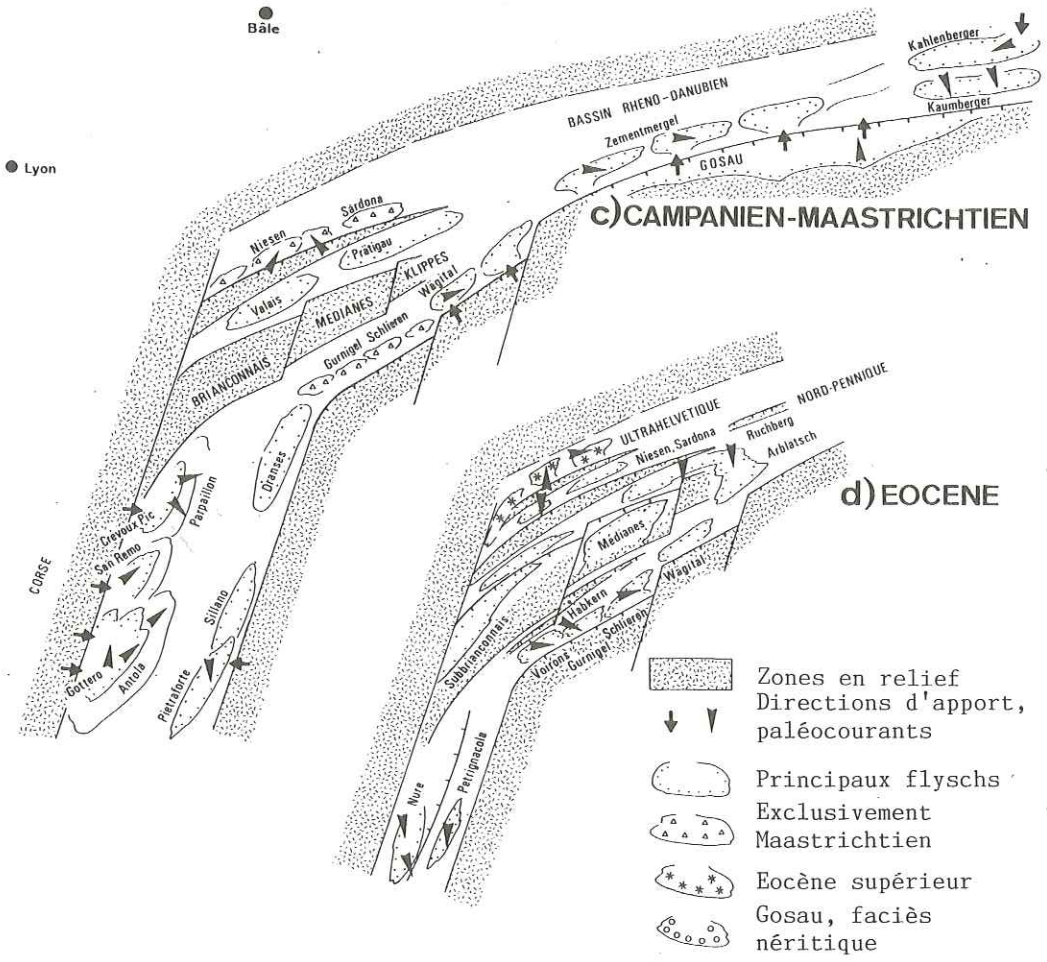


Fig. 2 a-d: Les flyschs dans leur cadre paléogéographique au cours de l'orogenèse; relations entre régions sources, directions de transport sédimentaire et orientation des bassins. Pour les références bibliographiques voir fig. 1.

BOUMA, A.H. (1962). - Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam/New York, 168 p.

BRAVARD, C., KERCKHOVE, C. & BARBIER, R. (1981). - Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone Subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc. C.R. Acad. Scie. Paris, t. 297, sér. II, 531-534.

BURGER, H. (1978). - Arosa - und Madrisa - Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Ostrhätikon). Eclogae geol. Helv., 71, 255-266.

CARON, C. (1972). - La nappe supérieure des Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. Eclogae geol. Helv., 65/1, 57-73.

CARON, C., HOMEWOOD, P., MOREL, R. & VAN STUIJVENBERG, J. (1980). - Témoins de la Nappe du Gurnigel sur les Préalpes Médianes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. Bull. Soc. Fribourg. Sci. nat., 69, 64-79.

DEBRAND-PASSARD, S. (1984, éd.). - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 125, 126.

DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. (1970). - Mountain belts and the new global plate tectonics. J. Geophys. Res., 75, 2625-2647.

DIETRICH, V.J. (1976). - Evolution of the Eastern Alps: A plate tectonic working hypothesis. Geology, 4, 147-152.

FAUPL, P. (1975). - Schwermineralien und Strömungsrichtung aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 9, 528-540.

FAUPL, P. (1983). - Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nödliche Kalkalpen, Osterreich). Jb. Geol. Bundesanst., 126, 219-244.

FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M. (1970). - Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. Jb. Geol. Bundesanst., 113, 73-158.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1983). - Bericht über Studien in der Gosau bei Lilienfeld/Niederösterreich (östliche Kalkalpen). Jber. Hochschulschwerpunkt, 1982, 145-159.

FERRAZZINI, B. (1981). - Zur Geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk, Berner Oberland. Thèse Univ. Berne, 161 p., inédit.

FLÜCK, W. (1973). - Die Flysche der praealpinen Decken im Simmental und Saanenland. Beitr. geol.Karte Schweiz. N.F., 146.

FREIMOSER, M. (1972). - Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der südostbayrischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. Geologica Bavar., 66, 7-91.

HESSE, R. (1972). - Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des bayrischen Flysches: Unterkreide. Geologica Bavar., 66, 148-222.

HOMEWOOD, P. (1974). - Le Flysch du Meilleret (Préalpes romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant. Eclogae geol. Helv., 67, 349-401.

HOMEWOOD, P. (1977). - Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps: a general account. Eclogae geol. Helv., 70, 627-641.

HOMEWOOD, P. (1983). - Palaeogeography of Alpine Flysch. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 44, 169-184.

HOMEWOOD, P., ALLAN, P.A., WEIDMANN, M., FASEL, J.M. & LATELTIN, O. (1985). - Field excursion A: Geological Excursion to the Swiss Molasse basin. In: P. ALLEN, P. HOMEWOOD & G. WILLIAMS (éd.). International Symposium on Foreland basins, Fribourg, Excursion guidebook, p. 5-38.

HOMEWOOD, P. & CARON, C. (1982). - Flysch of the Western Alps. In: K.J. Hsü (ed.). Mountain building processes. Academic Press, London, 157-168.

KERCKHOVE, C. (1969). - La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Géologie Alpine, 45, 5-204.

KERCKHOVE, C., CARON, C., CHAROLLAIS, C. & PAIRIS, J.L. (1980). - Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 107, 234-255.

KUENEN, Ph. H. & MIGLIORINI, C.I. (1950). - Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol., 58, 91-127.

MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D., VAN STUIJVENBERG, J., WEIDMANN, M. & WINKLER, W. (1980). - Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland (Excursion no V). In: Geology of Switzerland, a guide-book, part B, 261-293. Wepf, Basel/New York.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972). - Le torbiditi del Appennino settentrionale: introduzione dell'analisi di facies. Mem. Soc. geol. It., 11, 161-199.

NÄNNY, P. (1948). - Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. Thèse Univ. Zürich.

OBERHAUSER, R. (1980, éd.). - Der geologische Aufbau Österreichs. Springer-Verlag, Wien/New York, 700.

PANTIC, N. & ISLER, A. (1978). - Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern II. Eclogae geol. Helv., 71/3, 447-465.

VON RAD, U. (1972). - Zur Sedimentologie und Fazies des Allgäuer Flysches. Geologica Bavar., 66, 92-147.

SCHWIZER, B. (1984). - Die Tristel-Formation. Vergleichende Untersuchungen in Graubünden, Liechtenstein, Vorarlberg und Bayern. Thèse Univ. Berne, 185 p., inédit.

STANLEY, D.J. (1965). - Heavy minerals and provenance of sands in flysch of central and southern French Alps. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 49, 22-40.

STUDER, B. (1827). - Remarques géognostiques sur quelques parties de la chaîne septentrionale des Alpes. Ann. Scie. nat. Paris, 11, 1-47.

STUDER, B. (1847). - Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie, zweite Ausgabe. Dalp, Bern.

VAN STUIJVENBERG, J. (1979). - Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland). Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 151, 111 p.

TASSE, N. (1982). - Sédimentologie du Flysch à Helminthoïdes de la nappe du Parpaillon, Embrunais-Ubaye, Hautes-Alpes, France. Thèse Univ. Montréal, Québec, 226 p.

TERCIER, J. (1947). - Le flysch dans la sédimentation Alpine. Eclogae geol. Helv., 40, 163-198.

TRÜMPY, R. (1980). - An outline of the geology of Switzerland. In: Geology of Switzerland, a guide-book, part A. Wepf, Basel, 104 p.

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: C.E. PAYTON (éd.). Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Mem., 26, 63-81.

VANOSSI, M. (1965). - Studio sedimentologico del Flysch ad Elmintoidi della Valle Argentina (Liguria settentrionale). Atti Ist. geol. Univ. Pavia, 16, 36-71.

VANOSSI, M., BONI, A., CORTESOGNO, L., GALBIATI, B., LORENZ, C., MESSIGA, B., PICCARDO, G. & VANNUCCI, R. (1984). - Dati e problemi fondamentali della geologia delle Alpi Liguri. Soc. Geol. Ital., Convegno 11-16 giugno 1984, Pavia.

WALKER, R.G. & MUTTI, E. (1973). - Turbidite facies and facies associations. In: G.V. MIDDLETON & A.H. BOUMA (éd.). Turbidites and deep-water sedimentation, 119-157. Lect. notes short course, Pac. sect. S.E.P.M., Los Angeles.

WICHT, J.M. (1984). - Le flysch de la nappe de la Simme dans les Préalpes romandes. Thèse Univ. Fribourg, 155 p.

WILDI, W. (1985). - Heavy mineral distribution and dispensal pattern in penninic and ligurian flysch basins (Alps, northern Apennines). Giornale di Geologia, Ser. 3, 47/1-2, 77-99.

WILDI, W., CARON, C. & HOMEWOOD, P. (à paraître). - Flysch in the Prealps; a review of type locality flysch.

WINKLER, W. (1983). - Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentralschweiz). Beitr. geol Karte Schweiz, N.F., 158, 105 p.

WINKLER, W. (1984). - Palaeocurrents and petrography of the Gurnigel-Schlieren-Flysch: a basin analysis. Sediment. Geol., 40, 169-189.

WINKLER, W., WILDI, W., VAN STUIJVENBERG, J. & CARON, C. (1985). - Wägital-Flysch et autres flyschs penniques en Suisse Centrale - stratigraphie, sédimentologie et comparaisons. Eclogae geol. Helv., 78, 1-22.

AN EXAMPLE OF THE LINKS BETWEEN THRUST TECTONICS AND SEDIMENTATION : THE PALEOGENE BARREME BASIN, SE FRANCE

Martin EVANS*

The Late Eocene Barrême basin-remnant is located in the external zones of the SW Alpine foreland thrust belt. This small thrust-sheet-top basin preserves a 750m fill which records an overall transition from marine to non-marine deposits, and displays extensive evidence of thrust-related deformation during sedimentation. The basin-fill comprises the following formations and members : Calcaires Nummulitiques (shallow marine transgressive carbonate facies) ; Marnes Bleues (marine mudstones, with evidence of increasing water depths) ; Grès de Ville member (storm-influenced event beds) ; La Poste member (submarine channels incised into the Marnes Bleues basin slope); St. Lions member (southerly prograding Gilbert-type deltas) ; Grès de Senez member (storm-dominated prograding sandy shoreline) ; Molasse Rouge (semi-arid red-beds, with paleosols and conglomeratic channels) ; série Saumon-Série Grise (palustrine and lacustrine facies, deposited in an intermontane lake basin) ; Grès Verts (ephemeral sandy channels, with associated overbank mudstones and paleosols).

Progressive east to west subsidence, attributed to thrust loading in the internal Alps, combined with a widespread synchronous rise in sea level, resulted in the Calcaires Nummulitiques transgression. Topographic highs, related to thrust uplift, compartmentalised this basin, resulting in the local development of counter-regional slopes (dipping to the west). Slope instability, due to tectonic oversteepening, and/or seismic shock, resulted in the supply of exotic submarines gravity glide blocks to the marine basin. The Grès de Ville consists of storm-generated graded sandstones, deposited in maximum water depths of 40-50m. Submarine channels (La Poste member) incised into the Marnes Bleues possess a conglomerate and sandstone fill, dominated by gravity-flow processes. This coarse sediment influx was dually sourced, from both local and internal Alpine terrains, and reflects Sannoisian thrust uplift in the foreland. Thrust deformation at this time, at the eastern margin of the Barrême basin-remnant, resulted in a localised syntectonic unconformity (Le Chateau de Clumanc).

By the late Early Oligocene the basin was totally infilled by marine sediments. A later syntectonic unconformity, and a growth fold at Senez, record a further episode of thrust activity during deposition of the first continental sediments, the fluviatile Molasse Rouge. The fine grained lake and lake-marginal sediments of the Série Saumon-Série Grise were deposited during a tectonically quiescent phase, characterised by low rates of clastic sediment production. The upwards-passage into the fluviatile Grès Verts indicates renewed thrust uplift, and clastic input into the basin, with exotic sediment derived from the ophiolitic slices incorporated within the Embrum-Ubaye nappes. The terminal event in the basin was culmination collapse at the front of the Haute-Provence duplex, resulting in Upper Cretaceous rocks overthrusting the eastern margin. This thrust-sheet top basin fill therefore records frequent, discontinuous thrust movements during sedimentation, which can be used to constrain the timing and rates of thrust movement.

---

* Departement of Geological Sciences - University of Liverpool
LIVERPOOL L69 3 BX ENGLAND

LE DETRITISME DURANT LA SEDIMENTATION SALIFERE PALEOGENE EN BRESSE MERIDIONALE

Alain Curial*

RESUME. - Dès l'Eocène supérieur, et pendant une partie de l'Oligocène, une importante sédimentation halitique envahit les secteurs les plus subsidents de la Bresse méridionale. Selon les périodes, des épandages détritiques provenant du Sud entrent en compétition avec les dépôts salifères pour combler progressivement les légères dépressions du bassin. Pour l'essentiel, ce matériel détritique tire son origine des formations mésozoïques situées dans la région lyonnaise, zone de seuil.

ABSTRACT. - A significant phase of salt sedimentation took place in the more subsident areas of the Southern Bresse basin during late Eocene and early Oligocene. At certain periods, some detrital input entered the basin from the south and competed with halite sedimentation in progressive fill of the depressions which were induced by synsedimentary subsidence. For the most part, these detrital deposits are composed of components reworked from Mesozoïc formations located on the southern margin of the basin ("seuil lyonnais").

1. - CADRE GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

Le bassin tectonique de la Saône, ou fossé bressan, est une dépression d'orientation subméridienne, à remplissage tertiaire. Il s'étend sur quelque 200 km de longueur, depuis le seuil morvano-vosgien, au Nord, jusqu'à la région lyonnaise, au Sud, où un seuil le sépare du bassin du Bas-Dauphiné.

Au Paléogène, le rejeu d'accidents anciens de direction varisque induit une segmentation oblique du fossé bressan par des seuils résistants (axe de Sennecey-La Serre, seuil de Cormoz) ayant guidé la sédimentation (Lefavrais-Raymond, 1962). Entre ces seuils majeurs se différencient trois sous-bassins : la Bresse chalonnaise au Nord, la Bresse louhannaise (centrale) et la Bresse burgienne (méridionale). Le bassin salifère (contour en pointillés ; fig.1) occupe une partie de la Bresse burgienne et se prolonge quelque peu en Bresse louhannaise (appendice louhannais traversé par le sondage MaCtD1). Le seuil de Cormoz (environ N50) est relayé vers le SSW par le seuil de Limonest, orienté N20 (Lefavrais-Raymond *et al.*, 1984). Ce dernier présente une structure complexe. Il a été traversé par quelques sondages (BR 103, BR 104). A l'Ouest de l'axe de Limonest s'individualise un sous-bassin reconnu par les sondages BR 2 et MaMaCD1bis, qui ont traversé tous deux environ 500m de terrains paléogènes (conglomérat polygénique, marnes faiblement gréseuses puis calcaires crayeux dans MaMaCD1bis ; marnes sableuses à gypse et anhydrite puis marno-calcaires dans BR 2). Sur les seuils, les terrains paléogènes sont réduits (160 m dans BR 104 ; 388 m dans DP 105). C'est dans la région d'Etrez, zone de dépôt-centre, que la puissance des dépôts est la plus importante avec 1600 m de Paléogène, constitué par près de 1400 m de formations salifères.

2. - STRATIGRAPHIE DU SALIFERE DANS LA ZONE DE DEPOT-CENTRE (fig. 2)

La stratigraphie du Salifère a été établie sur la base des données recueillies dans le champ d'Etrez (zone de stockage d'hydrocarbures en cavités salines implantée par Gaz de France) où 17 sondages ont été réalisés à ce jour. Les séries salifères traversées ont été subdivisées en 5 ensembles notés, du plus récent au plus ancien, E1 à E5 (nomenclature I.F.P. et G.D.F., complétée par Goy et Busson, 1980, pour l'ensemble évaporitique présalifère E6, épais d'une trentaine de mètres).

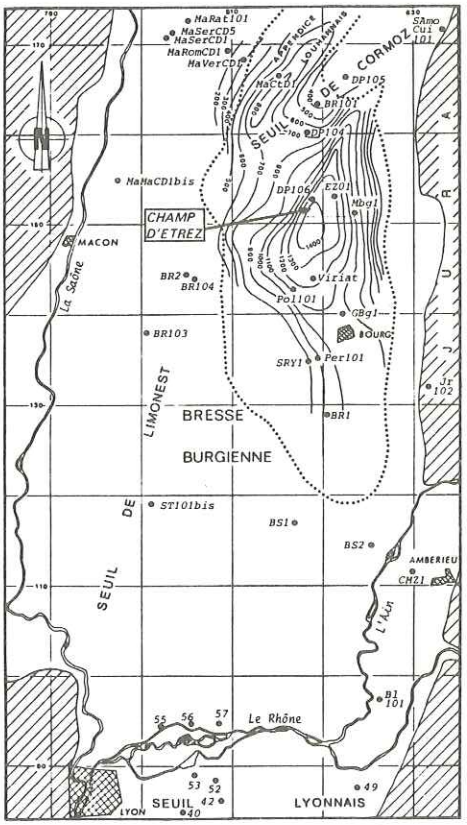


Fig. 1 : Situation des principaux sondages profonds en Bresse burgienne et dans la partie méridionale de la Bresse louhannaise.

En pointillés : limite des faciès halitiques au maximum de leur extension, telle que définie par les interprétations sismiques (Leroy, 1984). Les courbes représentent les isopaques (en mètres) des formations salifères et de leurs équivalents latéraux (le tracé est défini à partir des données de sismique et des sondages profonds). En hachures obliques : cristallin et terrains mésozoïques. Pour le champ d'Etrez, seuls sont représentés les sondages DP 106, EZ 01 et Mbg1. Les sondages très anciens de l'Est lyonnais (40, 42, ..., 57) sont décrits dans J. Desrousseaux, 1938. Maille du carroyage : 10 km.

* Centre des Sciences de la Terre - Université Claude-Bernard (LYON I)
Unité Associée 1209 : "Nature et Genèse des Faciès Confinés"

La série salifère inférieure ou ensemble E5 (630 m), est constituée par de la halite plus ou moins riche en matériel carbonaté et anhydritique, ou argileux. D'une façon générale, le matériel terrigène est peu abondant.

La série stérile intermédiaire (E4) est puissante d'environ 220 m. La partie inférieure (50 m) est constituée par une alternance métrique à décamétrique de couches de halite et de bancs d'argilites verdâtres, à passées silteuses, renfermant parfois des débris de plantes (argilites de base). La partie supérieure de la série est formée par une alternance de couches de halite et de bancs de calcaire argileux finement laminé. Les datations palynologiques placent la limite Eocène-Oligocène approximativement au toit de l'ensemble E4 (Moretto, 1986).

La série salifère supérieure (E3, E2 et E1), épaisse d'environ 420 m, est à dominante halitique. Quelques horizons plurimétriques d'argilites existent. Ils constituent d'excellents repères de corrélation à travers le bassin salifère (intervalle stérile entre E2 et E3, repère sismique H4A).

Cette succession est différente selon les lieux considérés. D'importantes variations latérales de lithologie se manifestent depuis le centre du bassin salifère en direction de ses bordures : réduction des dépôts halitiques et passage à des carbonates et à des sulfates (anhydrite, gypse), enrichissement en matériel détritique terrigène dans certaines directions (Curial, 1985, 1986).

3. - COUPE LONGITUDINALE N-S DU SALIFERE (fig. 3)

Cette coupe schématique est déduite des corrélations détaillées établies à partir des enregistrements diagraphiques (Curial, 1986). Du Sud vers le Nord, cette coupe part du sondage BS 1, où n'existe aucun dépôt halitique, et rejoint le sondage MaCtD1, implanté dans l'appendice louhannais du bassin salifère (situation de la coupe fig. 4). Les variations latérales de lithologie observées traduisent surtout la concurrence entre des épisodes de sédimentation salifère et des épandages détritiques qui se succèdent dans le temps et qui tendent, tous deux, à combler progressivement les dépressions engendrées par une subsidence active.

3.1. - La série salifère inférieure (E5)

La sédimentation salifère débute dans la région d'Etrez et gagne rapidement tout le bassin. Elle marque ensuite un net recul vers le Nord, alors que les régions méridionales sont le siège d'une importante sédimentation terrigène. Dans le sondage BR 1, ce sont surtout des argiles gréseuses renfermant de la glauconie.

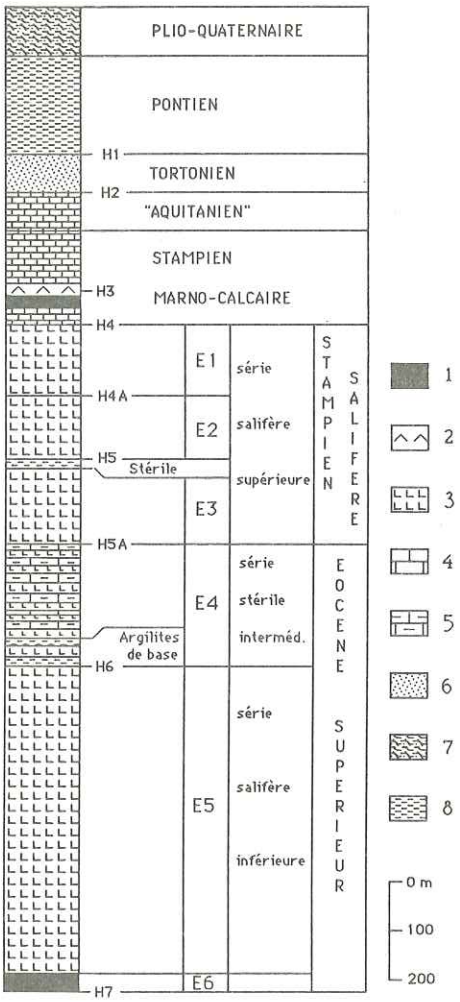


Fig. 2 : Coupe lithologique et stratigraphique du Cénozoïque dans la région d'Etrez, zone de dépôt-centre.
Lithologie : 1-anhydrite ; 2-gypse ; 3-halite ; 4-calcaire ; 5-calcaire laminé ; 6-sables ; 7-sables et argiles ; 8-argiles.

Au sommet de la série commencent à apparaître des grès plus ou moins argileux et glauconieux, mal classés, incluant des passées conglomératiques (Tchimichkian *et al.*, 1958). Vers le Nord, le matériel s'affine. Il s'agit d'argilites rouges ou beiges selon les niveaux considérés (sondage SRY 1).

Alors que les épandages détritiques se superposent pratiquement les uns aux autres dans le secteur sud du bassin (BS1, BR1, SRY1), ils se manifestent en alternance avec des épisodes salifères dans la région de Bourg (GBg1, Pol 101). Ces horizons très épais d'argilites, intercalés dans le sel, perdent de leur importance vers le Nord : dans le secteur d'Etrez (EZ 01) et dans le sondage DP 104, les sédiments se présentent le plus souvent sous la forme de plages argileuses repoussées en périphérie des cristaux de halite lors de leur croissance dans le sédiment (halite diagénétique). Des strates d'argilites verdâtres existent également, mais leur épaisseur est faible (de l'ordre du décimètre et moins). Les argilites reconnues dans les sondages du champ d'Etrez présentent un cortège à illite dominante, kaolinite et chlorite, et contiennent parfois des interstratifiés illite-smectite. Elles renferment, en outre, des grains de glauconie provenant vraisemblablement des grès albiens, et une microfaune remaniée datée en partie du Crétacé (Moretto, 1985 a et b). Quelques bancs d'argilites plus épais existent dans l'appendice louhannais du Salifère (MaCtD1), ce qui laisse supposer l'existence d'apports septentrionaux. Ces derniers

restent cependant très discrets par rapport aux puissantes arrivées détritiques qui se manifestent dans le Sud du bassin.

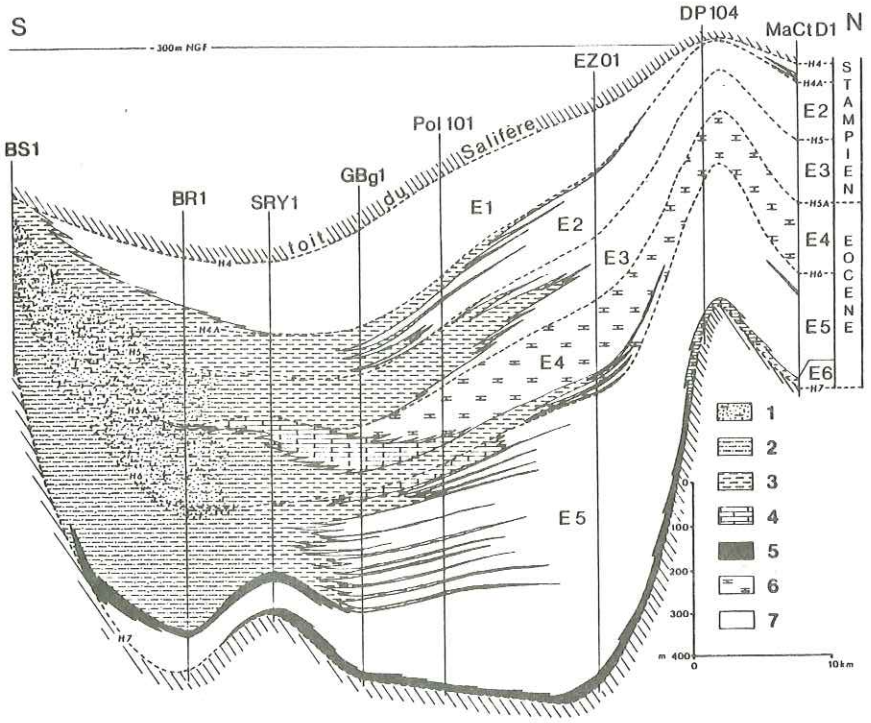


Fig. 3 : Coupe schématique N-S du Salifère et de ses équivalents latéraux établie d'après les corrélations diagraphiques (Curial, 1986).
Repère sismique H4 : toit du Salifère ; repère H7 : correspond approximativement au contact entre les terrains paléogènes et le substratum mésozoïque.
Lithologie : 1-sables et grès plus ou moins argileux ; 2-argiles grèseuses ; 3-argilites ; 4-carbonates plus ou moins anhydritiques ; 5-anhydrite ; 6-alternance métrique à décamétrique de bancs de calcaire argileux laminé et de couches de halite ; 7-halite.

3.2. - La série stérile intermédiaire (E4)

Dès la base, les épandages de matériel terrigène s'intensifient et gagnent la région d'Etrez où ils se présentent en bancs plurimétriques (argilites de base). Ces apports continentaux induisent des périodes de dessalure des eaux du bassin pendant lesquelles peuvent s'effectuer des dissolutions de la halite antérieurement déposée (Curial, 1986). Les argilites de base n'atteignent pas les régions plus septentrionales : certains horizons disparaissent, d'autres passent latéralement à des calcaires argileux (sondages DP 104, MaCtD1). Le matériel terrigène est grossier au Sud (grès plus ou moins argileux et glauconieux, passées conglomératiques). Tandis que son importance diminue, il s'affine logiquement vers le Nord : argiles gréseuses puis argilites.

Le reste de la série est caractérisé par une sédimentation "varvée" de grande extension, entrecoupée d'épisodes salifères.

3.3. - La série salifère supérieure (E3, E2 et E1)

Les mêmes remarques générales peuvent être faites pour la série salifère supérieure :

- le détritisme, essentiellement originaire du Sud de la Bresse, se répand plus ou moins loin de sa source et atteint parfois le secteur d'Etrez (intervalle stérile, banc d'argilite constituant le repère H4A) ;
- les dépôts les plus grossiers se cantonnent aux secteurs méridionaux, la fraction fine (silts et argiles) s'étend plus largement.

Comme c'est également le cas pour la série salifère inférieure, il faut noter la présence d'horizons argileux épais dans l'appendice louhannais (MaCtD1). Dans le secteur d'Etrez, ces derniers sont seulement représentés par de minces intercalations d'argilites localisées dans la partie inférieure de l'ensemble E1. La forte réduction de cet ensemble vers le Nord relève de phénomènes de dissolutions synsédimentaires (Moretto, 1985 a ; Curial et Moretto, 1985 ; Curial, à paraître).

4. - REPARTITION SPATIALE DES SEDIMENTS TERRIGENES

Le grand nombre de sondages et leur implantation homogène dans le champ d'Etrez ont permis de saisir, grâce aux données diagraphiques, la répartition spatiale des principaux composants de la sédimentation (Curial, 1986). En ce qui concerne le matériel détritique (ce sont des argilites bien

repérables par leur radioactivité élevée), deux méthodes d'étude ont été utilisées selon que les argiles se présentent en bancs épais ou bien apparaissent soit en strates minces (centimétriques et moins, laminites), soit dispersées (matrice argilo-carbonatée, plages intercristallines dans le sel). Dans le premier cas, les réponses diagraphiques sont nettes et il suffit de cumuler l'épaisseur des déflexions de radioactivité pour chaque sondage (par intervalles parfaitement corrélés), puis de dresser des cartes en isolithes. Dans le second cas, les déflexions sont atténuées et moins différenciées : on peut quantifier de façon relative l'abondance des argiles en intégrant les courbes des teneurs en thorium et potassium mesurées par la diagraphie de spectrométrie du rayonnement gamma naturel. Les surfaces mesurées sont, en effet, représentatives des quantités d'argiles (cette diagraphie mesure également la teneur en uranium, mais cet élément n'est pas seulement lié aux argiles, il est aussi nettement corrélé à la quantité de matière organique ; Curial, 1986).

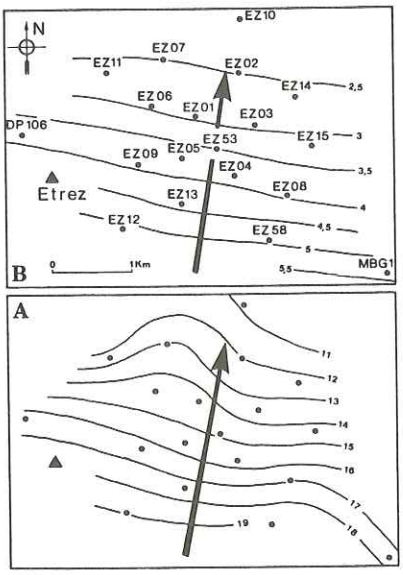


Fig. 4 : A- Carte en isolithes (en mètres) des "argilites de base" (série stérile intermédiaire E4) dans le secteur d'Etrez.
B- Carte en isolithes des argilites de l'intervalle stérile situé entre les ensembles E3 et E2 (série salifère supérieure).

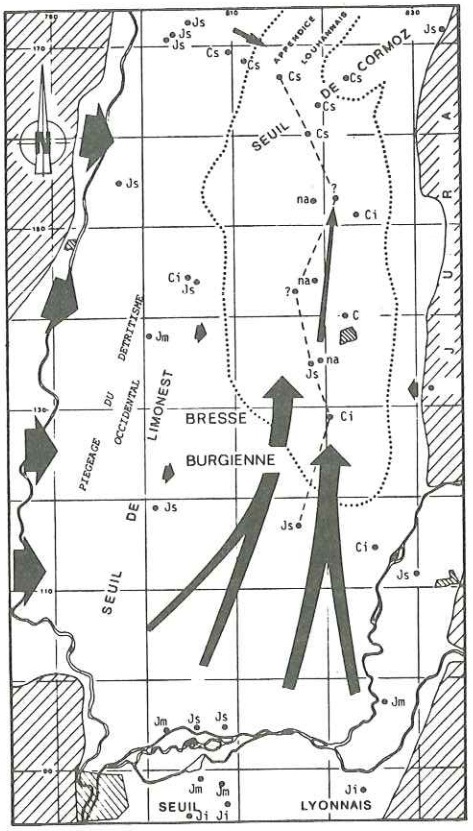


Fig. 5 : Carte synthétique représentant les principaux sens d'apports en matériaux détritiques en Bresse méridionale durant la sédimentation salifère paléogène et âges du substratum anté-tertiaire traversé par les sondages.
Ji, Jm, Js : Jurassique inférieur, moyen et supérieur.
Ci, Cs : Crétacé inférieur et supérieur.
na : substratum non atteint.
? : substratum non daté.

La carte en isolithes des argilites de base (série stérile intermédiaire ; fig. 4A) montre une diminution régulière des épaisseurs depuis le Sud (19 m dans EZ 12) vers le Nord (moins de 11 m dans EZ 10). Il en va de même pour l'intervalle stérile situé entre les ensembles E3 et E2 (série salifère supérieure ; fig. 4B). Cela montre que les épandages détritiques majeurs ont une origine strictement méridionale et que leur progression à travers le bassin se réalise le long d'un axe approximativement orienté N-S. Aucun afflux terrigène provenant de la bordure orientale ne se fait sentir malgré sa proximité. Seule s'enregistre une augmentation de la sédimentation carbonatée et sulfatée vers l'Est, corrélative d'une diminution de puissance des dépôts halitiques.

L'intégration des courbes de spectrométrie, qui permet de comparer d'un sondage à l'autre l'importance du bruit de fond argileux, a donné des résultats tout à fait concordants avec ce qui précède, pour chacun des ensembles salifères (Curial, 1986).

Les études réalisées sur les matériaux détritiques de Bresse méridionale (Tchimichkian *et al.*, 1958 ; Moretto, 1985 a et b), mais aussi d'autres secteurs du bassin de la Saône (Duplaix *et al.*, 1965), ou du Jura (Duplaix et Guillaume, 1962, 1963), mettent en évidence le caractère local du détritisme paléogène et la contribution des terrains crétacés (notamment aptiens et albiens) dont l'érosion a fourni l'essentiel du matériel. Dans les limites du bassin salifère (fig.5), l'âge du substratum anté-tertiaire est attribué au Crétacé supérieur au Nord, et au Crétacé inférieur voire au Jurassique supérieur (SRY1), dans la région centrale et méridionale du bassin.Il semble donc qu'une période d'érosion active s'est manifestée avant l'installation du régime évaporitique, c'est-à-dire avant l'Eocène supérieur. Cette érosion s'est poursuivie

de façon fluctuante durant toute la sédimentation salifère en affectant les secteurs périphériques émergés du bassin. Les zones les plus affectées sont situées dans la région lyonnaise (seuil lyonnais) où les sondages anciens révèlent un substratum anté-tertiaire daté du Jurassique supérieur au Jurassique inférieur en allant vers le Sud. Les matériaux détritiques accumulés dans la partie méridionale du Salifère proviennent vraisemblablement pour l'essentiel de cette région. A l'Ouest, la couverture mésozoïque du Massif Central a sans doute également subi un décapage important, mais le matériel qui en résulte a été limité dans son extension par le seuil de Limonest (conglomérats et marnes sableuses des sondages MaMaCD1bis et BR2). Les régions orientales fournissent peu de matériaux détritiques et ces derniers, apparemment liés aux grandes fractures, se cantonnent au plus près de leur lieu d'origine (le Paléogène est représenté dans sa totalité par environ 200 m de conglomérats dans le sondage Jr 102). Quelques épandages plus discrets viennent perturber la sédimentation salifère dans l'appendice louhannais. Ces derniers sont vraisemblablement originaires de régions situées au NW.

5. - CONCLUSION

Selon les périodes, des phases de sédimentation salifère et des épandages détritiques se succèdent en Bresse méridionale et entrent en concurrence pour occuper progressivement la place offerte par une subsidence active. Ces périodes sont vraisemblablement à mettre en relation avec des pulsations climatiques mineures qui règlent l'érosion des secteurs plus stables émergés, et l'intensité des apports terrigènes dans le bassin. Ces apports tirent leur origine des séries mésozoïques (crétacées principalement).

Si la régulation de l'intensité du détritisme, dans le temps, semble être le fait de légères variations climatiques (auxquelles peuvent se superposer des reprises d'activité tectonique), la répartition des afflux terrigènes est guidée par la structure du bassin. Le seuil de Limonest joue un rôle de barrière vis-à-vis des arrivées occidentales, et canalise les apports méridionaux (les plus importants) dont la répartition, dans le bassin salifère, s'effectue selon un axe S-N. Ce matériel se répand avec difficulté vers le Nord, sur une étendue que l'on peut considérer presque plate à l'échelle du bassin. L'érosion progressive du seuil lui-même n'a pas produit suffisamment de matériaux pour que leur influence soit nettement perçue dans les secteurs du bassin salifère reconnus par sondages. Il en va de même pour les apports détritiques orientaux, ce qui suggère soit que les reliefs du Jura étaient à peine ébauchés (Lefavrais-Raymond, 1962), soit que la morphologie de ses versants favorisait un écoulement vers l'Est.

On peut supposer qu'un réseau hydrographique temporaire alimentait épisodiquement le bassin salifère en sédiments terrigènes, par le S et le SW, à l'occasion de périodes plus humides.

REFERENCES

CURIAL A. (1985). - Le complexe salifère paléogène de Bresse (département de l'Ain ; SE de la France) : étude diagraphique et paléogéographie. *Documents du GRECO 52*, Paris, n°5, p.103-126.

CURIAL A. (1986). - La sédimentation salifère et suprasalifère du Paléogène bressan (France) : comparaison entre les données diagraphiques et lithologiques. Etude diagraphique du champ d'Etrez et synthèse du bassin. *Documents de l'U.A. 1209 (C.N.R.S.)*, Lyon, n°11, 251p.

CURIAL A.(1986)-La dissolution dans la partie supérieure du Salifère paléogène bressan (SE de la France) : chronologie, extension et mécanismes. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, Paris, 27, 3-4, p. 225-235.

CURIAL A. et MORETTO R. (1985). - La dissolution au toit du gîte salifère dans la région d'Etrez. *Documents du GRECO 52*, Paris, n°5, p.147-150.

DESROUSSEAUX J. (1938). - Bassins houillers et lignitifères de la France. *Stat. Ind. Min.*, Paris, 1er fasc., 390 p.

DUPLAIX S. et GUILLAUME S. (1962). - Application de la méthode des minéraux lourds à l'étude des formations crétacées et tertiaires du Jura. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t.254, p.1843-1845.

DUPLAIX S. et GUILLAUME S. (1963). - Etude stratigraphique et minéralogique de formations tertiaires du Jura. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, Paris, (2), 5, fasc.1, p.37-54.

DUPLAIX S., GUILLAUME S. et LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1965). - Le Tertiaire de la Bresse, stratigraphie et minéralogie, comparaison avec les régions voisines. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, Paris, (2), 7, fasc.2, p.135-148.

GOY G. et BUSSON G. (1980). - Inventaire des évaporites du sous-sol : les bassins profonds du Trias du SE français, du Paléogène de Bresse et de Valence. Compte rendu d'étude "Valorisation des ressources du sous-sol". *Mus. Nat. hist. nat.* édit, Paris, 169 p.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1962). - Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, n°16, 143 p.

LEFAVRAIS-RAYMOND A., GANNAT E. et CAVELIER C. (1984). - Bresse - Paléogène. *in* Debrand-Passard S. *et al.*, Synthèse géologique du SE de la France, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, n°125.

LEROY C. (1984). - Utilisation des méthodes sismiques et de forages profonds pour la reconnaissance structurale d'un bassin salifère. *C. R. de la journée sur le sel*, 1er mars 1984, Ecole Polytechnique, Palaiseau, p.163-176.

MORETTO R. (1985 a). - Sédimentologie de la série salifère du Paléogène de la Bresse (France). *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, sér.8, t.1, n°6, p.849-855.

MORETTO R. (1985 b). - Caractéristiques sédimentologiques des différentes unités salifères dans le champ d'Etrez. *Documents du GRECO 52*, Paris, n°5, p.127-146.

MORETTO R. (1986). - Etude sédimentologique et géochimique des dépôts de la série salifère paléogène du bassin de Bourg-en-Bresse (France). *Thèse de doctorat*, Université de Nancy I, Nancy, 312p.

TCHIMICHKIAN G., REULET J. et VATAN A. (1958). - Etude pétrographique des matériaux mollassiques de quelques sondages profonds de Bresse. *Eclogae. Geol. Helv.*, 51, 3, p.1093-1114.

NATURE ET ORIGINE DU DETRITISME ARGILO-SABLEUX DANS LE BASSIN OLIGOCENE DE MANOSQUE (ALPES DE HAUTE-PROVENCE)

Par Jean-Louis DUCREUX *

RESUME.- Dans le bassin continental paléogène de Manosque, les épisodes détritiques quartzeux, riches en matières organiques, s'agencent selon quatre types de séquences, fortement contrôlées par des variations climatiques. Les grès, fins et bien triès, sont hérités de formations marines crétacées; localement, un démantèlement de formations éocènes est envisagé à partir des assemblages de minéraux lourds. Les analyses minéralogiques et géochimiques soulignent la pauvreté du bagage géochimique hérité du bassin versant. Des apports volcaniques effusifs sont cependant décelés, autorisant certaines néoformations (smectite, fluorine).

ABSTRACT.- In Paleogene continental basin of Manosque (Southeastern France) detritical episodes, rich in organic matters, get organized in four types of sequences. These ones are mainly controled by climatic variations. Marine cretaceous formations have fed very fine grained and well classified sandstones. Mineralogical and geochimical data showed that volcanic outputs have enriched sediments in fluor, lithium, magnesium and siliceous, but versant basins have no significant metalliferous potentials.

Le bassin continental de Manosque comprend des formations détritiques quartzeuses dont l'origine, locale ou plus lointaine, est encore mal établie. Aussi et dans un but de recherche de concentrations métallifères, une investigation minéralogique et géochimique a été réalisée, tant sur la fraction sableuse que sur la fraction argileuse (Ducreux, 1982).

I. REPARTITION DES FORMATIONS DETRITIQUES.

1. Répartition stratigraphique.

Quatre épisodes détritiques majeurs sont connus dans le bassin de Manosque (Destombes, 1962). Soit, de bas en haut (tableau 1):

- les Marnes rouges de la Mort d'Imbert (Stampien inférieur);
- les Marnes brun-sépia ou Marnes de Caseneuve (Stampien supérieur);
- les Marnes du Bois d'Asson (Stampien supérieur à Oligocène supérieur);
- les Marnes de la Tuilerie de Manosque (Oligocène supérieur).

Ces formations, relativement épaisses (de 100 à 300 m), sont formées de marnes et d'argiles bariolées, entrecoupées de grès quartzeux, de lignites et de bancs calcaires. Vers l'Est, elles passent à des conglomérats à éléments calcaires (Complexe détritique durancien) dont le dépôt est contrôlé par la faille de la Durance (Gigot et al., 1975).

2. Répartition séquentielle.

Les grès s'intègrent dans quatre séquences fondamentales.

* Université Lyon-I, Centre des Sciences de la Terre, 69622 Villeurbanne Cedex.

Séquences de crue: au sein de calcaires lacustres apparaissent brutalement des niveaux argilo-sableux gris, ligniteux, interprétés comme les témoins distaux de crues fluviatiles.

Séquences de progradation de corps fluviatiles: on trouve, de bas en haut, des calcaires lacustres, des lignites, des argiles, puis des grès. Cette évolution, granocroissante, traduit l'avancée de corps gréseux fluviatiles aux dépens de sédiments lacustres, les lignites soulignant la zone palustre.

Séquence d'extension de l'aire lacustre: on relève de bas en haut, des grès, des argiles bariolées, des lignites puis des calcaires. Cette succession granodécroissante marque l'avancée de l'aire de sédimentation lacustre aux dépens des dépôts fluviatiles. Les lignites soulignent la limite entre les domaines détritiques et carbonatés.

Séquence de divagation de chenaux fluviatiles dans une plaine d'inondation: à des grès ravinants succèdent des marnes bariolées caractérisées par de nombreuses traces d'activité pédologique (marmorisation, manchons radiculaires etc...).

AGE		ZONE MAMMIFERES	FORCALQUIER	MANOSQUE
MIOCENE		PAULHIAC	Calcaires de Reillanne / Marnes et Calcaires palustres	Marnes de la Tuilerie / Calcaires en gros bancs
OLIGOCENE	SUPERIEUR	CODERET		
		LA MILLOQUE		
		BONINGEN	Calcaires et Lignites de Sigonce / Marnes de Viens	Laminites bitumineuses / Marnes du Bois d'Asson
		COURNON		
OLIGOCENE	STAMPIEN SUPERIEUR	ANTOINGT		
		HEIMERSHEIM	Calc. de Vachères	Calc. de Montfuron
			Marnes de Caseneuve	Marne brun-sépia
		MONTALBAN LES CHAPELINS	Calcaires de Campagne-Calavon	Calcaires en petits cubes
INFERIEUR	STAMPIEN INFER.	VILLEBRAMAR	Marnes du Revest	Marnes de la Mort-d'Imbert
		RONZON	Complexe détritique	Complexe évaporitique
EOCENE SUP.		MONTMARTRE		

Tableau 1.- Stratigraphie du bassin de Manosque-Forcalquier.

3. Contrôle climatique de la sédimentation.

Les nappes détritiques trouvent leur origine dans des pulsations tectoniques et surtout, dans des modifications climatiques: le cortège sporopollinique des épisodes terrigènes diffère de celui des épisodes carbonatés, indiquant pour les premiers un climat nettement plus humide que pour les seconds (Apostolescu,1968; Gigot et al.,1975).

II. ANALYSE DE LA FRACTION SABLEUSE.

1. Microfaciès.

Les grès quartzeux sont fins et micacés. Ils contiennent des grains de glauconie, de pyrite et quelques plagioclases. Les lithoclastes carbonatés sont abondants ainsi que les bioclastes (foraminifères micritisés). Les grains de quartz peuvent présenter des golfes de corrosion attestant une origine volcanique. Les débris végétaux sont également nombreux (cuticules).

Les micas (muscovite surtout, rare biotite et chlorite) sont extrêmement abondants dans les Marnes de la Mort d'Imbert.

Les phases de liaison sont argilo-carbonatées ou ferrugineuses.

2. Granulométrie et minéraux lourds.

Les grès sont très fins et bien triés (médiane: 0,15 mm; coefficient d'assymétrie : proche de 1). Toutefois, les Marnes de la Tuilerie se singularisent par une granulométrie plus grossière (0,30 mm).

Les comptages de minéraux lourds permettent de différencier des apports méridionaux (secteur de Manosque), marqués par des pourcentages élevés en grenats (20 à 50 %) et des apports septentrionaux (secteur de Forcalquier) dominés par l'association tourmaline-zircon (90%).

3. Conclusions.

L'étude de la fraction sableuse nous invite à formuler quelques remarques:

- grande maturité des sédiments terrigènes;
- nourrissage de la sédimentation à partir de sédiments marins: la source de la glauconie et des micas est à rechercher dans le décapage des terrains albo-cénomaniens (Triat et al., 1976); les lithoclastes carbonatés proviennent du remaniement de diverses formations marines du Néocomien ou du Crétacé supérieur;
- les forts pourcentages en grenats seraient dûs au décapage des terrains éocènes situés au Sud de la Durance (Cornet et Dudouyt, 1964);
- enfin, des apports volcaniques sont décelés tout au long de la série, en accord avec la présence d'horizons cinéritiques (Arbey et al., 1976).

II. ANALYSE DE LA FRACTION ARGILEUSE.

1. Minéraux argileux.

L'illite est bien cristallisée dans les Marnes de la Mort d'Imbert, traduisant des phénomènes d'aggradation. Dans les autres formations, ce minéral montre des pics larges compatibles avec une origine détritique.

Dans les cinérites, les smectites sont pures et bien cristallisée impliquant une néoformation. Par contre, dans les autres niveaux, elles sont dégradées, frangées d'interstratifiés.

Chlorite et kaolinite, bien représentées dans les grès sont vraisemblablement héritées, la kaolinite pouvant provenir d'altérites éocènes.

2. Données géochimiques.

Les éléments majeurs et en traces ont été dosés par spectrométrie d'émission. Les teneurs en Mo,Co et Ge sont inférieures aux seuils de détection. Les teneurs moyennes de chacuns des principaux lithofaciès sont données par le tableau 2.

LITHOFACIES		Pb	Zn	Cu	Ba	B	V	Cr	Sr	Li	Mn	La	F	Ni	Ga
1 GRES ARGILEUX	X	51	241	24	107	54	136	179	760	61	176	94	756	43	28
	σ	23	306	4	50	27	78	89	754	31	96	41	636	60	5
ARGILE SABLEUSE 2	X	35	95	22	209	92	114	129	404	94	97	37	1673	12	22
	σ	28	140	17	134	36	28	40	314	56	75	13	813	6	8
3 GRES ARGILO-CALCAIRE	X	40	128	17	262	78	88	133	2304	72	183	84	1360	16	29
	σ	12	99	6	146	25	26	34	1965	24	100	71	348	12	5
4 ARGILE MARNO-SABLEUSE	X	17	66	19	338	115	119	150	615	95	103	31	2697	n.d.	28
	σ	4	18	10	155	27	18	23	469	36	61	9	1350		5
5 CALCAIRE ARGILEUX	X	28	191	29	248	111	75	110	290	74	164	37	2086	29	24
	σ	13	170	12	216	54	20	23	288	66	48	13	815	14	6
6 LIGNITE	X	24	93	32	195	81	108	98	262	94	140	43	1146	16	21
	σ	15	87	15	99	30	35	33	103	48	80	12	737	8	5

Tableau 2.- Teneurs géochimiques (moyenne et écart-type) de sédiments oligocènes du bassin de Manosque.

Les lignites s'individualisent nettement par leurs teneurs élevées en uranium (30 ppm), en soufre (5%) et en carbone organique (30%). Les grès contiennent

les plus fortes valeurs en Pb,Zn,Mn et Sr; ceci s'explique par une plus forte porosité qui autorise la mise en place de fronts d'oxydation ou le développement de sulfates. Les argiles sont enrichies en bore: les teneurs, proches de celles d'argiles marines (Porthault, 1978; Mosser, 1980), traduisent le remaniement de niveaux argileux du Crétacé marin. Les cinérites sont magnésiennes (5% de MgO), très riches en fluor (jusqu'à 11 000 ppm), lithium (1000 ppm) et zirconium (450 ppm).

Les Marnes de la Mort d'Imbert, très micacées, s'individualisent par de fortes teneurs en baryum (510 ppm), zinc (300 ppm), bore (160 ppm) et potassium (4,1%).

3. Associations géochimiques.

La totalité des données minéralogiques et géochimiques a été traitée par la méthode des analyses factorielles (Porthault, 1978). Ces calculs ont mis en évidence des associations géochimiques (Ducreux, 1982).

Eléments liés à la kaolinite: Al,Cr,Ti,B,V. Chrome et vanadium sont concentrés dans les kaolinites des alterites sidérolithiques (Ataman, 1964). Dans le bassin de Manosque, les teneurs enregistrées restent modestes (fig. 1 A) excluant ainsi une contribution importante de formations latéritiques ou bauxitiques dans la sédimentation oligocène.

Eléments liés à l'illite: Ba,K (et Zn,Pb,B). La correlation Ba-K (fig.1 B) s'explique par une substitution de l'ion K^+ par l'ion Ba^{++}. Les illites d'aggradation des Marnes de la Mort d'Imbert ont quelques enrichissements en plomb-zinc.

Eléments liés aux smectites néoformées: Si,Mg,Li,F,Zr (et Mn). De fortes teneurs en zirconium sont typiques d'un volcanisme acide effusif synsédimentaire (Forbes et al.,1984). Des valeurs élevées en éléments volatils (Li,F) renforcent cette hypothèse. La corrélation fluor-smectite (fig.1 C) traduit le remplacement d'ions hydroxyles par des ions fluorures.

Eléments liés a une phase oxyde ou hydroxyde: Fe, Mn,Pb,Zn,Cu.

Eléments liés à la matière organique et aux sulfures: C,S,U (et Cu).

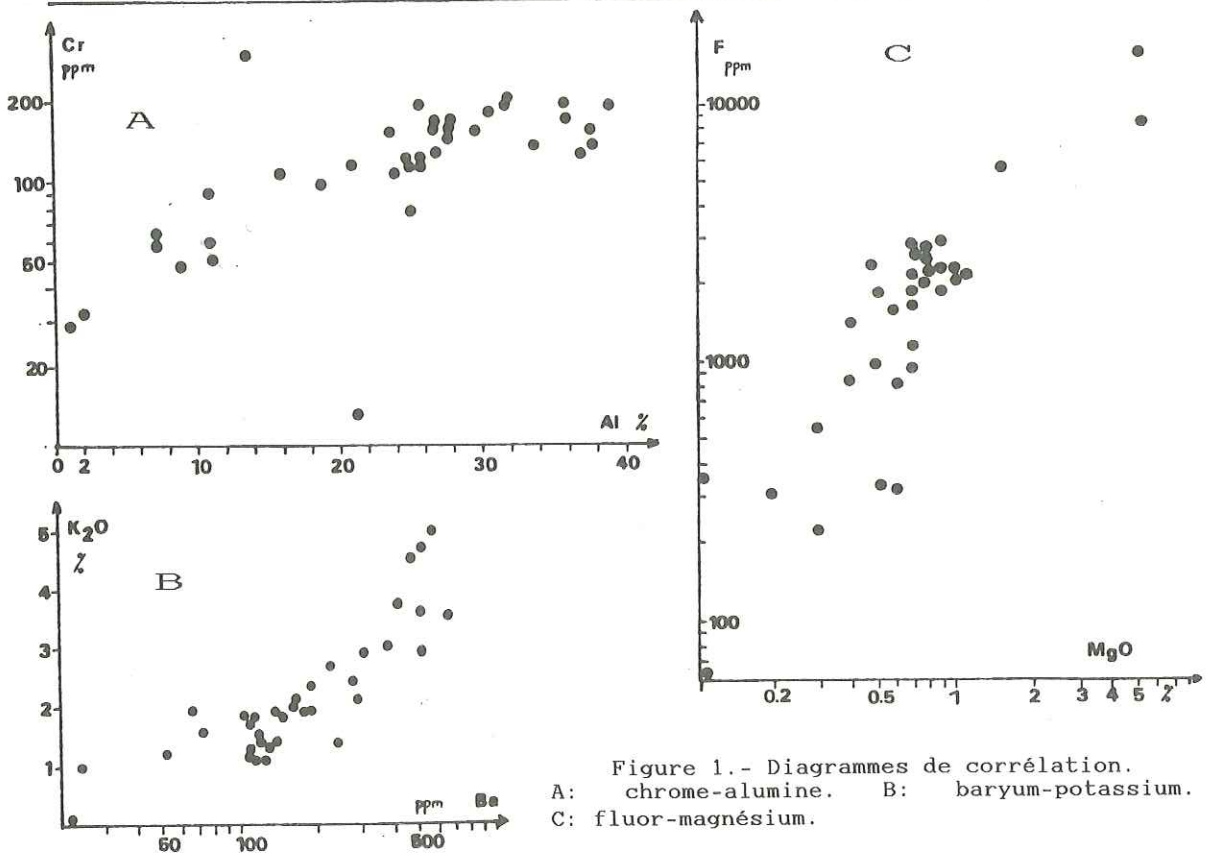


Figure 1.- Diagrammes de corrélation.
A: chrome-alumine. B: baryum-potassium.
C: fluor-magnésium.

4. Conclusions.

L'analyse de la fraction argileuse met en évidence les faits suivants:

- les argiles sont héritées de formations marines;
- les illites des Marnes de la Mort d'Imbert témoignent d'une aggradation;
- certains enrichissements géochimiques traduisent une forte activité volcanique effusive qui autorise même des néoformations (smectites, fluorine);
- présence d'une diagénèse à sulfure dans les lignites;
- développement d'altération secondaire dans les grès poreux (oxydes, sulfates).

IV. CONCLUSIONS GENERALES.

L'origine du détritisme a été précisée: les aires sédimentaires ne reçoivent que des éléments terrigènes arrachés aux proches bassins versants (formations marines crétacées, formations éocènes)..

Grâce à la géochimie, l'importance des apports volcaniques dans les bassins oligocènes du Sud-Est a été soulignée. Les centres d'émission restent mal connus.

Le bassin oligocène de Manosque possède un faible potentiel métallifère en raison de sources très médiocres. Seules quelques concentrations en uranium, non économiques, ont été repérées dans des horizons ligniteux (quelques centaines de parties par millions sur cendres). Les fortes teneurs en fluor posent cependant le problème de l'existence éventuelle de minéralisation en fluorine.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

APOSTOLESCU V. (1968).- Reconstitution des conditions de sédimentation et des milieux de dépôts par les données sédimentologiques et paléobionomiques réunies. Exemple de l'Eocène, Oligocène de Forcalquier-Manosque (Basses-Alpes). Rev.Inst.fr. Pétr.,Rueil-Malmaison, 23,6,p.774-792.

ARBEY F.,CLOCHIATTI R.,GIGOT P., GUBLER Y., LE TENDRE L. & RIVIERE R. (1976).- Découverte de cinérites dans les formations continentales carbonatées du Stampien dans le bassin de Manosque-Forcalquier (Alpes de Haute-Provence). C.R.Acad.Sc. Paris, 282, Sér. D, p.1093-1095.

ATAMAN G. (1964).- Oligoéléments dans les argiles. Rev.Inst.fr.Pétr.,Rueil-Malmaison, 19,9, p.958-969.

CORNEY C. & DUDOUYT M. (1964).- Etude minéralogique des sables vindoboniens de la Basse Provence. Bull.Soc.géol.Fr.,Paris, 7,6,p.691-695.

DESTOMBES J.P. (1962).- Description géologique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier. Bull.Serv.Carte géol.Fr.,Paris, 58,266, p.461-558.

DUCREUX J.L. (1982).- Recherche de concentrations métallifères en domaine paralique et limnique. Le cas des formations du Crétacé supérieur gardois, du Paléogène de Manosque (Alpes de Haute-Provence) et de Saint-Martin-des-Plains (Puy-de-Dôme). Thèse 3è cycle, Lyon I, n° 1137, 439 p. (Dépôt Soc.géol.Fr.).

FORBES P., PACQUET A., CHANTRET F., OUMAROU J. & PAGEL M. (1984).- Marqueurs du volcanisme dans le gisement d'uranium d' Akouta (République du Niger). C.R.Acad.Sc. Paris, 298, Sér.II, 15, p.647-650.

GIGOT P., GUBLER Y., KANDEL C., TRIAT J.M. & TRUC G. (1975).- Alpes de Provence. Régions Forcalquier-Manosque-Apt-Cavaillon. Livret-Guide de l'excursion A2. 9è Congr.intern.Sédiment. Nice 1975, Sédim.édit.Nice, 162 p.

MOSSER C. (1980).- Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. Sc.géol.Mém.,Strasbourg, 63, 229 p.

PORTHAULT B. (1978).- Géochimie et environnement sédimentaire. Exemple d'application à l'étude du Crétacé du bassin vocontien. Docum.Lab.Géol.Fac.Sci.Lyon, n°4 (Hors-série), p.361-392.

TRIAT J.M., ODIN S. & HUNZIKER J.C. (1976).- Glauconies crétacées remaniées dans le Paléogène continental des bassins d'Apt et de Valréas (Vaucluse): analyse sédimentologique et géochronologique d'un remaniement. Bull.Soc.géol.Fr.,Paris, 7, 18,6, p.1671-1676.

LA SEDIMENTATION DETRITIQUE DANS LE FOSSE SALIFERE PALEOGENE DE VALENCE (SUD-EST DE LA FRANCE)

Daniel DUMAS*

RESUME

Le bassin d'effondrement de Valence est rempli par une épaisse série paléogène reconnue en sondages. Cette série est constituée par une alternance de formations détritiques et évaporitiques. La répartition de ces dépôts, dont les conditions de sédimentation sont opposées, est étudiée à l'aide de cartes d'isopaques. Le graben est principalement alimenté en matériel détritique par ses extrémités alors que les alimentations latérales en provenance du Massif Central semblent être très réduites.

ABSTRACT

The Valence graben is filled by a thick Paleogene sedimentary sequence known onlyfrom boreholes. This sequence is composed of alternations between detritic and evaporitic formations. The study of the depositional distribution is based on isopach maps drawn from borehole and seismic datas. In this basin, the detrital material comes principally from sources at the south and toward the end of depositional interval, from the northern end as well siliclastic influx, derived from Massif Central is low.

CADRE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE

Le fossé salifère de Valence, masqué par la couverture miocène, est bordé à l'Ouest par le Massif Central, et à l'Est par le môle de Montmiral de direction N20 (fig.1). Au Sud, dans le bassin de Crest, les terrains paléogènes affleurent et viennent butter contre l'axe résistant de Montélimar. Le seuil de Beaurepaire, parallèle à l'axe Vienne - Chamagnieu, constitue, au Nord, la limite du bassin. Entre le môle de Montmiral et la chaîne subalpine du Vercors s'individualise le bassin paléogène du Royans.

Ce bassin salifère est l'un des maillons du rift intracontinental ouest-européen. Il est relayé au Nord par les fossés bressan et rhénan et au Sud par le bassin du Bas-Rhône. F. Bergerat (1982) a distingué plusieurs phases tectoniques paléogènes dans le domaine rhodanien. D'après cet auteur, la phase pyrénéoprovençale qui provoque, à l'Eocène supérieur, des plis d'axe E-W et des failles inverses en Provence, est absorbée dans le bassin de Valence par des décrochements sénestres N50 (accident de Saint Remèze allant de l'extrémité septentrionale du fossé d'Alès au Sud du bassin de Crest). Le jeu en cisaillement le long de ce faisceau de failles entraîne sur les bordures du bassin de Valence le rejeu d'accidents anciens ou la création de fractures associées de direction N10 à N20 fonctionnant en décrochements sénestres (failles des Presles, de Crussol et de Marsanne). Des accidents de même direction gouverneront la sédimentation à l'intérieur du bassin. Les accidents N20, après le jeu en décrochement, évoluent en failles normales.

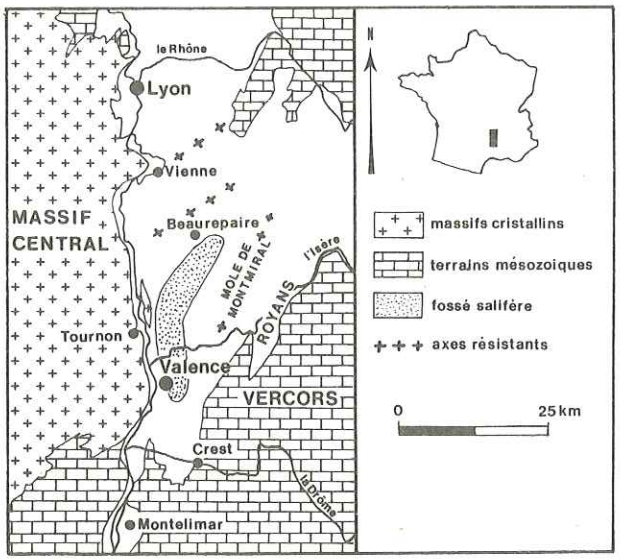


Fig. 1: Principaux traits structuraux du bassin paléogène de Valence

D'autres auteurs (J.M. Triat et G. Truc, 1974; C. Cavelier, 1984) expliquent l'importante série, attribuée à l'Eocène supérieur, par une phase de distention précoce (les premières phases distensives sont considérées classiquement comme oligocènes). Toutefois, la genèse de bassins d'effondrement en régime décrochant a été montrée par de nombreux auteurs (P. Masse, 1983; E. Faugère et al., 1986).

* Centre des Sciences de la Terre - Université Cl. Bernard (LYON I)
Unité Associée 1209: "Nature et Genèse des Faciès Confinés"

STRATIGRAPHIE DU PALEOGENE DANS LE FOSSE DE VALENCE

Dans la fosse salifère, la série paléogène présente une épaisseur supérieure à 2000 m. Elle a été scindée en cinq formations (fig.2):

- la formation infrasalifère (H. Gudefin, 1977), connue en sa totalité dans deux sondages seulement. Elle présente un caractère détritique affirmé;
- la formation salifère inférieure subdivisée en unités T4, T5 et T6 par G. Goy et G. Busson (1980);
- la formation marneuse intermédiaire formée de quatre membres;
- la formation évaporitique supérieure, composée d'un corps salifère centré sur Chanos Curson (salifère supérieur; M.J. Lienhardt et A. Pachoud, 1974) et de sédiments carbonatés et sulfatés (calcaires et évaporites du sondage DP 108);
- la formation marno-sableuse terminale qui présente d'importantes variations d'épaisseur et de faciès suivant les secteurs. De la base au sommet, différents membres ont été distingués dans la partie nord du bassin (fig.2).

Les sédiments paléogènes détritiques ou évaporitiques contiennent peu d'éléments de datation. Les équivalences lithostratigraphiques avec les bassins contemporains de même nature mieux datés (J.M. Triat et G. Truc, 1974) ont été affinées par les études palynologiques de J.J. Chateauneuf (in B. Alabouvette et al., 1984) et par la datation du sommet de la formation marneuse intermédiaire grace à des oogones de characées (J.M. Triat et G. Truc, 1974).

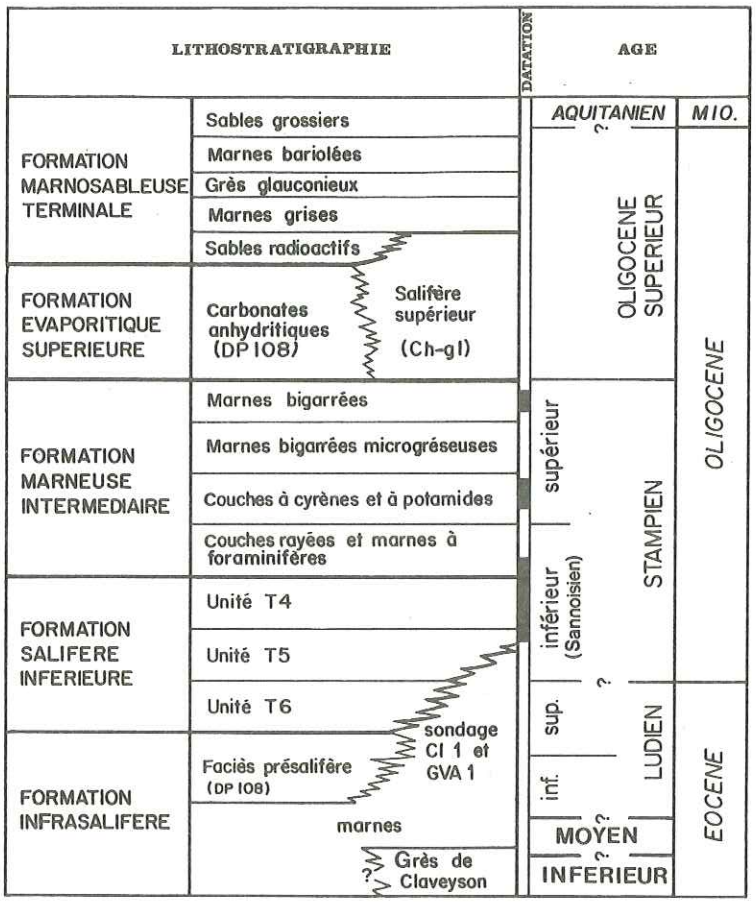


Fig. 2 : Les unités lithostratigraphiques de la série paléogène du fossé salifère de Valence et leurs équivalences chronostratigraphiques

Ces quelques éléments amènent à considérer la base de la formation salifère inférieure comme datant du Ludien supérieur. Les dépôts antérieurs peuvent être attribués au Ludien inférieur, mis à part les grès de Claveyson (base du sondage Cl1) qui dateraient de l'Eocène inférieur (G. Latreille, 1969). D'autre part, on peut considérer le sommet de la formation marno-sableuse terminale comme aquitanienne (M.J. Lienhardt et A. Pachoud, 1974; H. Gudefin, 1977).

LES FORMATIONS INFRASALIFERE ET SALIFERE INFERIEURE

Dans le fossé de Valence, la formation infrasalifère est connue seulement dans les sondages Cl1 et GVA1. Les autres puits, destinés à la reconnaissance ou à l'exploitation du massif salifère, ont été arrêtés dans des dépôts évaporitiques 200 à 600 m au dessus du substratum antetertiaire.

La carte des isopaques de ces deux formations (fig. 3), tracée grâce aux données sismiques, montre, dans le secteur septentrional, un très fort contrôle de la sédimentation par des accidents de direction N20. Au Sud, dans la région de Valence, les dépôts très épais témoignent d'une subsidence importante qui n'est liée à aucun accident majeur si ce n'est le faisceau de failles subméridiennes longeant le Massif Central.

Dans le sondage GVA1, l'épaisseur cumulée des bancs de halite est de 145 m (fig. 3) alors que l'épaisseur totale des deux formations dépasse 1200 m. Le sel apparaît en horizons épais au sommet après quelques minces niveaux intercalés dans des marnes. Cet épisode halitique se corrèle avec le sommet de la formation salifère

inférieure (unité T4) du sondage Cl-g1 (D. Dumas, en cours). Le reste de la série est constituée de marnes et de grès dans lesquels apparaissent des bancs carbonatés et quelques lits anhydritiques.
Au Nord, dans le puits Cl-g1, plus de 300 m de sel ont été traversé sans que le substratum soit atteint.

La sédimentation a débutée dans le secteur méridional par d'importants dépôts terrigènes dont les équivalents latéraux au nord ne sont pas connus. Puis, s'individualise, au nord du bassin, une sédimentation évaporitique alors que dans la région de Valence, se produit une importante accumulation de matériel détritique. La présence de quelques niveaux salifères isolés au milieu des marnes montre que la sédimentation évaporitique s'est installée dans ce secteur. Mais les afflux terrigènes importants, liés à une zone d'apport méridionale majeure, ont été accompagnés d'eau sous-saturée provoquant la dissolution du sel. Celui-ci est alors collecté au Nord dans les zones subsidentes les moins soumises aux dessalures du corps d'eau. Au sommet, l'extension des dépôts salifères dans la région de Valence semble marquer une diminution de puissance de l'appareil détritique méridional.

Le sondage Cl1 présente une série très réduite dont les 200 premiers mètres au dessus du substratum cristallin sont constitués par des grès à galets de gneiss. Cette unité est comparable aux sables de Douevas et de Larnage affleurant plus à l'Ouest contre le Massif Central. G. Latreille (1969) a montré que ces sables, attribués à l'Eocène inférieur, proviennent d'une altération du socle cristallin suivie d'une courte phase de transport. Les grès de la bordure du Massif Central appartiennent au même cycle sédimentaire que les sables parfois kaoliniques affleurant à l'Est dans le bassin du Royans (P.R. Giot, 1944 ; G. Latreille, 1969 ; F. Touraine, 1976). Il est possible que, dans cette région, une partie de ces sédiments résulte de l'altération des terrains crétacés.
Au dessus, apparaît une série marneuse épaisse de 200 m environ contenant quelques bancs de sel argileux à son sommet. La puissance cumulée des horizons halitiques ne dépasse pas 30 m alors que, quelques kilomètres à l'Est, le puits TE 101 a traversé près de 200 m de sel dans les seules unités T4 et T5 (fig.3).
La bordure du Massif Central, peu subsidente, présente donc une série réduite à caractère détritique dans laquelle quelques indices halitiques ont été préservés. Dans la fosse salifère qui longe le Massif Central, seul le puits TE 101 montre, dans l'unité T5, un léger enrichissement local en matériel détritique (D. Dumas, en cours). Par conséquent, les apports détritiques latéraux en provenance du Massif Central étaient réduits.

La principale zone d'apport pendant le dépôt de ces formations était située au sud du bassin. Comme dans beaucoup de fossés d'effondrement, les alimentations latérales étaient réduites. Les cours d'eau temporaires, responsables des apports terrigènes et de la dissolution des bancs de halite, étaient sans doute guidés par les directions majeures de la fracturation (N20 et N50). Ils alimentaient le bassin en eau douce et en matériel clastique par l'extrémité méridionale.
A. Curial (1986) a observé la même position méridionale des zones d'apports durant la sédimentation halitique dans le fossé bressan ce qui parallèlise encore l'évolution simultanée de ces deux bassins.

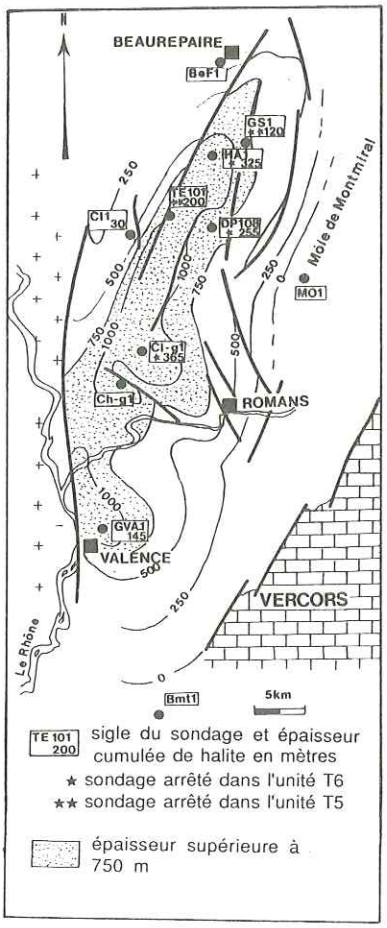


Fig. 3 : Carte des isopaques des formations infrasalifère et salifère inférieure (épaisseurs exprimées en mètres)

LA FORMATION MARNEUSE INTERMEDIAIRE

La formation marneuse intermédiaire est constituée par une alternance de niveaux de marnes grises,parfois varvées, ou bariolées et de lits gréseux.

La carte des isopaques (fig. 4) montre un changement très net dans la répartition des dépôts. En effet, si auparavant les accidents de direction N20 jouaient un rôle synsédimentaire important, leur action est très atténuée dans le cas de la formation marneuse intermédiaire. Nous pouvons toujours observer un axe de subsidence de direction N20 mais, peu accentué, il est décalé à l'est dans la région de Montchenu (sondage DP 108).
Les marnes de cette formation contiennent de la nannoflore calcaire dont une partie est d'âge paléogène (G. Goy et G. Busson, 1980). De nombreuses formes remaniées du Crétacé supérieur (observations personnelles) témoignent de l'origine orientale d'une fraction du matériel détritique. Outre cette nannoflore, ces marnes contiennent des foraminifères (rapport de fin de sondage DP 108 et observations personnelles) et des laminites à poissons (J. Gaudant et Y. Guillevin, 1979).

Des lits silteux à gréseux montrent des stratifications entrecroisées, des slumps et des flute cast. Ces marnes, souvent laminées, sont comparables par leur faune et leur faciès aux Marnes feuilletées du Royans (E. Mermier, 1895 ; P.R. Giot, 1944). En effet, F. Touraine (1976) a décrit dans celles-ci de nombreuses formes de nannoflore remaniées du Crétacé supérieur, des foraminifères (Milliolidés) et des schistes à poissons. Cette formation du bassin du Royans présente, à l'affleurement, un aspect "varvé" identique à celui de la base de la formation marneuse intermédiaire. En outre, de minces bancs de grès présentent des fore-sets, des rides de courants et des stratifications entrecroisées identiques à celles observées dans le fossé de Valence. Ces figures sédimentaires témoignent de la faible profondeur du corps d'eau à certaines périodes.

Les Marnes feuilletées seraient donc l'équivalent de la partie inférieure de la formation marneuse intermédiaire. L'équivalent méridional de la formation marneuse intermédiaire pourrait être constitué par la molasse grise marnosableuse du bassin de Crest.

La présence dans le bassin du Royans de dépôts présentant le même faciès, les faibles variations d'épaisseur de cette formation et l'absence de faciès bordier visible montre la grande extension du domaine sur lequel s'est déroulée la sédimentation détritique durant cette période.

Les zones d'apport en matériel détritique ne sont pas connues. Il est possible que le système hydrographique drainant le bassin-versant méridional joue encore un rôle important.

La disparition sur le môle de Montmiral et sur la bordure septentrionale de cette formation qui a eu une très grande extension est certainement due à une remobilisation postérieure des sédiments, cette hypothèse n'excluant pas une réduction de la série au départ.

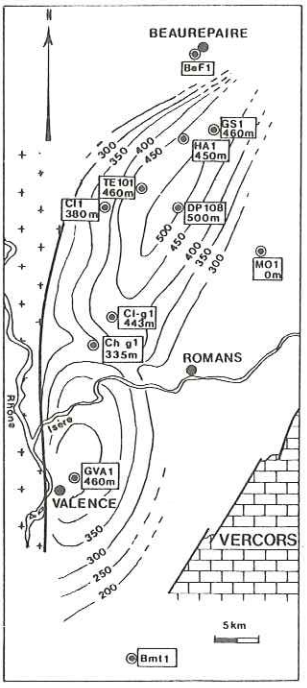


Fig. 4 : Carte des isopaques de la formation marneuse intermédiaire (épaisseurs exprimées en mètres)

LES FORMATIONS EVAPORITIQUE SUPERIEURE ET MARNO-SABLEUSE TERMINALE

Les formations évaporitique supérieure et marno-sableuse terminale achèvent le cycle paléogène. La formation évaporitique supérieure composée de carbonates et d'anhydrite est épaisse de 100 m en moyenne. Elle devient très épaisse (près de 500 m) et salifère dans le secteur de Chanos Curson en liaison avec le jeu synsédimentaire d'une faille d'orientation N110 (D. Dumas, en cours). Elle est peu détritique ; seuls quelques niveaux de marnes séparent les niveaux halitiques et en particulier les niveaux salifères sommitaux de Chanos Curson (Ch-g1) où elles contiennent des grains de quartz colorés. Plus au Nord, dans le puits Cl-g1 ce sont les niveaux anhydritiques, équivalents latéraux des bancs de halite, qui sont séparés par ces argiles à quartz rubéfiés. Ces niveaux évaporitiques sommitaux ont pour équivalent au Nord les Sables Radioactifs formés par une alternance de niveaux marneux plus ou moins bariolés et de sables grossiers . Les fortes déflections de la diagraphie Gamma Ray caractérisant les niveaux sableux, peuvent être attribuées à des feldspaths potassiques ou à des minéraux lourds tels la monazite et le zircon (O. Serra, 1979). Les nombreux grains noirs décrits dans les déblais de forages confirment la présence de minéraux lourds dans ces sables. Ils indiqueraient soit une origine directe à partir du Massif Central, soit une reprise, sur les bordures, de dépôts contenant déjà ces minéraux. C'est le cas des sables de l'Eocène inférieur (G. Latreille, 1969).

Les Sables Radioactifs sont limités au secteur de Tersanne (TE101) et de Claveyson (Cl1). Ils se réduisent très fortement en direction de Hauterives (HA1) et de Montchenu (DP 108) (D. Dumas, en cours). Cette disparition est à mettre en relation avec les érosions affectant à cette période le mole de Montmiral et les bordures.

Au sud, le sommet du sel de Chanos Curson passe latéralement à une alternance de marnes et de calcaires. Dans ce secteur méridional, le détritisme restera fin jusqu'au sommet de la série paléogène, tandis que, dans la partie nord, après les sables radioactifs, se déposent des marnes grises, bariolées, puis à nouveau une alternance de sables colorés et de marnes d'extension plus vaste que les sables radioactifs.

Le cantonnement des faciès détritiques grossiers dans le secteur septentrional du fossé de Valence ainsi que les fortes épaisseurs enregistrées dans ce secteur montrent que, à la fin du cycle paléogène, les principales zones d'apports étaient situées au nord du bassin.

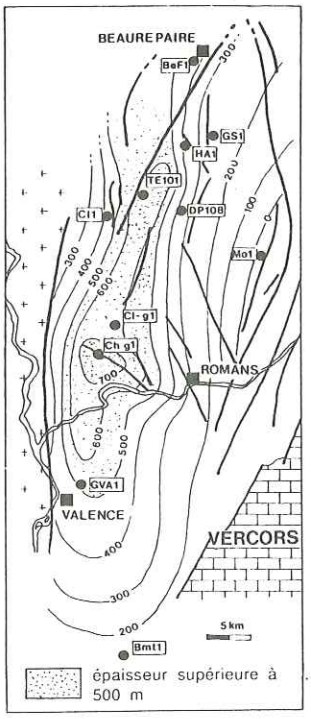


Fig. 5 : Carte des isopaques des formations évaporitique supérieure et marnosableuse terminale (épaisseurs exprimées en mètres)

CONCLUSIONS

La série paléogène du bassin de Valence montre donc une opposition constante entre des formations évaporitiques et détritiques.

Après le dépôts des sables et grès de l'Eocène inférieur sur la bordure du Massif Central et dans le bassin du Royans, apparaît, dans le fossé de Valence une épaisse série marneuse. Ce matériel terrigène, apporté par des émissaires méridionaux, se dépose principalement dans le sud du bassin alors qu'une intense sédimentation salifère s'installe dans le secteur septentrional moins soumis aux baisses de salinité engendrées par les afflux périodiques d'eau douce.Les apports de sédiments clastiques s'effectuent selon l'axe du fossé, le réseau hydrographique étant certainement guidé par les directions tectoniques N20 et N50. Les apports latéraux en provenance du Massif Central restent peu importants.

La formation marneuse intermédiaire montre l'installation d'une sédimentation homogène dans le fossé de Valence et le bassin du Royans. Les faibles variations d'épaisseur enregistrées dans le fossé de Valence soulignent le rôle mineur joué par la tectonique durant le dépôt de cette formation. L' homogénéïté des faciès observés dans le bassin ne permet pas de préjuger des zones d'apports. Cependant, la nannoflore calcaire remaniée du Crétacé supérieur indique qu'une fraction des sédiments terrigènes est d'origine orientale.

La formation évaporitique supérieure montre à son sommet un rétrécissement du corps de saumure au secteur de Chanos Curson où se dépose une épaisse formation halitique. Dans le même temps, se déposent, au Nord, des sables grossiers d'extension limitée et dans la région de Valence une alternance marno-calcaire. Cette période est certainement marquée par des érosions sur les bordures du bassin et sur le môle de Montmiral. Le cantonnement des faciès détritiques grossiers dans le nord du bassin, qui durera jusqu'au sommet de la série paléogène, souligne l'existence de zones d'apport sur le seuil de Vienne-Chamagnieu.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier messieurs E. Blondin et F. Verdier du Département Réservoirs Souterrains de Gaz de France pour la confiance qu'ils m'ont accordée en me permettant d'accéder aux documents et carottes du champ de stockage de Tersanne et de publier ces résultats.

Je remercie également Monsieur M. Ansart, en charge du Département Géologie des Mines de potasse d'Alsace S.A., qui m'a permis d'échantillonner le sondage DP 108.

La société Géostock a obligeamment mis à ma disposition les documents concernant les sondages de Clérieux et Chanos Curson, et monsieur M. Langdorph, ancien géologue de cette société, m'a fait profiter de ses connaissances sur ces puits.

REFERENCES

ALABOUVETTE B., CAVELIER C., CHATEAUNEUF J.J., GAUDANT J. et SCHLUND J.M. (1984).- Le bassin de Valence,*in* CAVELIER C., chapître Paléogène, Synthèse géologique du Sud-Est de la France,*Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Orléans, n° 125, pp. 415-421.

BERGERAT F.(1982).- Le couloir rhodanien au Paléogène: analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale.*Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Paris, vol.23, n°2, pp.329-343.

CAVELIER C. (1984).- Paléogéographie du Paléogène, caractères généraux. in Debrand-Passard S. et al., Synthèse Géologique du Sud-Est de la France, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Orléans, n°125, pp. 447-450.

CURIAL A. (1986).- La sédimentation salifère et suprasalifère du Paléogène bressan (France): comparaison entre les données diagraphiques et lithologiques. Etude diagraphique du champs d'Etrez et synthèse du bassin.*Thèse de doctorat,* Lyon 1, 254 p., 70 fig.

FAUGERE E., BRUN J.P. et van den DRIESSHE J. (1986).- Bassins asymétriques en extension pure et en décrochement: modèle expérimentaux. *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, Pau, 10, pp. 13-21, 10 fig.

GAUDANT J. et GUILLEVIN Y. (1979).- Découverte de Dapalis (Smerdis) macrurus (Ag) (poisson téléostéen) dans l'Oligocène du bassin de Valence (Drôme): implications stratigraphiques et paléogéographiques.*Bull. Mus. nat. Hist. nat.*, Paris, t. 4, sér. C, n° 1, pp. 25-33, 2 fig., 1 tabl., 1pl.

GIOT P.R. (1944).- Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans (Isère et Drôme).*Trav. Lab. Géol. Fac. Sci.* Grenoble, t. XXIV, pp. 49-69, 2 fig.

GOY G. et BUSSON G. (1980).- Inventaire des évaporites du sous-sol: les bassins profonds du Trias du Sud-Est français, du Paléogène de Bresse et de Valence. *C.R. Etude D.G.R.S.T.*: action concertée: « Valorisation des ressources du sous-sol», n° 77, 7, 1516, p.64-106.

GUDEFIN H. (1977).- Recherches sur la géologie profonde de la fosse de Valence (Drôme).*Bur. Rech. Geol. Min.*, Rapp. 77-SGN-032 JAL, 58 p. (inédit).

LATREILLE G. (1969).- La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes.*Thèse* Fac. Sci. Lyon, n°567, 254p.

LIENHARDT M.J. et PACHOUD A. (1974).- Synthèse géologique du bassin de Valence.*Bur. Rech. Geol. Min*, Rapp. 74 S.G.N. JAL, Lyon, 92 p. (inédit).

MASSE P. (1983).- Relations possibles entre fossés d'effondrements, décrochements et bombements dans les rifts intracontinentaux.*Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 7, 1, pp. 149-154.

MERMIER E. (1895).- Sur la découverte d'une nouvelle espèce d'Acerotherium dans la molasse burdigalienne du Royans.*Ann. Soc. Linnéenne* Lyon, t. XLII, pp. 3-31.

SERRA O. (1979). - Diagraphies différées, base de l'interprétation. Tome 1, Acquisition des données diagraphiques.*Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, mém 1, 328 p.

TOURAINE F. (1976).- Une révision de l'Oligocène du Royans (Drôme-Isère). Géol. Alpine, Grenoble, t. 52, pp. 105-114, 2 fig.

TRIAT J.M. et TRUC G. (1974).- Les évaporites paléogènes du domaine rhodanien.*Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, Paris, sér. 2, vol. 16, fasc. 2, pp. 235 - 262.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13, 1987

TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE SUR LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN TERTIAIRE DE VALREAS

Philippe Riché*, Paul Trémolières*

RESUME - Une cartographie détaillée de la bordure orientale du bassin tertiaire de Valréas (Drôme-Vaucluse) et de son substratum mésozoïque a été réalisée dans le cadre des stages de terrain des élèves de l'E.N.S.P.M. entre 1980 et 86. Cette cartographie effectuée entre Grignan, au Nord et le diapir de Propiac au Sud a permis de mettre en évidence l'importance de la tectonique et de la morphologie qui en résulte dans la répartition des faciès de l'Eocène supérieur, l'Oligocène continental et surtout du Burdigalien marin.

Cette tectonique se marque par le rejeu en distension de deux familles de failles se regroupant autour des directions 030° et 070° ; ces failles avaient préalablement participé à la structuration du substratum ante-Eocène supérieur lors de la phase de serrage pyrénéo-provençale.

Cette distension, classiquement attribuée à l'Oligocène, s'est poursuivie durant la majeure partie du Burdigalien. Elle a définitivement cessé lors de la transgression helvétienne qui marque le début d'une puissante sédimentation molassique. Cette dernière se poursuivra jusqu'à la fin du Miocène dans un contexte compressif de serrage d'abord NE-SW puis E.W..

Pour les datations, l'étude s'est réferrée aux dernières données publiées. Une étude palynologique en cours pourrait remettre en question les datations de certains faciès continentaux.

ABSTRACT - A detailed mapping of the eastern edge of the tertiary basin of Valréas (Drôme-Vaucluse) has been performed during field work of the E.N.S.P.M. students from 1980 to 86. This mapping from Grignan (to the North) to the Propriac diapiric structure (to the South) shows the effect of the tectonics and its subsequent morphology on the continental upper-Eocène to Oligocène and especially marine Burdigalian facies.

This tectonics is marked by extensional normal faulting along both 030° and 070° directions. These faults were already active during the pyrenean-provencal orogeny.

The extension, usually related to the Oligocene period has continued during most of the Burdigalian. It has definitively stopped at the time of the Helvetian transgression which shows a thick sedimentation of molasse type. The latter continued until the end of the Miocene in a compressional context of first NE-SW, then E-W directions.

For stratigraphic datation, this paper is based on the latest published data. However a palynological study in progress could revise the datation of some continental formations.

*E.N.S.P.M., 4, avenue de Bois Préau 92500 RUEIL-MALMAISON.

Les observations présentées dans cette note proviennent de stages de terrain de l'ENSPM durant la période 1980-1986. Elles portent sur les bordures septentrionale et orientale du bassin miocène de Valréas entre Grignan à l'Ouest et Propriac au Sud (fig.1). Compte tenu des conditions dans lesquelles elles ont été acquises, ces observations sont fragmentaires et l'étude systématique de la bordure reste à faire. Les éléments apportés ici montrent que cette étude serait d'un grand intérêt pour la compréhension de la répartition des faciès à haute énergie (réservoirs) ou à tendance confinée (roches mères) de la base du Miocène. Les résultats obtenus pourraient être comparés à certains contextes géologiques pétroliers du domaine méditerranéen (Maroc, Tunisie, Italie, Espagne...).

En stratigraphie, aucune nouvelle étude systématique n'a été entreprise ; on a adopté les résultats obtenus par les chercheurs ayant travaillé récemment. Ces résultats ont été regroupés dans la synthèse BRGM (1984).

Quelques échantillons de la série miocène, traités en micropaléontologie (détermination G. et J.J. Bizon) confirment les difficultés d'utilisation de cette technique dans les faciès littoraux.

D'autres échantillons ont été traités en palynologie au laboratoire de la SNEA(P) :

- dans le graben de Nyons, ils donnent un âge santonien pour les lignites terminant la série mésozoïque. L'Eocène serait bien à limiter, comme il était suggéré dans la notice de la carte au 1/50.000 de Nyons, aux argiles et calcaires lacustres sus-jacents. Un âge plus précis (Eocène inférieur à moyen) n'a pu être confirmé à cause de l'absence de pollens. Toutefois un niveau situé au dessus des calcaires lacustres a fourni une microfaune marine d'âge oligocène. Ce résultat surprenant demande à être confirmé.

- Dans le graben du Pègue, l'étude palynologique de niveaux argileux attribués au Ludien et au Burdigalien n'a donné aucun résultat.

Phases pyrénéo-provençales,

La fin de la série mésozoïque est marquée par une continentalisation croissante :

- une émersion apparaît dès le Cénomanien supérieur (paléosols et discordance du Turonien) sur le flanc ouest de la montagne de la Lance) (vallon du Chapelut, Pontias...)

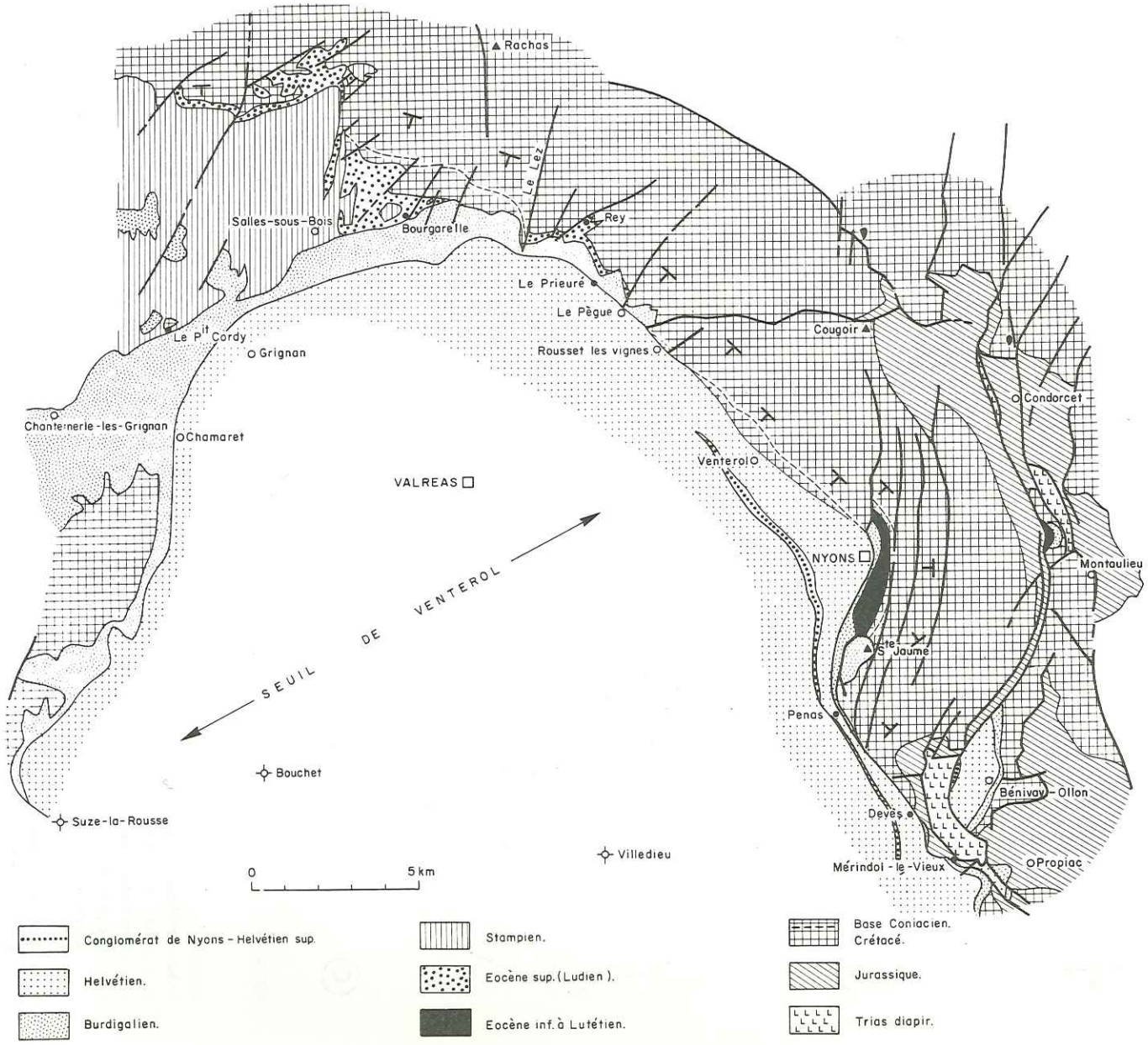
- Les sédiments turoniens et de la base du Sénonien montrent une série de séquences régressives se terminant par des dépôts continentaux ;

- le changement dans la direction de transport des sables et l'interruption de la sédimentation au Santonien marquent de façon significative les premiers mouvements pyrénéo-provençaux.

Ces mouvements se poursuivent jusqu'au Lutétien, sans que l'on puisse les détailler ici, faute d'éléments stratigraphiques. Ils aboutissent à la formation de plis amples Est-Ouest, sur lesquels s'installe la sédimentation réputée lutétienne à Nyons et à Dieulefit. Quelques témoins, mal datés, à Teyssière, Condorcet et Montaulieu (fig.1) donnent une idée de l'importance de la structuration et de l'érosion anté-lutétienne.

Le raccourcissement durant cette période qui s'étend sur 45 MA environ, du Sénonien supérieur à l'Eocène moyen, est de direction N-S comme le confirment de nombreuses mesures microtectoniques (figure 2A).

Fig. 1 - SCHEMA GEOLOGIQUE DE LA BORDURE NORD ET EST DU BASSIN DE VALREAS



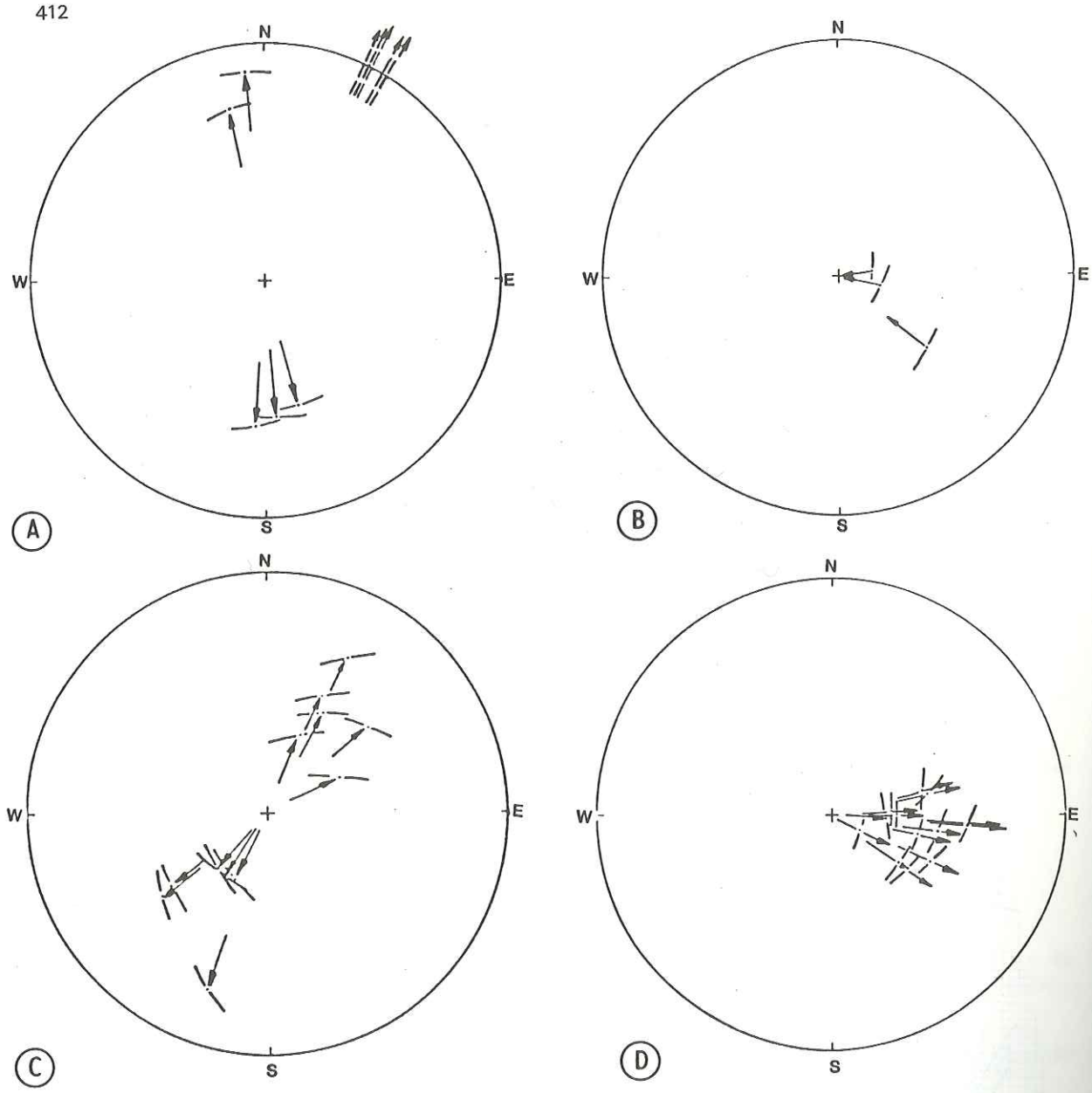


Fig. 2 - DETERMINATION DES PRINCIPALES PHASES TECTONIQUES PAR L'ANALYSE STRUCTURALE

A) Crétacé du flanc S-E de la montagne de la Lance - Les stries de glissement couches sur couches (en tiretés) indiquent un plissement d'âge essentiellement miocène correspondant à la phase précisée en (C). Les stries en failles inverses anté plissement (en traits pleins) précisent le serrage N-S de la phase pyrénéo-provençale.

B) Crétacé de la région de Vaisons. Peu de stries de failles normales mais qui confirment l'allongement E-W à NW-SE de la phase de distension "oligocène".

C) Burdigalien de la région de Vaisons. Les stries de failles inverses indiquent un raccourcissement NE-SW pour la phase compressive fin Burdigalien-Helvétien.

D) Helvétien supérieur de Nyons. Les glissements couches sur couches indiquent un raccourcissement E-W pour la phase de compression fin Miocène.

Distension "oligocène",

La distension, généralement appelée oligocène, qui suit la phase pyrénéo-provençale semble commencer, dans cette région, au Ludien d'après l'âge attribué aux conglomérats qui lui sont associés. Elle se poursuivrait jusqu'au Burdigalien inclus soit sur environ 20 MA. Son démarrage au Ludien semble confirmer les observations faites par ailleurs (Giannerini 1980, Ravenne et al 1986...). Par contre son extension jusqu'à l'ensemble du Burdigalien paraît être un élément qui n'avait pas encore été bien identifié.

La sédimentation post phase pyrénéo-provençale débute par des conglomérats frustres s'appuyant sur des paléo-reliefs activés par le jeu des failles du substratum. Les failles les plus actives ont alors une direction proche de 070° (Petit Cordy, Aleyrac, Rey - fig.1 et 3).

La sédimentation lacustre qui fait suite est limitée à une cuvette très peu subsidente d'axe général N-S à 030°, perpendiculaire à la direction d'allongement mesurée en micro-tectonique (fig.2B). Les bordures orientale (Mont Rachas) et occidentale (Châteauneuf du Rhône) de la cuvette sont marquées par des réductions d'épaisseur et des biseautages. L'épaisseur de la série lacustre ne dépasse pas 60 m et est attribuée au Stampien. Le toit du dernier banc porte une surface taraudée rappelant l'altération causée par une mangrove.

La transgression burdigalienne se fait sur une surface topographiquement accidentée résultant de l'application des deux phases tectoniques citées et qui évolue puisque les jeux en faille normale de la plupart des accidents 030 et 070 se poursuivent.

Il en résulte une grande variété de faciès côtiers dont l'extension est nettement déterminée par la présence de failles synsédimentaires : failles du Lez, de Rey, du Pègue, de Saint Martin du Pontias, du Plateau des Cailles (Sainte Jaume), du Pas de Meynerole (Benivay-Ollon) (fig. 1 et 3). Ces faciès vont des faciès abrités, type marnes de Salles, riches en matière organique d'origine végétale, à des faciès de haute énergie, type cordons à algues rouges, en passant par des faciès de platiers calcaréo-sableux, glauconieux,à Bryozoaires ("Molasses"). (Pour les faciès voir Philippe 1973, Nely 1978...).

Dans le détail, des figures sédimentaires marquent cette tectonique active :

- onlaps de Sainte Jaume montrant la structuration en demi-graben associée au jeu en faille normale de la faille du plateau des Cailles (fig.4)
- onlaps entre la faille du Lez et la faille de Rey,
- chenaux dans la partie centrale du graben de Monbrisson,
- brêches le long de la faille du Pontias, dont une mégabrêche remarquable au Nord de la chapelle Randôme, à Nyons qui termine la sédimentation burdigalienne.

Le jeu de la plupart des failles s'interrompt avant la fin du Burdigalien. Les calcaires bioclastiques dits de Saint Paul Trois Châteaux (Nely 1978) qui terminent généralement l'étage correspondent à un épisode transgressif qui scelle les accidents. Ils accusent encore les paléo-reliefs par des onlaps, soit localement (Rey) soit régionalement sur le flanc Sud de la terminaison occidentale de la structure de la Lance, soit sur les deux flancs du seuil de Venterol (fig.3).

Ce seuil ne correspond pas un anticlinal mais plutôt à un paléo-relief Crétacé supérieur. Son prolongement dans le bassin est peut-être à rechercher vers le S.W. On note en effet l'absence de Burdigalien à Suze la Rousse et sa réduction jusqu'à Chamaret (Haut fond de Chamaret-Suze, Nely 1978 et fig.1). D'autre part la présence de Burdigalien au sondage de Bouchet (fig.1) n'est pas paléontologiquement assurée ; les faciès bioclastiques qui lui ont été attribués (G. Demarcq 1970) nous semblent plutôt être de l'Helvétien inférieur par corrélation avec la bordure. Ce seuil a pu être

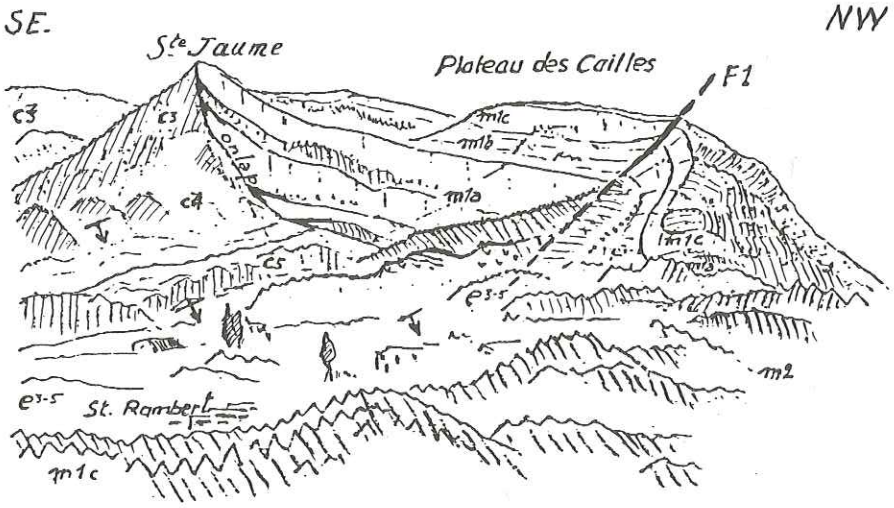


Fig.4 - Panorama de la rive gauche de l'Eygues à hauteur de Nyons montrant l'onlap du Burdigalien sur l'Eocène et le Crétacé supérieur (sigles des terrains d'après la fig.3; F1 faille du plateau des Cailles ayant joué successivement en normale durant le Burdigalien inférieur puis en inverse durant le Miocène supérieur).

localement submergé au Burdigalien dont la transgression a été marquée par des perforations de pholades (Petit Cordy, Grignan, Le Lez, Le Devès...) ; en effet on note ces perforations sous l'Helvétien du seuil de Venterol. D'un autre côté cette surface de Venterol peut être helvétienne car des perforations sont également visibles à la base de l'Helvétien, sur le dernier niveau burdigalien du Graben de Nyons.

Dans la <u>région de Nyons</u>, la sédimentation est essentiellement contrôlée par le jeu de la faille du Pontias et, à un degré moindre par la faille du plateau des Cailles, toutes deux orientées entre O10° et O30° . Ces failles guident l'effondrement du bloc qui bascule vers l'Ouest formant un demi-graben. L'activité de la faille du Pontias ne cesserait qu'à la fin du Burdigalien puisqu'elle est scellée par les premiers termes de la transgression helvétienne. La subsidence, entretenue pendant tout le Burdigalien, se traduit par une série plus puissante qu'ailleurs,avec des dépôts de brêches et la présence d'onlaps. Les termes des plus élevés en série, encadrés par les calcaires bioclastiques dits de Saint Paul - Trois Châteaux et par l'Helvétien, sont constitués par une centaine de mètres de sables mollassiques et conglomératiques qui n'existent pas dans la coupe de référence de Montbrisson (Nely 1978, Gourinard et al 1985) et ont été considérés comme appartenant au Burdigalien supérieur.

La <u>structure de Propiac</u>, au Sud-Est de la région étudiée (fig. 1 et 3), montrant à l'affleurement des évaporites du Trias, se marque par un biseautage de l'ensemble du Burdigalien. L'absence d'éléments de Trias dans les conglomérats burdigaliens semble indiquer que le noyau diapir ne devient perçant qu'au cours de l'Helvétien (présence de Trias dans le "conglomérat de Nyons" attribué à l'Helvétien supérieur). L'importance du jeu de la faille du Pas de Meynerole qui individualise dès le début du Burdigalien le petit bassin miocène de Bénivay-Ollon (fig.3) confirme néanmoins que la montée diapirique a été active durant tout le Burdigalien.

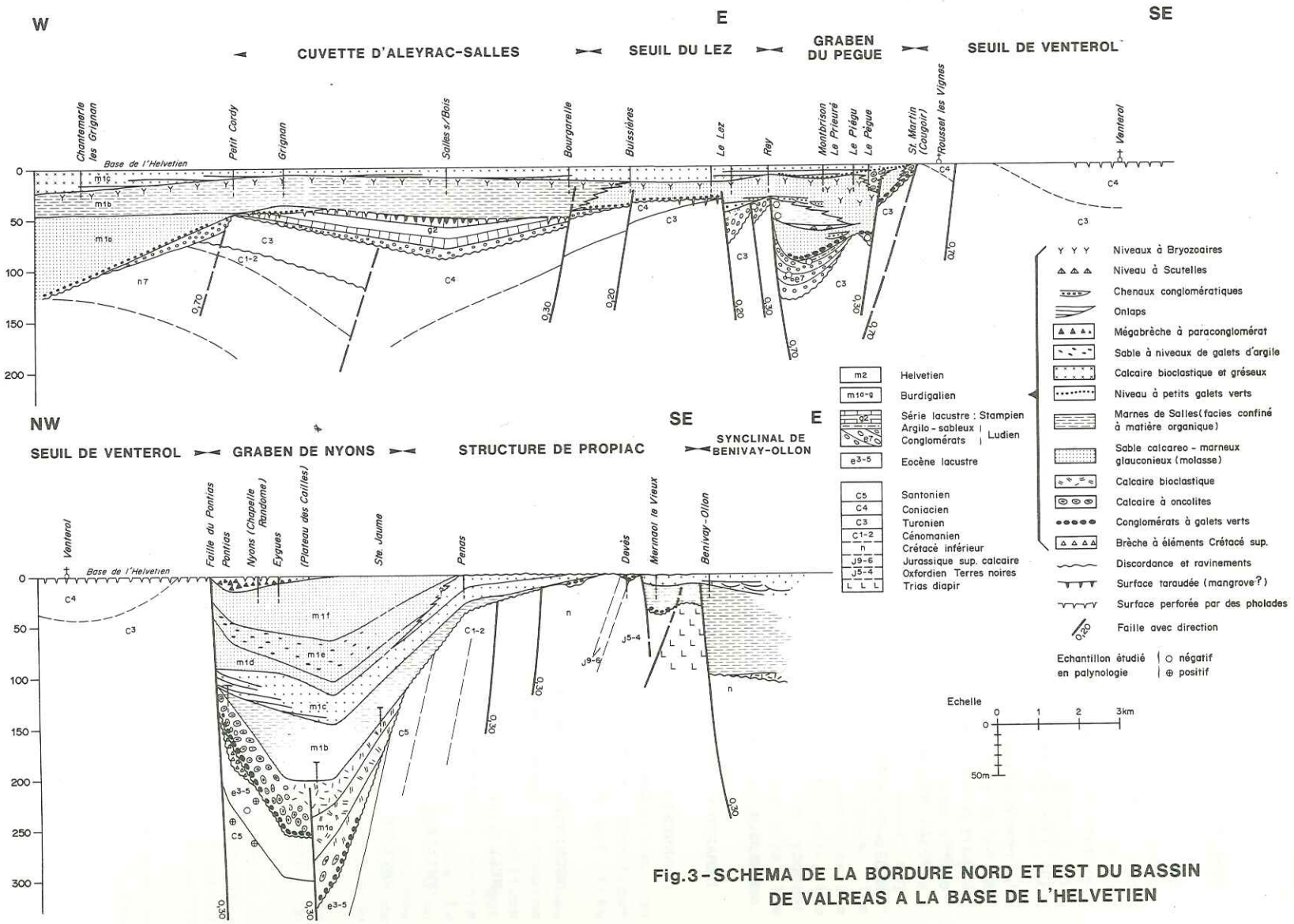


Fig.3 - SCHEMA DE LA BORDURE NORD ET EST DU BASSIN DE VALREAS A LA BASE DE L'HELVETIEN

Compressions mio-pliocène,

Au début de l'Helvétien, la distension est entièrement terminée et la compression alpine commence par un serrage de direction NE-SW dans cette région (fig. 2C et 2A). Elle se poursuivra durant toute la sédimentation des séries "molassiques" du Bassin de Valréas et se traduira par la flexuration importante (50 à 60° de pendage vers le SW) de la bordure NE du Bassin. Cette bordure correspond au flanc SE de la structure de la Lance qui s'ancre probablement sur une faille longitudinale profonde, inclinée vers le NE et qui joue en faille inverse.

La compression se poursuit avec rotation de la direction des contraintes qui devient E-W si on la mesure dans les conglomérats de l'Helvétien supérieur de Nyons (fig.2D). Ainsi à partir de l'Helvétien la subsidence du bassin de Valréas est elle contrôlée par des contraintes compressives et des jeux en faille inverse et en décrochement. La phase de serrage N-S d'âge plio-quaternaire, claire dans le sud du Bassin du Sud-Est, ne paraît pas jouer un rôle important sur la structuration du Bassin de Valréas et sur la sédimentation qui lui est associée.

BIBLIOGRAPHIE

B.R.G.M. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France - Mém.126 2 vol.

DEMARCQ G. (1970) - Etude stratigraphique du Miocène rhodanien - Mém. BRGM n°61,257 p.

GIANNERINI G. (1980) - Analyse structurale de la bordure méridionale de l'Arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire- Bull. BRGM (2), 1,1, p.43-67.

GOURINARD Y., MAGNE J., RINGEADE M, WALLEZ M.J. (1985) - Chronologie numérique de l'étage burdigalien - C.R. Acad. Sc. Paris t.301 série II n°10 p.715-720.

NELY G. (1978) - Le Burdigalien stratotypique du bassin de Valréas (Drôme-Vaucluse) et ses abords. Thèse 3ème cycle Univ. Claude Bernard Lyon.

PHILIPPE B. (1973) - Miocène Sud rhodanien, étude sédimentologique - Diplôme ENSPM.

RAVENNE C., RICHÉ Ph., TREMOLIERES P., VIALLY R. (1986) - Données sur le cadre sédimentaire et tectonique du bassin marin Eocène sup.-Oligocène des Alpes du Sud.(à paraître).

LE DETRITISME NEOGENE ET SES RELATIONS AVEC LA TECTONIQUE A L'EXTREMITE NORD-EST DU BASSIN DE VALENSOLE
(ALPES EXTERNES MÉRIDIONALES)

Jean-Louis PAIRIS et Maurice GIDON
avec la collaboration de Thierry FAUCHER et Marianne THOME

RÉSUMÉ. - En amont de Digne, dans la vallée du Bès aux environs d'Esclangon, la formation néogène de Valensole passe latéralement à une "Formation olistolitique" par le jeu d'apports tectonosédimentaires. Ces derniers ont deux sources distinctes : les plus précoces, mis en place dès la fin du Miocène, proviennent du SE et ont été émis par un "accident d'Esclangon", déjà actif au Miocène. Les plus tardifs, mis en place dans le haut de la Formation de Valensole, proviennent au contraire du NNE et résultent de la progression du front de la Nappe de Digne pendant la sédimentation.

ABSTRACT. - Around Esclangon, near Digne, the Valensole Formation grades laterally into an olistolitic formation born from tectonosedimentary processes. The olistolits are of two different origins : the older ones were emplaced as early as the end of the Miocene and came from the SE , being produced by a NE-SW fault, viz., the "Accident d'Esclangon", acting from the early Miocene ; on the contrary the younger ones, which are found at the summit of the Valensole formation, originated from the NNE and result from the progression of the Digne thrust's front during sedimentation.

1. INTRODUCTION

On sait que le bassin de Valensole (fig.1) est, durant tout le Mio-Pliocène, un domaine de subsidence très marquée, comme en témoigne une sédimentation détritique importante ,dont le paroxysme correspond aux dépôts épais et le plus souvent très grossiers de la Formation de Valensole, d'âge essentiellement pliocène.

Ce domaine est actuellement compris entre le front chevauchant des chaînes subalpines méridionales, la vallée de la Durance et le rebord septentrional du domaine provençal sur lequel il s'appuie au sud. Sa limite orientale est en fait constituée par un faisceau d'accidents hérités des structurations liasique et nummulitiques qui définissent le front du Poinçon d'Aspres-Rouaine (Pairis et al.,1986). La pointe septentrionale des affleurements du Néogène s'engage sous la nappe de Digne dans la demi-fenêtre de Barles, que limite au S le lobe de La Robine, à la faveur d'un débordement de la nappe vers l'W (Gidon et Pairis, 1986). Dans ce secteur les couches décrivent une structure synclinale synsédimentaire néogène décrite sous le nom de "Vélodrome" (Gigot et al.,1974), dont nous désignerons la terminaison sud-orientale du nom de Synclinal d'Esclangon.

Le synclinal d'Esclangon montre, sur les flancs de la vallée du Bès une très bonne coupe des diverses formations tertiaires (Kerckhove , in Debelmas,1983). On trouve successivement , sur le bâti mésozoïque plissé et en partie érodé :

- la Molasse rouge oligocène , formée de marnes rutilantes indurées, à bancs de grès souvent glauconieux et à passées locales de brèches à éléments calcaires locaux;
- la Molasse intermédiaire , fluvio-lacustre, probablement aquitanienne, à marnes grises contenant des bancs de grès argileux verts et quelques bancs de calcaires coquilliers bitumineux;
- la Molasse marine, miocène , intertidale (à ripple-marks et traces de pattes d'oiseaux), à passées de conglomérats polygéniques exotiques. Sa base, ou Molasse

---

Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble
Institut Dolomieu, 15 Rue Maurice-Gignoux, F-38031 GRENOBLE Cedex
*Unité associée au C.N.R.S. (UA 69), Géologie Alpine, Publication n°694 .

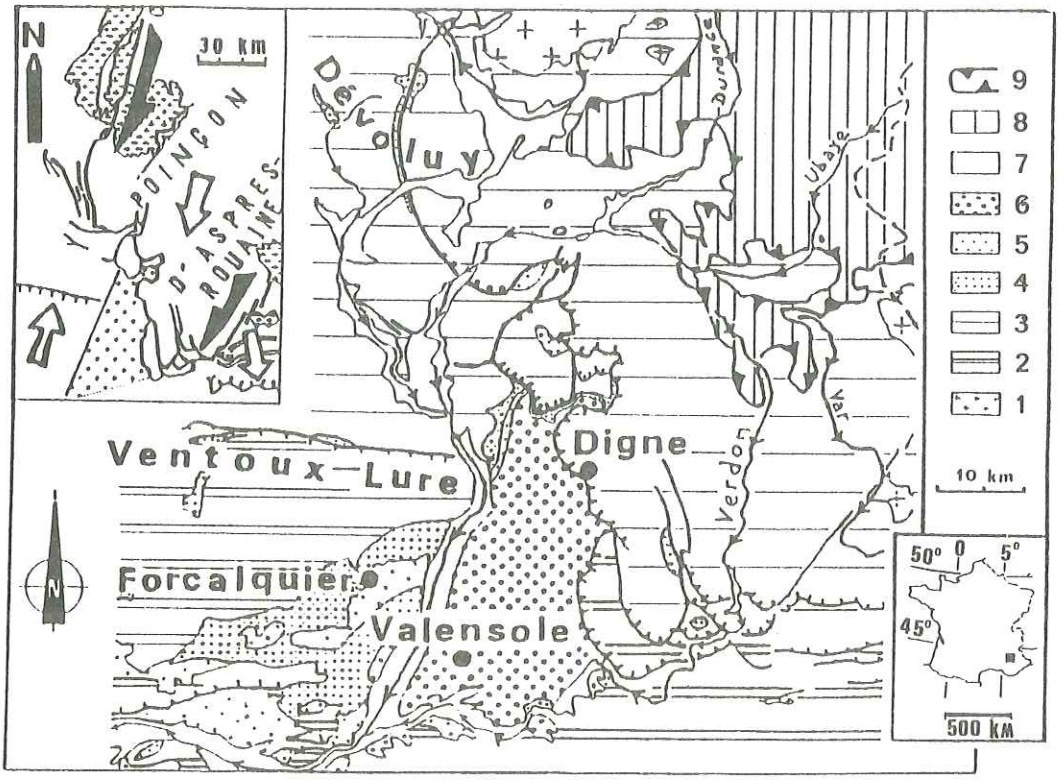


Fig. 1 - Cadre structural : l'extrémité NE du bassin de Valensole et le chevauchement de la nappe de Digne.

1 : Socle antétriasique ; 2 : Couverture mésozoïque de type provençal ; 3 : Mésozoïque de type dauphinois ; 4 : Oligocène et Aquitanien continental ; 5 : Miocène marin ; 6 : Dépôts du Néogène supérieur du bassin de Valensole ; 7 : Quaternaire 8 : Nappes internes ; 9 : Chevauchement pennique.

gréseuse est formée de bancs de grès bien cimentés ; son sommet, ou Molasse gréso-marneuse est formé d'alternances de gros bancs de grès plus ou moins argileux et de marnes grises. L'un des plus élevés de ces horizons marneux a livré une faune de gastéropodes de l'Helvétien-Tortonien (Beaudoin et al.,1966).

- la Formation de Valensole, qui couronne la série . Il s'agit de marnes jaunes, meubles, à lits de conglomérats calcaires, où s'observent des passages latéraux rapides (fig.2) entre secteurs à marnes ou à conglomérats prédominants. Le passage au régime continental fortement détritique qui marque le début de cette formation est à mettre au compte de la régression messinienne.

Les rapports entre la nappe et le bassin de Valensole sont complexes et se font, dans le secteur à l'W de la vallée du Bès, par l'intermédiaire d'une Formation olistolitique, attribuée jusqu'ici à des dépôts du Pliocène terminal; ils étaient considérés comme antérieurs au déplacement de la nappe et comme ravinant la Formation de Valensole ("bassin résiduel" de Gigot et al.,1974). En réalité l'analyse des rapports entre les diverses formations montre une plus grande complexité, dans l'espace comme dans le temps, des dispositifs d'apports détritiques et un enchaînement progressif des événements tectonosédimentaires de cette région.

2. LA PARTIE S DU TERTIAIRE D'ESCLANGON

2.1 Les pentes du ravin de l'Ubac des Gardes.

Ce ravin est entaillé dans la partie centrale des affleurements de la Formation de Valensole. Cette dernière y est discordante sur le Miocène marin dans les hautes pentes de rive droite, les passées bréchiques des marnes jaunes reposant en onlap sur la surface rubéfiée du dernier banc marin. Ces mêmes brèches, plus développées vers le haut se perdent vers le NW par effilement dans les marnes jaunes.

Aux approches de la crête des Gardes, de telles passées conglomératiques sont reprises par un accident synsédimentaire, à vergence NW, qui est cacheté par des marnes jaunes affectées de biseaux de discordances intraformationnelles (fig.3). Le flanc redressé des couches rebroussées vers le N s'oriente N 75 - N 80 pour se tordre vers l'W et adopter alors une direction N 30, indiquant des cisaillements tangentiels à vergence NW.

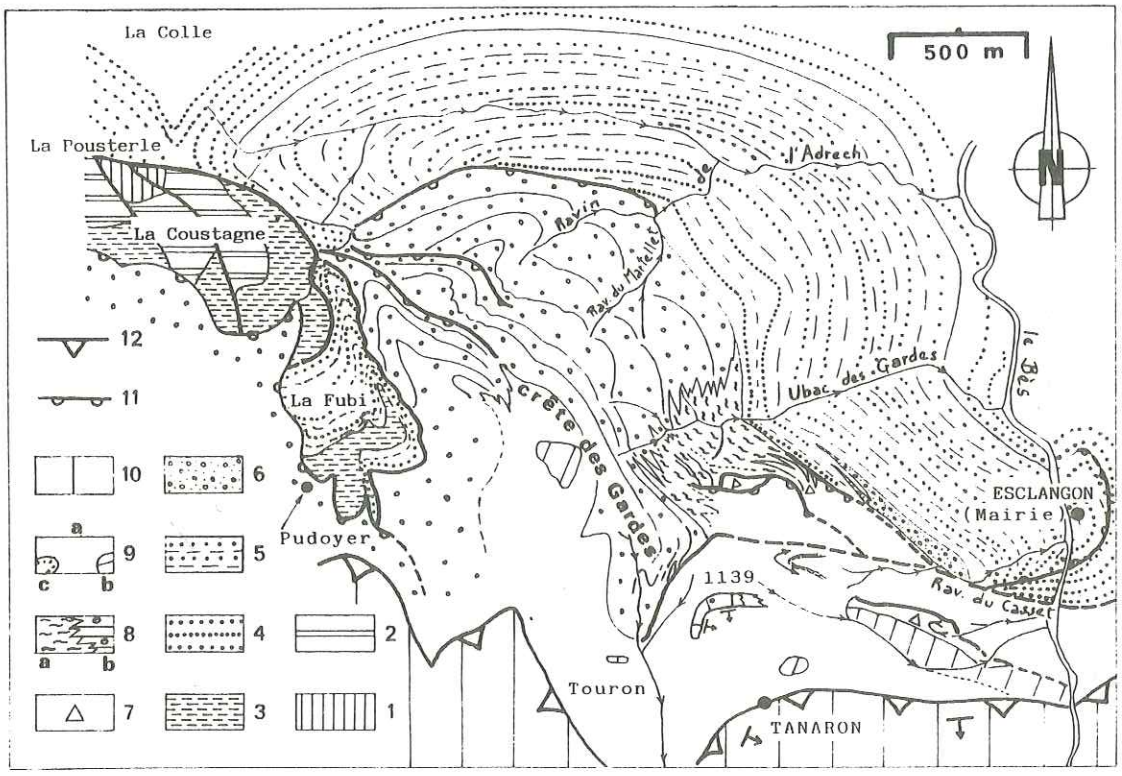


Fig. 2 - Carte schématique des affleurements du Tertiaire de la région d'Esclangon, en rive droite du Bès.

1 : Terres noires de la Coustagne ; 2 : Tithonique de la Coustagne ; 3 : Molasse rouge et Molasse intermédiaire ; 4 : Molasse gréseuse ; 5 : Molasse gréso-marneuse; 6 : Conglomérats sommitaux de la molasse marine miocène ; 7 : Brèches ; 8 : Formation de Valensole, a-marnes jaunes, b-secteur où dominent les bancs conglomératiques; 9 : Formation olistolitique, a-marnes orangées, b-olistolite de Jurassique, c-olistolite de grès ou de poudingues ; 10 : Nappe de Digne (lobe de La Robine); 11 : Surface de discordance ; 12 : Chevauchement.

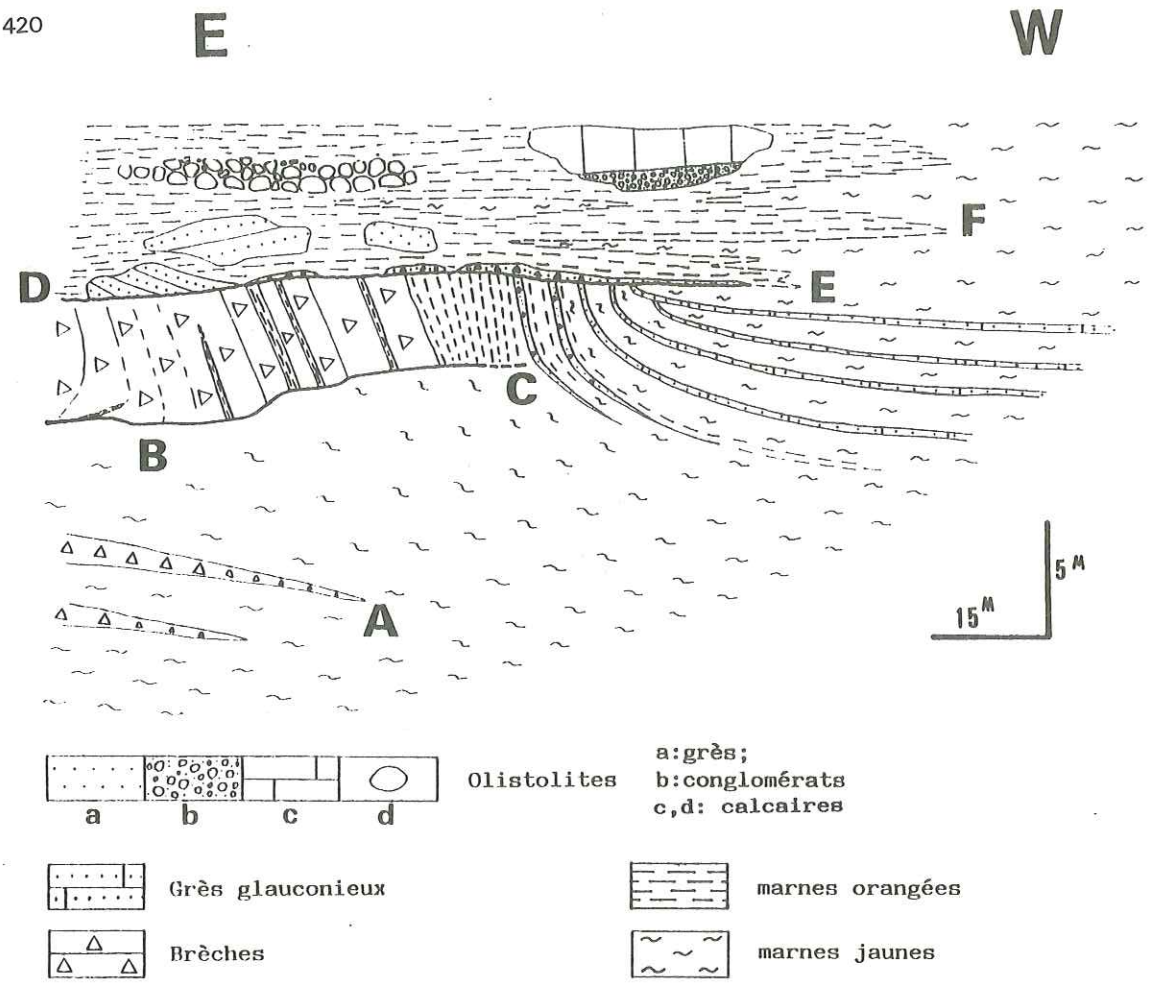


Fig. 3 - Schéma des rapports de la Formation olistolitique avec la Formation de Valensole, entre Tanaron et le ravin de l'Ubac des Gardes.

Noter : A : le passage latéral de la sédimentation bréchique à la sédimentation marneuse ; B : l'existence d'une fracture qui tronque les prismes d'accrétion bréchiques ; C :le cachetage de cette fracture dans la sédimentation ; D : l'existence d'une surface de ravinement sous les marnes à olistolites ; E : le cachetage dans la sédimentation du pli induit par le déplacement des brèches et la disparition de la surface de ravinement ; F : le passage latéral des marnes orangées de la Formation olistolitique aux marnes jaunes typiques de la Formation de Valensole.

Coiffant cette structure viennent des marnes contenant des fragments de bancs de grès et des blocs de Tithonique ou de poudingues polygéniques dont le caractère d'olistostrome est donc net. Elles sont, à leur tour, cachetées par la sédimentation régulière des lits de poudingues du sommet de la crête des Gardes. Ces marnes montrent d'W en E une variation de teinte qui les fait passer du jaune habituel à un orangé, voire à une teinte rutilante voisine de celle des marnes oligocènes. Ce passage se fait d'une façon irrégulière et diffuse, des paquets de marnes plus rouges s'intercalant dans d'autres plus jaunes. Ceci, joint au sens de cette variation et au contexte olistolitique, porte à conclure qu'il s'agit du résultat d'une contamination des marnes de Valensole par des débris de marnes oligocènes, provenant du SE. Cette interprétation est effectivement confirmée par l'étude des secteurs plus méridionaux (voir ci-après, § 2.2.1).

En définitive il faut souligner ici la présence, dès la partie basse de la Formation de Valensole, d'une tectonique synsédimentaire et d'apports olistolitiques indiquant l'un comme l'autre des venues depuis le SE.

2.2 Les abords de Tanaron

Ils se caractérisent par le développement de la Formation olistolitique. Cette dernière couvre sur la carte un croissant à concavité sud, intercalé entre la série tertiaire et la base de la nappe. Celle-ci est incurvée de la même façon par une synforme à axe fortement plongeant vers le SE. Cette disposition, jusqu'ici attribuée, comme le bombement ouvert par la demi-fenêtre de Barles, à un ploiement tardif postérieur au charriage, est plus probablement originelle et liée à la mise en place de la nappe, car elle n'affecte pas le Mio-pliocène affleurant immédiatement plus au N. Les relations entre le croissant olistolitique de Tanaron et ce Mio-Pliocène sont complexes, comme on va le voir, et parfois quelque peu ambiguës.

2.2.1 Le ravin du Casset et les pentes orientales de Tanaron

- Le ravin lui-même est entaillé dans la Formation olistolitique, constituée de marnes jaunes à orangé lardées de bancs de grès clairs glauconieux.

Au N cette formation repose directement, sans l'intermédiaire de la Formation de Valensole, sur les derniers bancs marins du Miocène, pentés vers le SE ; ceux-ci sont formés de conglomérats à ciment jaunâtre (et non vert comme dans les bancs inférieurs) et contiennent des éléments d'origine provençale, tels que des rhyolites. Vers le NW, ces conglomérats (encore marins car contenant des galets perforés) s'effilent et se perdent dans le sommet de la série marine contenant des niveaux à cérithes . Dans ce secteur, de plus, la Formation olistolitique se raccorde latéralement aux marnes à olistolites, décrites plus haut (§ 2.1), qui sont interstratifiées dans la formation de Valensole inférieure, sous la crête des Gardes.

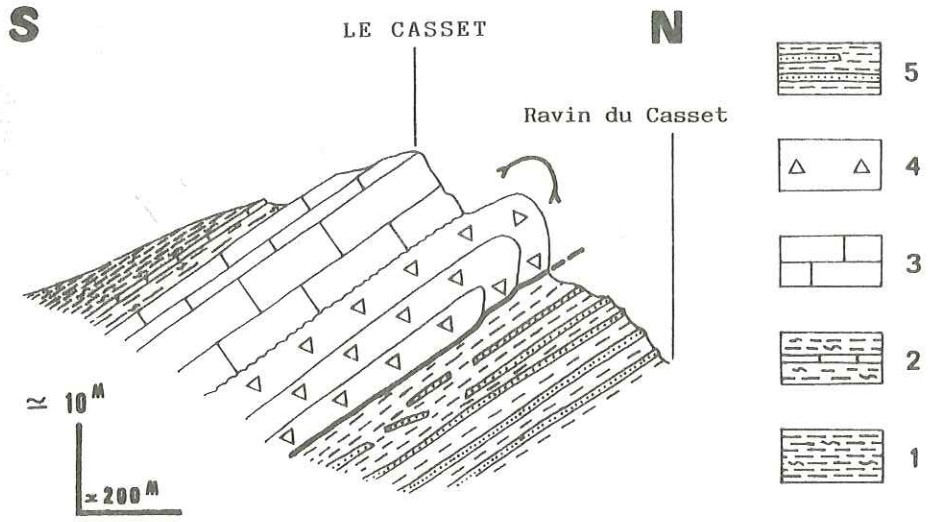


Fig. 4 - Coupe schématique de l'olistolite du Casset

1. Terres noires ; 2. "Argovien" ; 3. Tithonique ; 4. Brèches à éléments calcaires et marnes orangées ; 5. Marnes orangées à olistolites gréseux.

Plus au S, à l'aplomb du rocher du Casset, la Formation olistolitique recouvre, en discordance accusée, les termes inférieurs du Miocène, rebroussés et renversés pendant leur sédimentation (Gigot et al.,1974). En annulant le basculement post-Pliocène on s'aperçoit que, lors du dépôt de cette formation, la molasse gréseuse basale était déja renversée à 30° vers le S. Or ce rebroussement précoce est visiblement lié à l'avancée d'une lame chevauchante de molasses rouge et intermédiaire qui s'observe plus largement en rive gauche du Bès. Là, sa base se suit , presque parallèle à celle de la nappe jusqu'au ravin de Rousset, au N des ruines d'Esclangon. Dès les abords de la Mairie d'Esclangon , en rive gauche du Bès, ces molasses allochtones deviennent de moins en moins rouges et s'enrichissent en passées meubles en même temps que leurs bancs de grès se dissocient. Elles passent ainsi progressivement, d'E en W à la Formation olistolitique, qui s'est donc formée en partie à leurs dépens (comme le suggéraient déjà les affleurements du ravin de l'Ubac des Gardes).

- Le rocher du Casset est une lame de Jurassique supérieur garni de brèches de pente , le tout renversé vers le NE (fig.4). Il s'agit de l'olistolite le plus volumineux de la Formation olistolitique. Il appartenait probablement à la bordure méridionale du bassin de Valensole. En effet ses brèches se diluent, par effilement selon un sens originel grossièrement du sud vers le nord, dans les marnes orangées contenant des olistolites (notamment de Valanginien). Il est séparé du reste de la formation olistolitique par une faille inverse à vergence N, soulignée par un crochon antiforme. L'analyse de la fracturation de cet olistolite par la méthode des dièdres droits (fig.5) fait apparaître deux compressions horizontales distinctes , l'une avec une direction de $\sigma 1$ selon le N 20, l'autre avec un $\sigma 1$ grossièrement EW. Cette dernière est responsable de stries peu inclinées portées par des plans N 75-80 dextrès et N 135 sénestres.

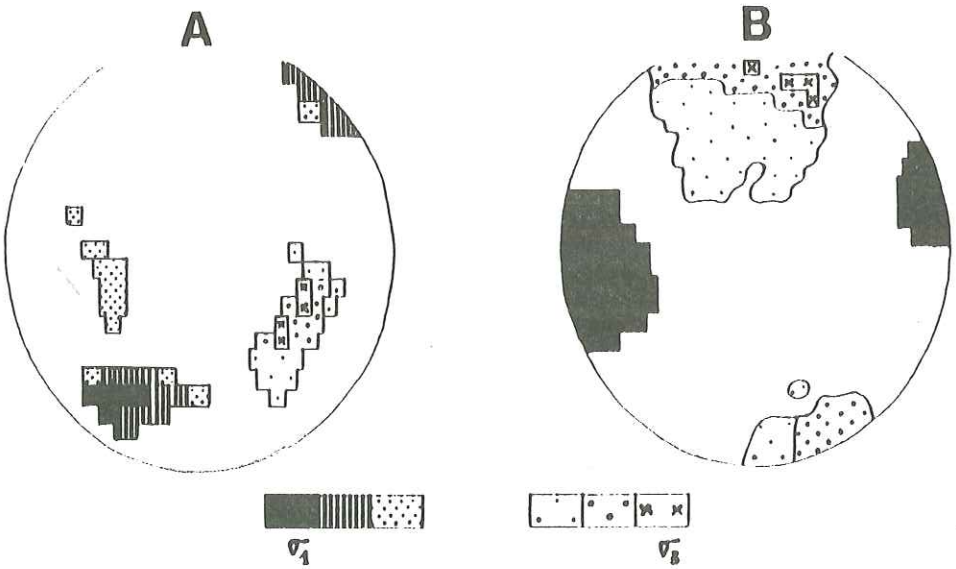


Fig. 5 - Diagrammes de répartition des directions de serrage

A : Toutes mesures confondues : σ_1 est N 20 environ, mais un deuxième nuage de points s'individualise dans le même secteur de diagramme.

B : Un critère d'exclusion élimine les plans et stries qui correspondent au σ_1 N 20 : une direction de serrage différente, transverse ou oblique sur la direction du premier σ_1 apparaît alors.

Ces deux directions de compression correspondent à des manifestations connues par ailleurs dans ce secteur: la première est celle du mouvement d'ensemble , à l'échelle régionale , du Poinçon d'Aspres-Rouaine et de la nappe de Digne ; quant à la seconde, elle correspond bien aux déformations synsédimentaires décrites plus haut (fig.3) sous la crête des Gardes.

2.3 Le secteur au NW de Tanaron

Il montre des alignements de grosses lames de Tithonique, comparables au rocher du Casset, dont l'orientation s'infléchit comme celle du croissant de Tanaron lui-même (le point d'inflexion se situe sur l'olistolite du point 1139). Ces lames sont incluses dans un ensemble marneux meuble à lits gréseux discontinus qui poursuit celui des pentes NE de Tanaron (ravin du Casset).

La Formation olistolitique repose du coté N contre les conglomérats de la Formation de Valensole qui forment la crête des Gardes. Ces derniers se chargent progressivement, du N vers le S , aux approches des marnes à olistolites, de blocs de plus en plus gros, atteignant un diamètre plurimétrique. En même temps ces bancs dessinent, au N de la ferme du Touron, un pli synclinal déversé vers l'W, plongeant vers le S et d'axe N 30, qui est tranché par le contact des deux formations. Ce dernier correspond, d'un point à l'autre, soit à un contact discordant soit à un passage latéral par indentations.

La conclusion qui se dégage de ces observations est que l'on a là un contact tectonosédimentaire, le passage latéral entre les deux formations ayant été repris tectoniquement, sans doute sous l'effet de l'avancée de la Nappe de Digne. Il faut remarquer que, là encore, on observe des structures de raccourcissement à peu près EW. Celles-ci, également représentées par les plis d'axe N 30 visibles dans le gypse de la base de la nappe au SW de Tanaron, témoignent sans doute d'un épisode de mouvements d'E en W de la nappe.).

3. LA PARTIE NORD DU TERTIAIRE D'ESCLANGON

Dans ce secteur toutes les couches montrent un redressement et, pour les plus anciennes, un renversement total vers le S. Ces dispositions sont opposées à celles qui viennent d'être décrites plus au S. La répartition des apports détritiques témoigne également d'un sens presque inversé des apports locaux.

3.1 Les ravins du versant du Bès.

- Dans les pentes des ravins de l'Adrech les molasses marines plus ou moins renversées sont à peu près concordantes entre elles mais nettement tranchées en biseau par le contact basal de la Formation de Valensole, beaucoup moins basculé et ne dépassant guère la verticale (l'angle de discordance excède souvent 30°).

Cette formation est constituée de plusieurs faisceaux de bancs plus ou moins conglomératiques superposés. Ils sont parfaitement concordants dans le secteur plus méridional mais se recoupent mutuellement en biseaux de discordance de plus en plus marqués vers le N (fig.6). Ce dispositif trahit bien évidemment le caractère synsédimentaire de ce basculement ; mais ces discordances ne correspondent pas forcément à des saccades tectoniques : elles résultent plus vraisemblablement de saccades d'érosion de la bordure soulevée et/ou de pulsations dans l'épandage détritique induit par le soulèvement.

- Dans les parties les plus hautes des ravins, la Formation de Valensole se charge de nouveau de marnes plus ou moins teintées de rouge ; elles témoignent certainement encore de l'érosion des molasses rouges, portées en altitude ici par le soulèvement et le renversement de la bordure du bassin. Ces couches sont rebroussées par des plis d'axe N 120 et tronquées par le contact basal de l'olistolite de La Fubi. Ce dernier, kilométrique et formé de molasse miocène renversée (fig.6),

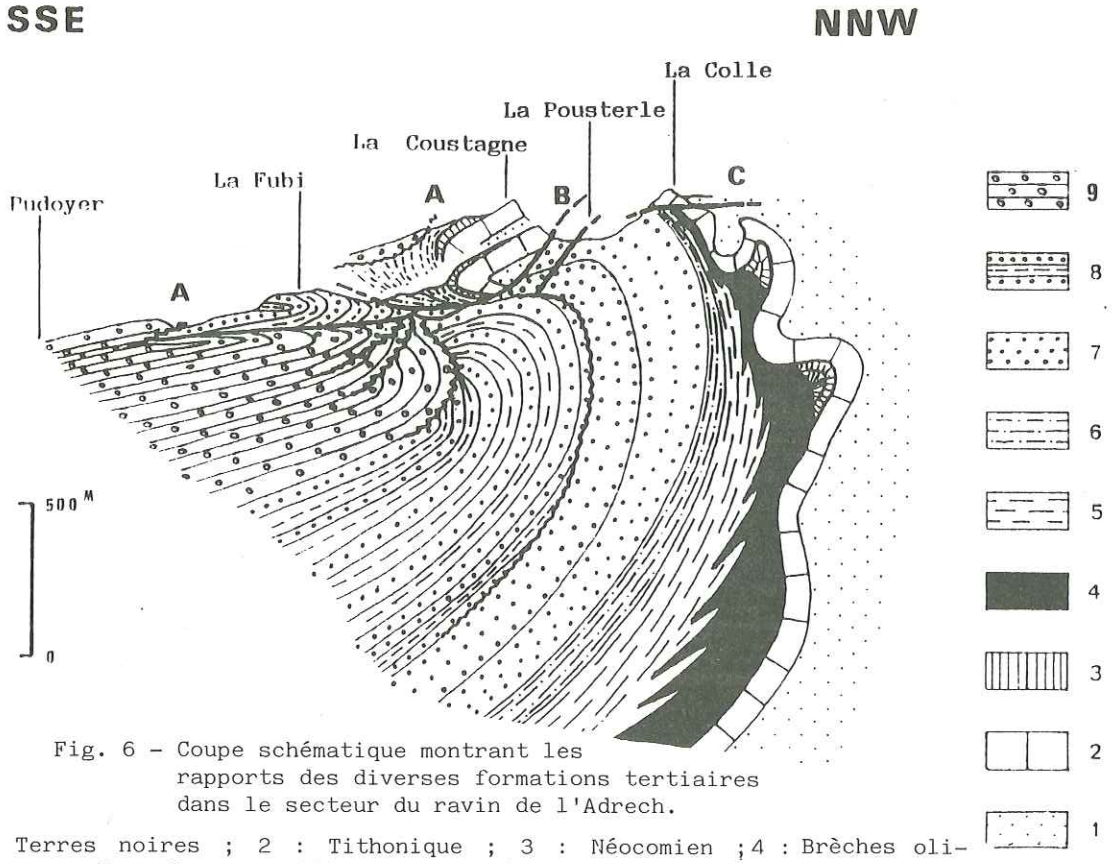


Fig. 6 - Coupe schématique montrant les rapports des diverses formations tertiaires dans le secteur du ravin de l'Adrech.

1 : Terres noires ; 2 : Tithonique ; 3 : Néocomien ; 4 : Brèches oligocènes ; 5 : Marnes rutilantes et grès glauconieux de la Molasse rouge ; 6 : Molasse intermédiaire ; 7 : Molasse gréseuse ; 8 : Molasse gréso-marneuse ; 9: Conglomérats et marnes jaunes de la Formation de Valensole.

Noter les discordances internes (traits gras ondulés) et (A) le scellement des olistolites de La Fubi et de La Coustagne dans la Formation de Valensole ; (B) le plan de fracture sur lequel s'appuie encore l'olistolite de La Coustagne; (C) les accidents peu inclinés qui découpent la montagne de La Colle et l'aspect flammé des structures anciennes reprises au voisinage de ces failles, qui témoignent d'un déplacement des superstructures vers le SSE.

est à son tour recouvert par le paquet de Tithonique et de Berriasien de La Coustagne, ployé quant à lui en un anticlinal d'axe NNE-SSW, affectant également les molasses rouges qui l'enveloppent. Le Miocène de La Fubi est d'ailleurs rebroussé à son tour, vers le SW, en un pli d'axe N 120 sous le paquet de La Coustagne.

Ces structures indiquent que ces deux masses exotiques de La Fubi et de La Coustagne se sont mises en place selon un sens qui diffère de plus de 90°de celui des mouvement tectoniques synsédimentaires du bord S du synclinal d'Esclangon. Néammoins l'une et l'autre sont cachetées, du coté ouest, par des conglomérats et des marnes de Valensole.

Leur mise en place est assez clairement en relation avec celle de la nappe de Digne : en effet le paquet de La Coustagne n'est pas un véritable olistolite : il

n'est séparé des terrains jurassiques et crétacés affleurant plus au N à La Colle que par une cassure extensive N 120 actuellement fortement pentée vers le S-SW . En fait cette faille se rattache à la famille des failles plates, de chevauchement vers le S, qui affectent toute la partie haute des structures au N du Tertiaire renversé (son attitude actuelle résulte de son basculement avec le Tertiaire vers le S). En rive gauche du Bès cette famille de failles s'avère correspondre à des fractures secondaires (du type dit "Riedels R"), induites par le chevauchement de la nappe : Il en résulte que ces olistolites supérieurs témoignent d'un déplacement de la nappe déja actif avant même que la Formation de Valensole ait cessé de se déposer.

3.2 Dans le versant W, qui descend sur Lambert, on observe fondamentalement le même dispositif, la nappe reposant sur une série tertiaire renversée, cachetée par la Formation de Valensole riche en olistolites de taille variable . Les contacts sont toutefois un peu plus difficiles à observer en raison de l'importance des glissements de terrain quaternaires ; localement ces derniers peuvent donner l'impression illusoire de mélanges sédimentaires entre le Trias et les autres formations (fig.7).

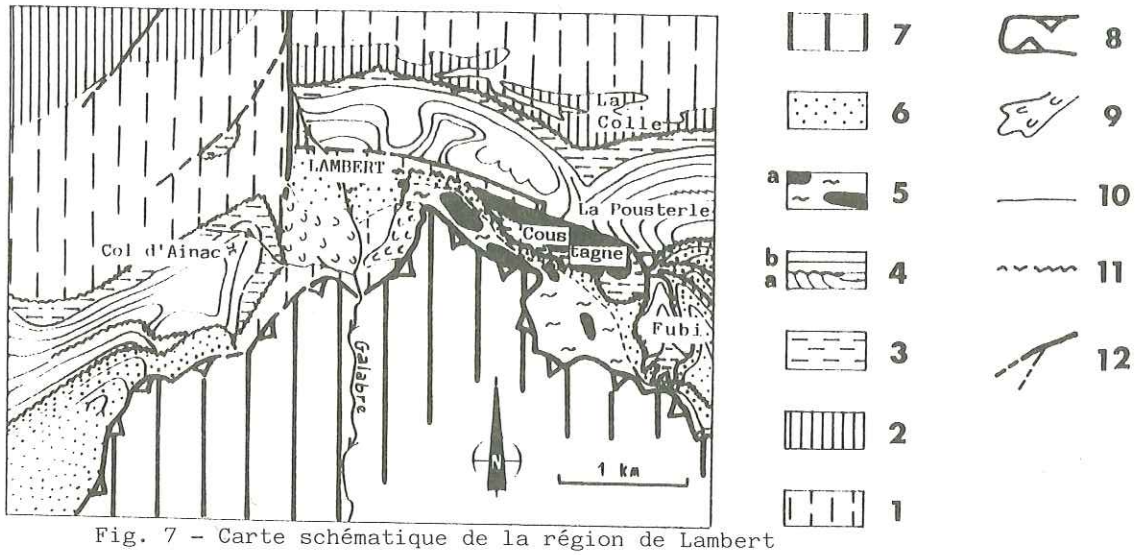


Fig. 7 - Carte schématique de la région de Lambert

1 : Terres noires ; 2 : Tithonique ; 3 : Molasse rouge et Molasse intermédiaire; 4 : Miocène marin (a, Molasse gréseuse ; b, Molasse gréso-marneuse) ; 5 : Formation olisolitique (a, principaux olistolites de Jurassique) ; 6 : Formation de Valensole; 7 : Nappe de Digne (lobe de La Robine) ; 8 : Chevauchement du lobe de La Robine; 9 : Coulée boueuse ou paquet glissé ; 10 : Trace de banc ; 11 : Discordance ; 12 : Failles.

5. CONCLUSIONS

En définitive deux aspects majeurs peuvent etre dégagés :

1. La dualité d'origine des apports détritiques grossiers , à blocs et olistolites. Les premiers arrivés viennent plutôt du sud et accompagnent des déformations à vergence NW, tel le rebroussement du flanc SE du synclinal d'Esclangon, déjà acquis dès le début du dépôt des couches de Valensole. Cette source de venues détritiques a encore fonctionné pendant presque toute la durée du dépôt de la

Formation de Valensole. Elle correspond sans doute à la lèvre d'un accident important, à peu près NE-SW, invisible de nos jours car masqué sous la nappe de Digne, que l'on peut appeler Accident d'Esclangon. L'individualisation de l'écaille chevauchante des molasses rouges d'Esclangon est certainement liée au jeu de cette faille majeure.

Les apports olistolitiques les plus tardifs, intercalés dans le sommet de la partie de la Formation de Valensole conservée ici, sont d'origine très différente . Venus du NNE ils ont été détachés, par cisaillement, au front de la nappe en cours de progression. A peine fichés dans la formation détritique qui les accueille, ils ont été recouverts à tour de rôle par l'avancée de la nappe.

2. Le diachronisme de la "Formation olistolitique" : cette formation s'avère contemporaine de l'ensemble de la Formation de Valensole, à laquelle elle passe latéralement, aux abords N de Tanaron. Elle témoigne, par l'ensemble de ses caractères, de l'évolution continue de la tectonique, depuis le jeu, au Miocène, de l' Accident d'Esclangon, jusqu'à la mise en place de la nappe de Digne au cours même de la sédimentation des couches élevées de la Formation de Valensole. Dans ce scénario il n'y a pas de place pour une érosion des couches de Valensole, ni pour le remplissage d'un "bassin résiduel", avant l'arrivée de la nappe. De plus il en découle que, leur dépôt cessant au fur et à mesure de l'avancée du front de la nappe, l'âge du sommet du colmatage du bassin est nécessairement de plus en plus récent lorsque l'on se déplace dans la direction suivie par la nappe, c'est à dire du NE vers le SW .

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BEAUDOIN B., CAVELIER C., HACCARD D., LANTEAUME M. et PERRIN M. (1966).- A propos de l'âge des molasses de Tanaron (Basses Alpes); la redécouverte du gisement de Cérithes et ses conséquences structurales. Bull. Soc. Géol. de France, (7), VIII, p.458-460.

GIGOT P., GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1974).- Age et modalités des déformations néogènes dans la région de Dignes-Barles (Alpes de Hautes-Provence). 2ème R.A.S.T. , Nancy, p.186.

GIGOT P., GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1974).- Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XVI, n°2, p.128-139.

DEBELMAS J., ARNAUD H., GIDON M. et KERCKHOVE C. (1983).- Alpes du Dauphiné. Guides Géologique régionaux. Masson, 198 p.

GIDON M. et PAIRIS J.L. (1986).- La nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales): origine, déplacement et signification régionale. C.R.Acad.Sc. Paris, t.303, série II, n°10, p.981-984.

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

LE DETRITISME NEOGENE DU BASSIN DU ROUSSILLON (PYRENEES-ORIENTALES, FRANCE)

Georges CLAUZON*

RESUME. - Le détritisme néogène du Roussillon est à la fois grossier (forte présence des apports proximaux) et siliceux (l'essentiel du matériel provient de la zone axiale pyrénéenne). Il se subdivise en deux unités stratigraphiques : l'une miocène, l'autre pliocène qui s'opposent par tous leurs caractères sédimentaires.

La série miocène correspond au remplissage synsédimentaire d'un fossé néotectonique. Le matériel est d'origine proche et le transit s'effectue selon une direction méridienne. La subsidence tectonique est compensée par l'accrétion sédimentaire.

La série pliocène résulte du comblement longitudinal d'une ria, disposée selon l'axe du fossé. Les apports sont allochtones et les taux de sédimentation sont très supérieurs à ceux enregistrés au cours du Miocène.

Une double rupture géodynamique est à l'origine de cette dualité sédimentaire. Il s'agit, d'une part, au Miocène supérieur, de la surrection des reliefs de l'Est pyrénéen ; il s'agit, d'autre part, au Messinien, de l'épisode de ravinement, synchrone de la crise de salinité en Méditerranée.

ABSTRACT. - The Roussillon Neogene detritism is both coarse (strong predominance of proximal deposits) and siliceous (the main part of the material comes from the Pyrenean axial zone). It is composed of two stratigraphic units : Miocene and Pliocene whose sedimentary characteristics are totally different.

The Miocene sequence tallies with the sedimentary filling up of a neotectonic graben. The material is local and the transit follows a meridian direction. The neotectonic subsidence is counterbalanced by the sedimentary accretion.

The Pliocene sequence is the outcome of the lengthwise filling up of a ria, following the axis of the graben. The material is allochtonous and the sedimentation rates are higher than those recorded during the Miocene.

This sedimentary duality results from a double geodynamic change : on one hand, an upheaval of the Eastern Pyrenean relief, during the Upper Miocene and, on the other hand, the gullying episode, synchronous with the Mediterranean salinity crisis.

* RCP 826 CNRS et Institut de Géographie, Université d'Aix-Marseille II, 29 avenue Robert-Schuman, 13621 Aix-en-Provence Cedex.

INTRODUCTION.

Le bassin néogène du Roussillon est implanté sur deux unités structurales antithétiques et diachrones, constituées : à l'Ouest, par l'orogène pyrénéen, d'âge éocène (Casteras, 1974) et, à l'Est, par la marge du bassin de Méditerranée Occidentale d'âge miocène (Burrus, 1984 ; Réhault *et al.*, 1984). Il s'intègre dans la chaîne des Pyrénées comme un graben néotectonique à orientation sub-longitudinale tandis que, vis à vis du bassin Liguro-provençal, il a valeur de fossé satellite, orthogonal à la marge du Golfe du Lion. A l'exception du court épisode messinien, sa disposition géographique actuelle - mi-émergée, mi-submergée - fut un trait permanent de son histoire. Elle découle de sa double appartenance structurale. Cette position charnière de bassin intra-montagnard ouvert sur la Méditerranée le prédisposait à devenir le réceptacle du détritisme pyrénéen.

Ce bassin couvre une superficie (pour s'en tenir à sa partie exondée) d'environ 1100 km^2. En octroyant à son remplissage sédimentaire une épaisseur moyenne de 1 km - épaisseur compatible avec les données du sous-sol (Gottis, 1958 ; Marchal, 1976 ; Magné, 1978 ; Cravatte *et al.*, 1984) quoique fortement minorée - le détritisme du Roussillon représente un cubage égal ou supérieur à 1100 km^3.

Ce remplissage possède trois caractères permanents, au cours du Néogène :

1/ Il s'agit, pratiquement à 100 %, d'une série détritique (les roches carbonatées et carbonées n'intervenant que de manière symbolique) et, dans une moindre proportion, il est vrai, d'une série siliceuse. Le détritisme grossier (mégablocs, cailloutis, arkoses) prédomine largement sur le détritisme fin (silts phylliteux).

2/ Ce matériel s'organise en séquences sédimentaires qui sont de deux types : torrentielles, proximales et méridiennes au Miocène, fluviatiles, deltaïques et longitudinales (de sens W-E), au Pliocène.

3/ En dehors de l'épisode messinien, déjà évoqué, le bassin a toujours fonctionné en régime amphibie. Toutefois, alors qu'au Miocène, les faciès marins sont contigus aux faciès continentaux, au Pliocène, ils leur sont sous-jacents.

Même au travers de ces caractères permanents et unitaires, on voit se dessiner l'opposition Miocène/Pliocène qui est celle - dans le même espace - de deux détritismes successifs.

I. STRATIGRAPHIE DU DETRITISME NEOGENE DU BASSIN DU ROUSSILLON.

La même dualité se retrouve en matière de stratigraphie : le Néogène du Roussillon se subdivise en deux séries - l'une miocène, l'autre pliocène - séparées par une discordance de ravinement intermédiaire, la "surface d'érosion messinienne" (Cita et Ryan, 1978).

1. La série miocène : une série résiduelle, isochrone à la base, tronquée au sommet.

Deux discordances : l'une au mur, l'autre au toit, délimitent cette série miocène. La discordance basale marque la superposition des premiers niveaux de remblaiement sur le socle paléozoïque de la zone axiale. Du point de vue géométrique, il s'agit d'une discordance planaire puisqu'on a à faire au prolongement effondré et enfoui de la surface d'aplanissement

des Corbières (Clauzon, 1986, 1987). Du point de vue chronologique, il s'agit d'un mur isochrone dans la mesure où - aux deux extrémités du fossé - son âge aquitanien est attesté paléontologiquement. Il l'est, à l'Ouest, par le gisement de mammifères d'Espira-du-Conflent (Baudelot et Crouzel, 1974), une fois prise en compte (Clauzon, 1986) l'épaisseur du remblaiement sédimentaire sous-jacent (Bandet, 1975). Il l'est, à l'Est, par le témoignage des microfaunes marines à Miogypsines et Lépidocyclines des sondages *off shore* Tramontane et Rascasse (Cravatte *et al.*, 1974).

A l'inverse, la discordance sommitale est une discordance de ravinement (Clauzon *et al.*, 1982 ; Clauzon, 1985, 1986, 1987 ; Clauzon *et al.*, 1987 a, 19687 b), synchrone de la crise de salinité en Méditerranée (Hsü *et al.*, 1973). L'ampleur de l'ablation réalisée dans ce court laps de temps (Cita, 1982 ; Clauzon *et al.*, 1987 b) est considérable. A l'aplomb du littoral actuel, c'est une tranche de sédiments équivalente au tiers de la série miocène (700 m sur 2000) qui a été érodée (Clauzon, 1986). En termes stratigraphiques, c'est l'intégralité du Miocène supérieur pré-évaporitique qui fait défaut puisque les niveaux les plus récents de la série tronquée - tant à terre qu'en mer - ne livrent que des microfaunes du Miocène moyen (Cravatte *et al.*, 1974 ; Clauzon et Cravatte, 1985).

La série miocène du Roussillon constitue donc une série résiduelle, amputée au toit du Miocène supérieur et réduite de la sorte au Miocène inférieur et moyen.

Cette série comporte également une discontinuité interne qui juxtapose les faciès continentaux de sa partie occidentale et les faciès marins de sa partie orientale. Entre les cotes NGF -500 et -1200, les sondages pétroliers d'Elne et Canet (sondages alignés sur le même méridien) ont recoupé à plusieurs reprises la transition marin/continental (Gottis, 1958 ; Clauzon et Cravatte, 1985). On en déduit que cette transition occupe, dans l'espace, une position sub-verticale, sensiblement alignée sur le méridien du lieu, les deux puits étant distants de 12 km.

Cette disposition implique à son tour une pérennité paléogéographique : celle de la ligne de rivage au Miocène inférieur et moyen qui avait déjà, semble-t-il, sa configuration actuelle.

2. La discordance de ravinement messinienne : chronologie de la lacune, ampleur de la troncature, incidences rétroactives et futures de l'épisode.

Cette discordance affleure en continu (Clauzon, 1988) sur toute la périphérie occidentale du bassin (fig. 1). En mer, grâce à la sismique, elle a fait l'objet d'une restitution cartographique (Lefebvre, 1980). Dans l'espace intermédiaire - correspondant au sous-sol du Roussillon - elle a été rencontrée par les sondages profonds du littoral : Canet et Elne. Sa continuité spatiale est ainsi manifeste depuis les premiers contreforts du Canigou jusqu'aux évaporites des plaines abyssales (Clauzon, 1985, 1986, 1987).

Le toit de cette discordance se confond avec la base de la série pliocène, base qui a été reconnue isochrone et d'âge zancléen basal, sur toute la longueur du bassin (Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b). Dans le puits Canet, ce toit est immédiatement en contact avec un mur qui a livré *Globigerinoides sicanus* (Clauzon et Cravatte, 1985). Le diastème concrétise donc une lacune de 10 Ma tandis que la troncature représente, on l'a vu, une ablation de 700 mètres de sédiments : d'où l'inéluctable conclusion que cette tranche de sédiments érodés correspond au Miocène

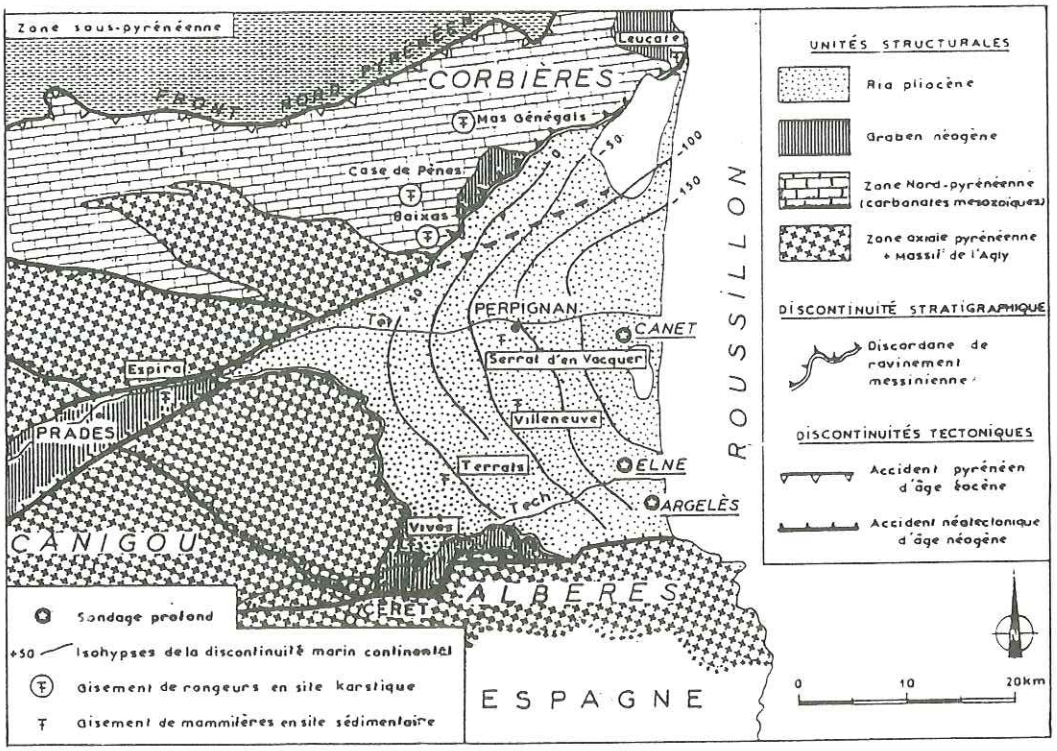


Fig. 1. Carte géologique simplifiée du bassin néogène du Roussillon dans son cadre structural.

supérieur pré-évaporitique.

Sur toute l'extension longitudinale du bassin, la topographie de ravinement messinienne évolue d'aval en amont. A l'aval, autant qu'on puisse en juger par la carte sismique (Lefebvre, 1980) et par les indications ponctuelles des sondages littoraux, les interfluves paraissent relativement émoussés. A l'échelle du bassin et des trois fleuves qui en assurent le drainage, il s'agit d'une morphologie aérée de *bad lands*. A l'amont, au débouché des canyons inscrits dans la matériel paléozoïque des épontes du bassin, les contrastes hypsométriques sont plus accusés et le profil des versants plus raide. De là procède l'emboîtement de la série pliocène au sein de la série miocène et le fait qu'elles affleurent en juxtaposition (Clauzon *et al.*, 1982, 1985 a, 1987 b) alors qu'à l'aval, le Miocène est systématiquement enfoui sous le Pliocène (Clauzon, 1987).

L'importance du creusement messinien est fondamentale dans la mesure où il a trois incidences : l'une passée, l'autre présente et la troisième à venir. L'incidence rétroactive concerne la troncature opérée au préjudice de la série miocène. L'incidence contemporaine se concrétise par le transfert aval - au niveau des plaines abyssales - des appareils détritiques messiniens (Clauzon *et al.*, 1987 b). L'incidence postérieure a

pour objet le physiographie du futur bassin pliocène : la ria ne devra son existence ainsi que les modalités de son fonctionnement qu'au surcreusement messinien et à lui seul (Clauzon, 1986).

3. La série pliocène : un biseau sédimentaire limité par deux surfaces isochrones.

En premier lieu, cette série pliocène présente une originalité géométrique (fig. 2) : sa forme en puissant biseau (Clauzon *et al.*, 1982, 1985 a, 1985 b, 1987 a, 1987 b). Epais de quelques mètres à peine au niveau des têtes de rias, ce biseau voit sa puissance augmenter régulièrement vers l'Est jusqu'à atteindre 900 m (épaisseur restituée tenant compte de l'ablation quaternaire), dans le sondage Canet (Clauzon et Cravatte, 1985), à proximité du littoral actuel (fig. 2).

L'isochronie de la surface inférieure de ce biseau vient d'être rappelée (Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b). Son toit est également une surface isochrone puisqu'il s'agit d'une surface d'aggradation sédimentaire (Klein, 1959). Son âge enregistre une substitution de processus : celle qui est intervenue au moment où la dynamique d'accrétion sédimentaire qui fonctionnait depuis la mise en place de la ria (Clauzon, 1986) a été remplacée par la dynamique de creusement qui sera celle des temps plio-pléistocènes. Quel est donc l'âge de ce toit ?

Il est très proche - stratigraphiquement (Clauzon *et al.*, 1987 b) - du célèbre gisement du Serrat d'en Vacquer (Depéret, 1890). Compte tenu de cette proximité et compte tenu également des taux d'accrétion rapides enregistrés dans cette série (Clauzon, 1988), on peut, en première approximation, assimiler l'âge du toit à celui du gisement. Des révisions chronologiques récentes et concordantes (Aguilar et Michaux, 1984 ; Mein et Aymard, 1985 ; Michaux et Aguilar, 1985) estiment cet âge voisin de -4 Ma.

Etant donné l'incertitude de la résolution stratigraphique et celle de la résolution biochronologique de l'échelle des rongeurs (Aguilar et Michaux, 1984), on admettra que le biseau sédimentaire zancléen s'est édifié dans un laps de temps compris entre 1,3 et 1,5 Ma.

Ce biseau pliocène possède également une originalité interne : sur toute l'étendue du bassin, les faciès continentaux sont en recouvrement sur les faciès marins. On se souvient qu'il en allait tout autrement dans la série miocène où ils étaient juxtaposés. Si, par suite d'une subsidence de charge (Clauzon, 1986 ; Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b), la discontinuité marin/continental se trouve aujourd'hui inclinée vers la mer (fig. 2)(Marchal, 1976), elle n'en était pas moins sub-horizontale, au moment de son fonctionnement, ce qui implique une progradation du corps sédimentaire à niveau eustatique constant (Haq *et al.*, 1987).

II. LE DETRITISME MIOCENE.

Dans la plus grande partie du Roussillon, la série miocène est sous-jacente à la série pliocène. Elle n'est alors connue qu'à travers les indications de sondages (Gottis, 1958 ; Clauzon et Cravatte, 1985). Cette série miocène ne parvient à l'affleurement que dans la partie occidentale du bassin mais encore ne s'agit-il que de surfaces restreintes et discontinues, déterminées par la disposition emboîtée des deux séries. C'est pourquoi l'étude du détritisme miocène ne peut être conduite de manière détaillée, mais seulement globale.

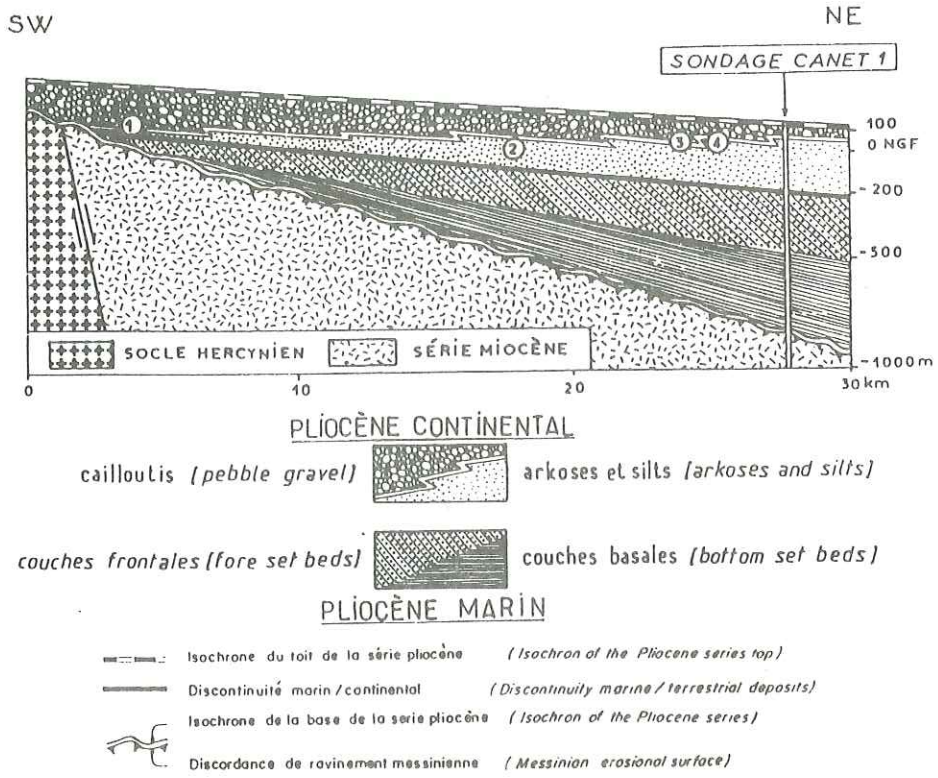


Fig. 2. Coupe longitudinale schématique du biseau sédimentaire pliocène.

1. Le couple subsidence/sédimentation au Miocène inférieur.

Deux failles majeures (fig. 1) : celle de Prades, au Nord et celle des Albères, au Sud, délimitent le fossé du Roussillon. Le horst méridional des Albères ne recèle pas trace de niveaux morphologiques repères mais, en revanche, celui des Corbières conserve un remarquable aplanissement, abondamment évoqué dans la littérature (Birot, 1937 ; Brunet, 1958 ; Mein et Cornet, 1973 ; Cornet, 1975 ; Cornet *et al.*, 1976 ; Clauzon, 1986, 1987). Mesuré sur le méridien du sondage Canet (fig. 1), il accuse une cote voisine de 200 m NGF. Implanté sur les carbonates mésozoïques de la nappe des Corbières (Bertrand, 1907), il en tronque les structures. Les formes de dissolution du karst superficiel ont livré de nombreux gisements de micromammifères (Mein et Cornet, 1973 ; Cornet *et al.*, 1976 ; Aguilar *et al.*, 1986) dont les âges se répartissent de l'Oligocène supérieur à la fin du Pliocène. Grâce à son spectre

chronologique couvrant l'intégralité du Néogène, cette séquence paléontologique sub-horizontale confère à l'aplanissement des Corbières un âge largement diachrone.

Deux implications découlent de cette conclusion :

- l'aplanissement est resté morphologiquement figé pendant toute la durée du Néogène ;

-il préexistait - au moins à l'état d'ébauche - au plus ancien des gisements de la séquence (Aguilar *et al.*, 1986).

Une immunité érosive aussi prolongée suppose - au cours du Néogène - une proximité de longue durée de cet aplanissement par rapport au niveau de base marin. A l'intérieur du géosystème karstique (Vaudour, 1986) et compte tenu de l'ambiance climatique nullement aride restituée par les spectres polliniques (Bessedik, 1985), c'est en effet la seule position qui ménage une réelle inhibition érosive. Cette déduction théorique se trouve confirmée par les arguments de terrain : la retombée orientale du promontoire des Corbières est jalonnée, en continuité, par des affleurements de Miocène marin à caractère de plate-forme littorale alternant avec des passées saumâtres voire dulçaquicoles (Doncieux, 1903 ; Aguilar et Magné, 1978 ; Berger et Michaux, 1982).

Ainsi, avec cet aplanissement, on dispose d'un précieux niveau de référence sur le horst des Corbières puisqu'il s'avère - simultanément - permanent dans le temps et stable dans l'espace. Par ailleurs, son individualisation anté-Néogène - donc préalable à celle du graben - permet de conclure que le mur de celui-ci, enseveli sous l'accumulation mio-pliocène, est un fragment effondré de cet aplanissement.

L'immobilité néogène du bloc des Corbières permet dont d'attribuer l'intégralité du rejet de la faille de Prades à la subsidence du fossé du Roussillon. Mesuré à la fin du Néogène, sur le méridien de référence du sondage Canet (méridien qui s'impose puisque ce sondage est le seul à fournir une coupe intégrale du remplissage), ce rejet s'établit à 2000 m (Clauzon, 1986). On sait également qu'à l'exception du basculement de la ria, produit par subsidence de charge et d'une ampleur de 200 m au droit du sondage Canet, le fossé n'a pas enregistré de subsidence tectonique au Pliocène. Par conséquent, la subsidence proprement miocène, au droit de ce méridien, est de l'ordre de 1800 m.

A l'intérieur de cette période, un second jalon - présent sur chacune des deux unités structurales créées par la faille - permet de définir la part de subsidence intervenue au Miocène inférieur. Ce jalon d'appoint présente la double caractéristique : d'avoir le même âge, de part et d'autre de la faille de Prades ainsi que la même bathymétrie. Dans ce graben, il est constitué par les microfaunes récupérées dans la carotte n° 2 du sondage Canet (Clauzon et Cravatte, 1985). Recueillies à -822 NGF, ces associations ont fourni conjointement : le marqueur planctonique du langhien *Globigerinoides sicanus* et des indicateurs benthiques (foraminifères et ostracodes) témoignant d'un environnement peu profond (Clauzon *et al.*, 1985 b). Sur le horst, le jalon est représenté par la microfaune de rongeurs du gisement de Leucate-Butte 1 (Aguilar et Magné, 1978). Extraite d'un lithofaciès marin sub-littoral, cette microfaune recèle *Megacricetodon crusafonti*, marqueur continental du Langhien.

Ce second repère permet d'affirmer qu'à la fin du Miocène inférieur, le fossé enregistrait déjà un effondrement de l'ordre de 1000 m (1800 - 822), ce qui représente, pour cette première période, un taux moyen de subsidence de 13-15 cm/1000 ans. Pendant ces 7-8 Ma, la

bathymétrie distale de la plate-forme n'ayant pas dépassé la centaine de mètres (Cravatte *et al.*, 1974), on en déduit que le taux d'accrétion sédimentaire a fidèlement compensé la vitesse de subsidence. De là résultent la stabilité bathymétrique du bassin et la pérennité de sa ligne de rivage.

2. L'interruption de la subsidence au Miocène supérieur.

On ne dispose pas pour les 10 Ma qui séparent le repère langhien du début du creusement messinien de la même richesse d'information : l'investigation est rendue difficile par la troncature d'érosion messinienne. Le gain de subsidence au cours de ce laps de temps est de 800 m soit un rythme moyen (en le supposant constant) de 8 cm/1000 ans. Mais rien, à vrai dire, n'étaye cette supposition d'un rythme constant, différent du rythme antérieur et qui serait interrompu par le ravinement messinien... De surcroît, elle est incompatible avec les données tectoniques observables sur la marge méridionale du bassin. Il s'agit des "écailles du Boulou" (Clauzon, 1985) qui affectent conjointement le socle paléozoïque et le remplissage miocène et qui sont antérieures à l'épisode de ravinement messinien (Clauzon, 1987).

Ces structures révèlent qu'un changement radical du système de contraintes est intervenu au cours du laps de temps en investigation. En posant comme hypothèse une continuation de la subsidence - après le Langhien - selon le même rythme qu'auparavant, la modification du régime tectonique se serait produite vers -10 Ma.

3. Sédimentologie du détritisme miocène.

Seuls les apports autochtones proches ont nourri le détritisme miocène. En témoignent : le faible émoussé et la forte hétérométrie du matériel confirmés par les spectres pétrographiques exclusivement locaux. Les séquences sédimentaires - adossées, en tête de séquence, aux failles limites du fossé - redistribuent, suivant une trajectoire sub-méridienne et selon une granulométrie décroissante (méga-blocs/cailloutis/sables) le matériel arraché aux reliefs tectoniques dominants. Ainsi retrouve-t-on, sur le piémont des Albères, toute la gamme métamorphique et intrusive du Paléozoïque affleurant sur le horst érodé. Ainsi également, sur la bordure septentrionale du fossé, le granite de Millas a-t-il nourri les arkoses du Conflent et le Mésozoïque des Corbières est-il le composant essentiel de la brèche d'Espira-de-l'Agly, vraisemblablement plus ancienne qu'il n'a été proposé (Clauzon, 1974).

Ce dispositif sédimentaire, organisé d'une manière transversale prépondérante, s'oppose au futur agencement plio-quaternaire, disposé préférentiellement selon l'axe longitudinal du bassin.

L'exiguïté spatiale du périmètre des apports procède du compartimentage néotectonique des unités de relief. Ce compartimentage paraît avoir été tel qu'il a exclu tout apport allochtone, fût-il d'un éloignement relatif. C'est le cas des gneiss oeillés du Canigou - rarissimes dans les spectres pétrographiques miocènes - alors qu'ils constitueront l'essentiel du détritisme plio-quaternaire en Roussillon. Cette carence pétrographique a une implication paléogéographique : le Canigou n'avait pas d'existence topographique avant le Miocène supérieur. En sens opposé, ces mêmes spectres pétrographiques, sur le piémont des Albères, enregistrent la surrection du horst méridional par une redistribution classique, en sédimentation inverse, des faciès érodés.

III. LE DETRITISME PLIOCENE.

Sous quelque perspective qu'on envisage la comparaison (spectres pétrographiques, sens des apports, organisation des séquences sédimentaires, structure des unités détritiques, vitesses d'accrétion etc...), tout oppose le détritisme miocène et le détritisme pliocène. Cette opposition systématique révèle l'intervention intermédiaire d'une rupture paléogéographique.

1. La rupture pétrographique : un témoignage primordial sur les modifications paléogéographiques du bassin versant pourvoyeur.

La rupture n'est pas progressive mais brutale : dès l'extrême base du Pliocène (Clauzon *et al.*, 1985 a), elle est irréversiblement acquise. A l'extrémité sud-occidentale du Roussillon, dans le bassin de Céret, les gneiss oeillés du Canigou - jusque là occasionnels dans la série miocène - envahissent la série zancléenne sur toute sa hauteur (Clauzon *et al.*, 1982, 1985 a ; Clauzon, 1987). Ils submergent l'ensemble du fossé, refoulant les apports latéraux au pied des escarpements qui les alimentent.

Une pareille rupture implique automatiquement un bouleversement paléogéographique du bassin versant amont. Il s'est agi, en l'occurrence, de la mise en saillie d'une nouvelle unité structurale (le Canigou) qui relègue au deuxième plan le rôle de celles qui préexistaient dans le paysage. Cette surrection modifie radicalement les contrastes hypsométriques : ils s'agençaient auparavant de façon méridienne, ils s'organisent désormais dans le sens Ouest-Est.

Toutefois, par suite de l'épisode de ravinement messinien - consécutif à l'effondrement du niveau de base méditerranéen (Cita et Ryan, 1978) - l'enregistrement sédimentaire *in situ* du phénomène sera différé jusqu'à la remise en eau du bassin, au tout début du Pliocène (Cita, 1982) : d'où les fausses allures de révolution (Bourcart, 1962) prêtées à cette période, en domaine méditerranéen.

2. Substitution du transit longitudinal pliocène au transit méridien miocène.

Cette rupture pétrographique va de pair, également, avec une réorganisation du drainage, dans le bassin, qui - elle aussi - préexiste au Pliocène, dans la mesure où les canyons messiniens (Clauzon *et al.*, 1985 a) soulignent déjà cette ré-orientation. En effet, le drainage en place depuis le Miocène inférieur s'organisait perpendiculairement au tracé des failles bordières du graben. Il est substitué, à la fin du Miocène, par un drainage longitudinal - celui d'aujourd'hui - parallèle à ces mêmes failles.

Cette modification, au niveau sédimentaire, va se traduire par la substitution d'une séquence fluviatiles (à caractère montagnard) à une séquence torrentielle de pied de versant. Du point de vue des corps sédimentaires, le piémont miocène - constitué de cônes coalescents, adossés aux escarpements de faille bordiers - est remplacé par deux méga-cônes fluviatiles - celui de la Têt et celui du Tech (accessoirement celui de l'Agly) - qui progradent vers la mer en suivant l'axe longitudinal du bassin.

3. Configuration spatiale et structure interne du détritisme pliocène.

Le façonnement de la ria (Guilcher, 1954) pliocène s'est opéré en

milieu sub-aérien et de manière anticipée à la faveur du ravinement messinien (Clauzon, 1986, 1987). Une coupe longitudinale du remblaiement de cette ria (fig. 2) met en évidence un biseau sédimentaire, limité, on l'a vu, par deux surfaces isochrones. L'isochronie de son mur (Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b) révèle le caractère "fulgurant" de cette transgression produite par un réajustement du niveau de base estimé, selon les auteurs (et en se référant au zéro actuel) à : 1200 m (Bessis et Burrus, 1986), 1700 m (Clauzon, 1982) et 1900 m (Ryan, 1976). C'est cette extraordinaire remontée du niveau de base qui a induit tous les caractères spécifiques du remblaiement pliocène, tout comme le non moins extraordinaire abaissement qui l'avait précédé (Hsü *et al.*, 1973) fut à l'origine du creusement des futures rias du littoral méditerranéen français (Clauzon, 1978, 1979, 1982, 1986, 1987).

A ces données préalables ou initiales, s'ajoute l'eustatisme zancléen. Pendant la durée du remblaiement (1,5 Ma maximum), les courbes indiquent un niveau de base stabilisé à la cote +100 (Vail et Hardenbol, 1979 ; Haq *et al.*, 1987). De là procède la disposition originelle sub-horizontale de la transition marin/continental (Clauzon, 1986 ; Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b), disposition en complète opposition avec ce qu'elle était au Miocène : sub-verticale.

4. Vitesse d'accrétion sédimentaire du détritisme pliocène.

On a vu que 7 Ma avaient été nécessaires pour déposer les 1000 m de Miocène traversés par le sondage Canet. Dans ce même puits, 1,5 Ma (temps maximum) auront suffi pour sédimenter les 900 m d'épaisseur (épaisseur restituée pour tenir compte de l'ablation quaternaire) de la série pliocène. Ces valeurs correspondent à des vitesses moyennes d'accrétion de 12 cm/1000 ans au Miocène inférieur et de 60-75 cm/1000 ans au Pliocène inférieur. Même si l'on tient compte du volume moindre du bassin pliocène (50 % du bassin miocène ?), les taux pliocènes excèdent toujours largement les taux miocènes.

Ce taux d'accrétion verticale élevée est couplé avec un taux d'accrétion latérale qui ne l'est pas moins. Grâce à une séquence de gisements de rongeurs favorablement disposés (Depéret, 1890 ; Michaux, 1976 ; Mein et Aymard, 1985 ; Michaux et Aguilar, 1985 ; Clauzon *et al.*, 1985 a), on a pu estimer cette vitesse à 20-25 cm/1000 ans (Clauzon *et al.*, 1987 b) soit une valeur supérieure à celle fournie par la molasse subalpine de Valensole, au Miocène : 16 cm/1000 ans (Clauzon *et al.*, 1987 c). Comment expliquer de tels taux ?

5. Géodynamique et paléogéographie sédimentaire du détritisme pliocène.

On a vu qu'au Miocène, la pérennité paléogéographique des paysages sédimentaires résultait de l'antagonisme des évolutions géodynamiques endogène (subsidence) et exogène (accrétion détritique). Il en va tout autrement au Pliocène, les combinaisons de paramètres à l'oeuvre étant fort différentes.

En premier lieu, interviennent les apports continentaux. Favorisés par l'énergie de relief acquise au Miocène supérieur et en dépit d'un couvert végétal réputé biostasique et filtrant, ils sont considérables, très supérieurs à ceux du Miocène.

En deuxième lieu, il faut prendre en compte la physiographie du bassin. Cette ria présente une bathymétrie inusitée : 600 à 700 m, à l'ouverture distale (Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b). Cependant, si cette

bathymétrie est acquise d'emblée (héritage messinien), elle ira diminuant jusqu'à l'émersion, faute d'avoir été entretenue par une subsidence concomitante. En effet, la seule subsidence enregistrée au Zancléen consiste en un basculement longitudinal de la ria sous l'effet de la charge sédimentaire (Clauzon, 1986 ; Clauzon *et al.*, 1987 a).

Le troisième facteur, s'il n'est pas le plus évident n'est certainement pas le moins efficace : la configuration - tant superficielle que profonde - de la ria fut une entrave à la redistribution du matériel vers les plaines abyssales. On a pour preuve de cette inhibition le contraste entre les taux de sédimentation indigents enregistrés dans les carottes des sondages pélagiques (Cita *et al.*, 1978) et ceux - pléthoriques - qu'accusent les rias au même moment (Clauzon, 1978, 1979, 1982, 1987).

Au total, la ria fonctionne comme un remarquable piège à sédiments mais - compte tenu de la stabilité tectonique du graben - ce dynamisme détritique induit une mobilité paléogéographique des paysages, exprimée, en particulier par les taux d'accrétion latérale.

La structure interne du biseau sédimentaire pliocène (fig. 2), avec sa superposition des faciès continentaux aux faciès marins, permet de décomposer les stades successifs de l'évolution de la ria. Dans un premier temps est intervenu le colmatage, c'est-à-dire le remblaiement sous -marin du bassin. Au niveau paléogéographique de surface, il s'exprime par la régularisation d'un littoral dont l'extraordinaire découpage initial avait intrigué les anciens auteurs (Fontannes, 1882). Dans un deuxième temps (étroitement enchaîné au précédent), les lagunes du colmatage sont progradées par les faciès continentaux qui édifient un piémont alluvial sur ces plaines littorales. Parvenu ainsi au stade de la réplétion, la vie de ce bassin s'achève - avant même la fin des temps néogènes - sans doute à l'occasion de la première baisse eustatique significative qui préfigure le Quaternaire (Haq *et al.*, 1987).

La cohérence des données évoquées atteste bien que la seule tectonique enregistrée dans le bassin, au cours du Pliocène, est une tectonique de charge : conséquence et non cause de l'accumulation sédimentaire dans la ria. Sauf à vouloir (et tel paraît bien être le cas) - contre son évidence cartographique - occulter la réalité et la fonction du ravinement messinien, il n'est pas concevable d'interpréter les variations d'épaisseur du Pliocène du Roussillon par le jeu différentiel de la subsidence tectonique (Birot, 1937, p. 258 ; Dufaure, 1984, p. 67 ; Calvet, 1985, p. 125 ; Calvet, 1986, p. 217).

CONCLUSION.

Le détritisme néogène du Roussillon se partage en deux unités stratigraphiques et sédimentaires qui illustrent - successivement et dans le même espace - deux cas de figure antithétiques. En effet, alors que le bassin miocène avait fonctionné en autarcie sédimentaire, le bassin pliocène se transforme en un corridor de stockage de matériel allochtone.

Un tel changement n'est que l'expression sédimentaire d'une double intervention géodynamique : l'une à caractère endogène, l'autre à caractère exogène. Il s'agit, pour la première, de la surrection du Canigou et de la mise en place des unités de relief du paysage actuel. L'épisode se situe au Miocène supérieur ; il paraît avoir débuté vers -10 Ma. Il s'agit, pour le second, du ravinement messinien déclenché par

l'effondrement du niveau de base méditerranéen. Ce ravinement opère une sorte de surcreusement au sein du fossé miocène. Il façonne ainsi - par anticipation et en milieu sub-aérien - le futur bassin pliocène, doté d'une bathymétrie inusitée.

Ce second épisode a une importance cruciale dans la mesure où c'est lui - et lui seul - qui a prédéterminé l'existence de la ria pliocène (Clauzon, 1986). Contrairement à la formule de Bourcart (1962), le Pliocène ne correspond pas, en Méditerranée, à une révolution. Ce dont il s'agit n'est rien d'autre qu'une restauration dans la mesure où cette période marque un retour à la normale après un épisode exceptionnel, au cours duquel - et là réside la révolution - le niveau de base eustatique s'est effondré de près de 2000 m (Ryan, 1976 ; Clauzon, 1982).

Le détritisme pliocène du Roussillon et, d'une manière plus générale, celui des autres rias péri-méditerranéennes, n'est que l'enregistrement stratigraphique d'une révolution déjà révolue : celle du Messinien.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

AGUILAR J.-P. et MAGNE J. (1978). - Nouveaux gisements à Rongeurs dans les formations marines du Languedoc méditerranéen. *Bull. Soc.géol.France*, (7), XX, 6, p. 803-805.

AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1984). - Le gisement à micromammifères du Mont-Hélène (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance de l'histoire des faunes et des environnements continentaux. Implications stratigraphiques pour le Pliocène du sud de la France. *Paléobiol.cont.*, XIV, 2, p. 19-31.

AGUILAR J.-P., CALVET M. et MICHAUX J. (1986). - Découverte de faunes de micromammifères dans les Pyrénées-Orientales (France) de l'Oligocène supérieur au Miocène supérieur ; espèces nouvelles et réflexions sur l'étalonnage des échelles continentale et marine. *C.R.Acad.Sc.Paris*, II, 303, p. 755-760.

BANDET Y. (1975). - *Les terrains néogènes du Conflent et du Roussillon nord-occidental*. Thèse 3ème cycle, Univ.P.Sabatier, Toulouse, 56 p.

BAUDELOT S. et CROUZEL F. (1974). - La faune burdigalienne des gisements d'Espira-du-Conflent (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 110, 3-4, p. 311-326.

BERGER G. et MICHAUX J.(1982). - Notice de la carte géologique au 1/50000ème Leucate, Bur.Rech.géol.min. édit., p. 17-20.

BERTRAND L. (1907). - Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull.Serv.Carte géol.France*, XVII, 118, p. 1-183.

BESSEDIK M. (1985). - *Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie.* Thèse Sc., Univ.Sc.Tech.Languedoc, Montpellier, 162 p.

BESSIS F. et BURRUS J. (1986). - Etude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). *Bull.Centres Rech.Explor.-Prod.Elf-Aquitaine*, 10, 1, p. 123-141.

BIROT P. (1937). - *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles.* Baillière édit., Paris, 318 p.

BOURCART J. (1962). - La Méditerranée et la révolution du Pliocène. *In* "Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot", *Mém.Soc.géol.France*, h.sér., I, p. 103-116.

BRUNET P. (1958). - Recherches morphologiques sur les Corbières. *Mém.Docum.*, VI, p. 60-134.

BURRUS J. (1984). - Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (Northwestern Mediterranean). *Mar.Geol.*, 55, p. 247-269.

CALVET M. (1985). - Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'est des Pyrénées ; l'exemple du horst des Albères. *Rev.Géol.dynam.Géogr.phys.*, 26, 2, p. 119-130.

CALVET M. (1986). - La stratigraphie du Néogène du Roussillon et le problème des séries détritiques de bordure. Essai de mise au point. *Géol.France*, 2, p. 205-220.

CASTERAS M. (1974). - Les Pyrénées. *In* : J. Debelmas "Géologie de la France", Doin édit., paris, 2, p. 296-345.

CITA M.B. (1982). - The Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean : a Review. *In* : H. Berckhemer et K.J. Hsü édit., Alpine Mediterranean Geodynamics, sér. 7, p. 113-140.

CITA M.B. et RYAN W.B.F. (édit.) (1978). - Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Mar.Geol.*, 27, 3-4, p. 193-365.

CITA M.B., RYAN W.B.F. ET KIDD R.B. (1978). - Sedimentation rates in Neogene deep-sea sediments from the Mediterranean and geodynamic implications of their changes. *Init.Rep.Deep Sea Drill.Proj.*, Washington, XLII, 2, p. 991-1002.

CLAUZON G. (1974). - La brèche d'Espira-de-l'Agly (Pyrénées-Orientales) : une brèche synorogénique d'âge messinien. *Bull.Soc.géol.France*, (7), XVI, 3, p. 273-280.

CLAUZON G. (1978). - The Messinian Var canyon (Provence, Southern France). paleogeographic implications. *Mar.Geol.*, 27, 3-4, p. 231-246.

CLAUZON G. (1979). - Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessication. *Palaeogeogr.Palaeoclimatol.Palaeoecol.*, 29, p. 15-40.

CLAUZON G. (1982). - Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "desiccated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull.Soc.géol.France*, (7), XXIV, 3, p.597-610.

CLAUZON G. (1985). - Neogene geodynamic evolution of a peribalearic graben : the Roussillon basin (Eastern Pyrenees, France). 8ème Congr.RCMNS, Budapest, résumés, p. 146-147.

CLAUZON G. (1986). - Le bassin du Roussillon : évolution géodynamique néogène d'un fossé à cheval sur l'orogène pyrénéen et sur la marge du Golfe du Lion (France méridionale). Séance spéc.Soc.géol.France et Italie, Villefranche-sur-Mer, p. 29-30.

CLAUZON G. (1988). - Cartes géologiques au 1/50000ème, le Néogène des feuilles : Rivesaltes, Perpignan, Céret et Argelès-sur-Mer, Bur.Rech.géol.min. édit. (à paraître).

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1982). - Découverte de Rongeurs d'âge miocène supérieur dans le bassin tertiaire de Céret (Pyrénées-Orientales) : implications stratigraphiques, structurales et paléogéographiques. *Bull.Bur.Rech.géol.min.*, (2), 1, 4, p. 285-293.

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1987 a). - Le bassin pliocène du Rousssillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne succédant à la crise de salinité messinienne. *C.R.Acad.Sc.Paris*, II, 304, p. 585-590.

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1987 b). - Investigation de la relation Temps/Sédimentation à l'aide d'exemples pris dans le Néogène méditerranéen français. *Bull.Soc.géol.France*, (7), (à paraître).

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1987 c). - Mise en évidence du diachronisme du mur de la formation conglomératique de Valensole (Alpes de Haute-Provence, France) : implications géodynamiques. *C.R.Acad.Sc.Paris*, II, 304, (sous presse).

CLAUZON G., AGUILAR J.-P., MICHAUX J. et SUC J.-P. (1985 a). - Implications stratigraphiques, géodynamiques et paléogéographiques du nouveau gisement de Vivès 2 (Pyrénées-Orientales, France). Coll.Depéret, Perpignan, résumés, p. 16.

CLAUZON G. et CRAVATTE J. (1985). - Révision chronostratigraphique de la série marine pliocène traversée par le sondage Canet 1 (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance du Néogène du Roussillon. *C.R.Acad.Sc.Paris*, II, 301, p. 1351-1354.

CLAUZON G., CRAVATTE J. et ROBERT C. (1985 b). - Révision micropaléontologique et analyse des associations de minéraux argileux de la série mio-pliocène rencontrée par le sondage Canet 1 (Pyrénées-Orientales, France) : contribution à l'histoire néogène du bassin du Roussillon. Coll.Depéret, Perpignan, résumés, p. 17.

CORNET C. (1975). - Les surfaces d'arasion des Corbières. *C.R.somm.Soc.géol.France*, 1, p. 7-8.

CORNET C., MICHAUX J. et PASQUIER L. (1976). - Le gisement à micromammifères du Mas Génégals (P-O) ; signification possible des remplissages karstiques pliocènes du Languedoc et du Roussillon. *C.R.somm.Soc.géol.France*, 5, p. 202-204.

CRAVATTE J., DUFAURE P., PRIM M. et ROUAIX S. (1974). - Les sondages du Golfe du Lion : stratigraphie et sédimentologie. *Notes Mém.Comp.fr.Pétroles*, 11, p. 209-274.

CRAVATTE J., MATIAS I. et SUC J.-P. (1984). - Nouvelles recherches biostratigraphiques sur le Pliocène du Roussillon. *Géol.France*, 1-2, p. 149-163.

DEPERET C. (1890). - Les animaux pliocènes du Roussillon. *Mém.Soc.géol.France*, (Paléontol.), 3, 198 p.

DONCIEUX L. (1903). - Note sur les terrains tertiaires et le Quaternaire marin du Sud-Est du département de l'Aude. *Bull.Soc.géol.France*, (4), III, p. 695-710.

DUFAURE J.-J. (1984). - L'instabilité mio-pliocène des rives méditerranéennes. *In* "La mobilité des paysages méditerranéens", J.-J. Dufaure *et al.* édit., *Trav.Rev.Géogr.Pr. S-O*, Roulouse, II, p. 66-72.

FONTANNES F. (1882). - Note sur l'extension et la faune de la mer pliocène dans le Sud-Est de la France. *Bull.Soc.géol.France*, (3), XI, p. 103-141.

GOTTIS M. (1958). - L'apport des travaux de la Compagnie d'exploration pétrolière (C.E.P.) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. *Bull.Soc.géol.France*, (6), VIII, 8, p. 881-883.

GUILCHER A. (1954). - *Morphologie littorale et sous-marine*. P.U.F. édit., Paris, 210 p.

HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present), *Science*, 235, p. 1156-1167.

HSÜ K.J., CITA M.B. et RYAN W.B.F. (1973). - The origin of the Mediterranean Evaporites. *Init.Rep.Deep Sea Drill.Proj.*, Washington, XIII, 2, p. 1203-1231.

KLEIN C. (1959). - Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation. *Ann.Géogr.*, LXVIII, 368, p. 292-317.

LEFEBVRE D. (1980). - *Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données.* Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris, 163 p.

MAGNE J. (1978). - *Etudes microstratigraphiques sur le Néogène de Méditerranée nord-occidentale.* T. 1 : *Les bassins néogènes catalans.* Thèse Sc., Univ. P. Sabatier, Toulouse, C.N.R.S. édit., Paris, 259 p.

MARCHAL J.-P. (1976). - Carte hydrogéologique des plaines du Roussillon. B.R.G.M. édit.

MEIN P. et AYMARD J. (1985). - Découvertes récentes de mammifères dans le Pliocène du Roussillon. Coll.Depéret, Perpignan, résumés, p. 25.

MEIN P. et CORNET C. (1973). - Les incidences de la découverte d'un remplissage karstique fossilifère sur l'interprétation morphologique de la surface d'arasion de Vingrau. *C.R.somm.Soc.géol.France*, 2, p. 54-55.

MICHAUX J. (1976). - Découverte d'une faune de petits mammifères dans le Pliocène continental de la vallée de la Canterrane (Roussillon) ; ses conséquences stratigraphiques. *Bull.Soc.géol.France*, (7), XVIII, 1, p. 165-170.

MICHAUX J. et AGUILAR J.-P. (1985). - Complément à la connaissance de la faune de mammifères pliocènes de la localité type du Serrat d'en Vacquer (Perpignan, Pyrénées-Orientales). Coll.Depéret, Perpignan, résumés, p. 26.

REHAULT J.-P., BOILLOT G. et MAUFFRET A. (1984). - The Western Mediterranean Basin : Geological Evolution. *Mar.Geol.*, 55, 3-4, p. 447-478.

RYAN W.B.F. (1976). - Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23, 6, p. 791-813.

VAIL P.R. et HARDENBOL J. (1979). - Sea-level changes during the Tertiary. *Oceanus*, 22, 3, p.71-79.

VAUDOUR J. (1986). - Les travertins de piémont : contribution à l'étude des géosystèmes karstiques méditerranéens. Coll.Montagnes et Piémonts, *Trav.Rev.Géogr.Pr. S-O*, Toulouse, I, p. 349-362.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13, 1987

LE REMPLISSAGE PLIO-PLEISTOCENE DU FOSSE BRESSAN DANS LA REGION DE BOURG-EN-BRESSE

Jacques BONVALOT*

Résumé. - Le remplissage plio-pléistocène du Fossé bressan dans la région de Bourg-en-Bresse commence par le Complexe des Marnes de Bresse, d'âge pliocène, correspondant à des dépôts fins caractéristiques d'une basse plaine marécageuse. Il se poursuit par des épanchements de cailloutis à caractères fluviatiles qui ont pu être regroupés par des arguments cartographiques, géométriques et d'âge, au sein du Complexe de couverture bressan pléistocène inférieur. Cet ensemble est recouvert par le Complexe des moraines externes, attribué au Riss "ancien", en avant duquel se développe un système fluvio-glaciaire relayé par un système lacustre. Le Complexe de Saint-Cosme Riss "récent" apparaît emboîté dans toutes les unités précédentes.

Le cortège de minéraux lourds de la fraction sableuse de tous les matériaux est de type alpin sauf pour quelques cailloutis du Complexe de couverture où une influence locale a été mise en évidence.

Abstract. - The plio-pleistocene filling of the Bresse Rift, in the Bourg-en-Bresse area, originated in the pliocene "Complexe des Marnes de Bresse" is composed of fine sediments characteristic of a swampy low plain environment. It is followed by fluviatile gravel, which may be classified according to cartographic, geometric and chronologic data, and is concentrated in the lower Bresse pleistocene "Complexe de couverture". This formation is covered by the "early" Riss, "Complexe des moraines externes". In front of these moraines, a glacio-fluvial system developped, succeeded by a lacustral system. The "Complexe de Saint-Cosme" of the "recent" Riss is on inset formation in surrounding older formations.

The sandy heavy mineral associations have an alpine origin in all formations except some gravel from the "Complexe de couverture" where local origine were evident.

---

* Centre des Sciences de la Terre et U.A. CNRS 157, Université de Bourgogne
6 Bd Gabriel - 21100 DIJON (France)

INTRODUCTION

Plusieurs niveaux de cailloutis intercallés dans des matériaux fins ont été identifiés dans la région de Bourg-en-Bresse. Peu de formations sont fossilifères. Une meilleure compréhension de la dynamique de dépôt permet de regrouper les formations en systèmes sédimentaires et de préciser leurs relations chronologiques et géométriques.

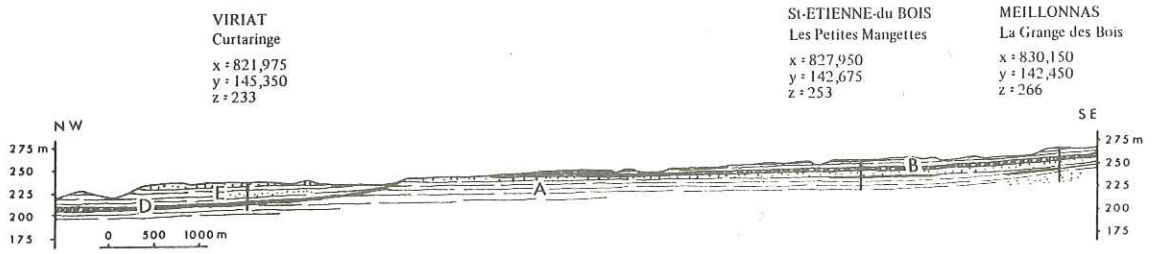


Fig. 1. - Le remplissage du Fossé bressan au nord de Bourg-en-Bresse. - A. Complexe des Marnes de Bresse. - B. Complexe de couverture (Cailloutis de St-Etienne-du Bois). - D. Cailloutis de St-Jean-sur-Reyssouze. - E. Marnes de Corgentin.

Formation	Complexe des Marnes de Bresse		Complexe de couverture bressan								Complexe des moraines externes		Cailloutis de St-Jean-sur-Reyssouze		Marnes de Corgentin	
			Cailloutis de Revonnas		Cailloutis de Ceyzériat		Cailloutis de St-Etienne-du Bois		Cailloutis de Vonnas							
Commune Lieu-dit Références échantillon Cote Lithologie	Bâgé-la-Ville Ferme du Boz 625 - 95 162 m Argilite silteuse in P. Sénac 1981		Revonnas 1 295 m Poudingue à matrice de siltite sableuse et argileuse		Ceyzériat Domagne 295 m Poudingue à matrice de siltite sableuse et argileuse		St-Etienne-du Bois Les Petites Mangettes 651 - 124 242,5 m Poudingue à matrice sablo-silteuse		Vonnas Bois de Béost 220 m Arénite in P. Sénac 1981		Montagnat Mas Coupé 250 m Matrice carbonatée		St-Jean-sur-Reyssouze La Forêt 626 - 212 184,7 m Poudingue à matrice de sable silteux et argileux		Bâgé-la-Ville sortie du village vers D 58 625 - 63 199 m Argilite silteuse à sableuse in P. Sénac 1981	
	%	upm	%	upm	%	upm	%	upm	%	upm	%	upm	%	upm	%	upm
Rutile	0,8	34	1,1	42	4,5	40	2,2	30	0,4	29	0,1	5			2,2	127
Anatase	0,1	3	0,1	5			0,4	6			0,1	8	0,1	11		
Brookite			0,1	3			0,0	1					0,1	7		
Sphène	0,8	31					4,8	67	2,0	140	0,4	21	2,0	177	1,4	83
Zircon	6,8	276	1,7	66	24,5	219	10,0	135	2,5	169	1,5	88	1,0	89	12,3	716
Tourmaline	2,7	111	7,4	278	19,9	179	23,9	330	2,5	169	1,5	88	4,2	373	8,2	474
Monazite					0,0	0							0,3	31		
Apatite	2,0	80					1,0	14	2,2	147	4,6	277	4,8	422	3,2	188
Disthène	1,1	43	0,7	26	2,1	19	0,3	4	0,5	37	0,0	3	1,6	141	1,8	104
Sillimanite	0,1	3	0,2	6	0,5	5			0,4	29	0,1	5	0,1	7	0,2	14
Staurotide	1,3	51	2,3	86	8,6	77	12,6	174			0,9	53	3,3	288	2,5	146
Andalousite			0,4	14	2,5	22	0,7	9	1,7	114	0,1	8	0,1	7	0,5	27
Grenat	36,3	1473	0,8	29	1,2	11	7,7	106	18,2	1241	7,9	476	23,3	2059	26,0	1514
Chloritoïde	1,6	45	4,0	149			0,0	1	2,0	140	0,7	41	3,2	286	1,5	85
Epidotes	40,9	1664	67,3	2526	31,0	278	34,8	481	40,4	2751	73,4	4430	50,5	4466	32,8	1879
Glaucophane	0,2	9	1,9	70	4,9	44	0,0	1	2,4	166	0,7	44	0,9	78	1,2	71
Trémolite	0,3	11					0,2	3	1,3	92	0,7	41	0,0	4	0,1	4
Actinote	0,6	23	11,7	432	0,2	2			4,3	291	1,2	72	0,2	16	0,0	3
Hornblende verte	4,6	188	0,4	14			1,5	21	15,0	1024	6,1	267	0,8	69	6,2	358
Hornblende brune					0,2	2	0,2	2	4,4	298	0,2	9	3,3	293	0,5	27
Diopside			0,0	1									0,2	16		
Augite									0,5	37			0,1	7	0,0	1
Teneur pondérale	2,84		0,82		1,03		1,07		3,68		1,33		2,24		1,27	

Tabl. I. - Analyses des minéraux lourds d'échantillons représentatifs des formations plio-pléistocènes du Fossé bressan dans la région de Bourg-en-Bresse.

Les analyses portent sur la fraction 50 à 500µ. La terreur pondérale représente la teneur en minéraux lourds transparents, opaques et altérés. Elle est exprimée en poids et correspond à 100g de la fraction 50 à 500µ. Par upm est indiqué le nombre d'unités de chaque variété minérale, en poids, par million d'unités de la fraction 50 à 500µ.

A. - COMPLEXE DES MARNES DE BRESSE

Les Marnes de Bresse dans la région de Bourg-en-Bresse sont constituées par des argiles et des silts qui s'enrichissent en sables au toit de la formation. Des niveaux à lignite sont fréquents. Ces caractères traduisent un environnement hydrodynamique de très faible énergie se rapportant à une sédimentation dans une basse plaine marécageuse avec de rares petits chenaux. Les matériaux sont essentiellement carbonatés,

les niveaux argileux peuvent renfermer des concrétions calcaires.

Le cortège de minéraux lourds de la fraction sableuse se caractérise par une abondance des épidotes (40,9%), du grenat (36,3%) et des teneurs notables en amphiboles (voisines de 6%). Chloritoïde et glaucophane, minéraux marqueurs de la province alpine, sont présents (tabl. I). L'origine de cette association apparaît être le complexe des Schistes lustrés de la zone piémontaise (TCHIMICHKIAN, REULET et VATAN, 1958; LATREILLE, 1969; BONVALOT, 1974, 1977). Le sens des apports ne peut être reconnu par la minéralogie car des sédiments alpins sont susceptibles de provenir du sud par un ancien Rhône (ils sont alors les équivalents fins des Sables de Trévoux et des Alluvions jaunes) ou du nord par l'Aar-Doubs (dans ce cas, ils sont les équivalents fins des Cailloutis de la Forêt de Chaux). Dans la Bresse méridionale, depuis l'Oligocène supérieur, les Alpes sont la source principale des matériaux détritiques (TCHIMICHKIAN, REULET et VATAN, 1958).

Des analyses palynologiques ont été faites par JAN DU CHENE (1974) sur des échantillons issus de sondages profonds à Viriat et à St-Etienne-du Bois. Il retrouve dans les 288 premiers mètres du sondage de Viriat les quatre cénozones du Pliocène (JAN DU CHENE, 1974). Toutefois peu d'échantillons ont été analysables à proximité de la surface. Ces études fournissent des indications sur la grande épaisseur des sédiments post-Miocène, pour la plupart argilo-sableux, soit plus de 288m. La connaissance des niveaux supérieurs reste cependant imprécise.

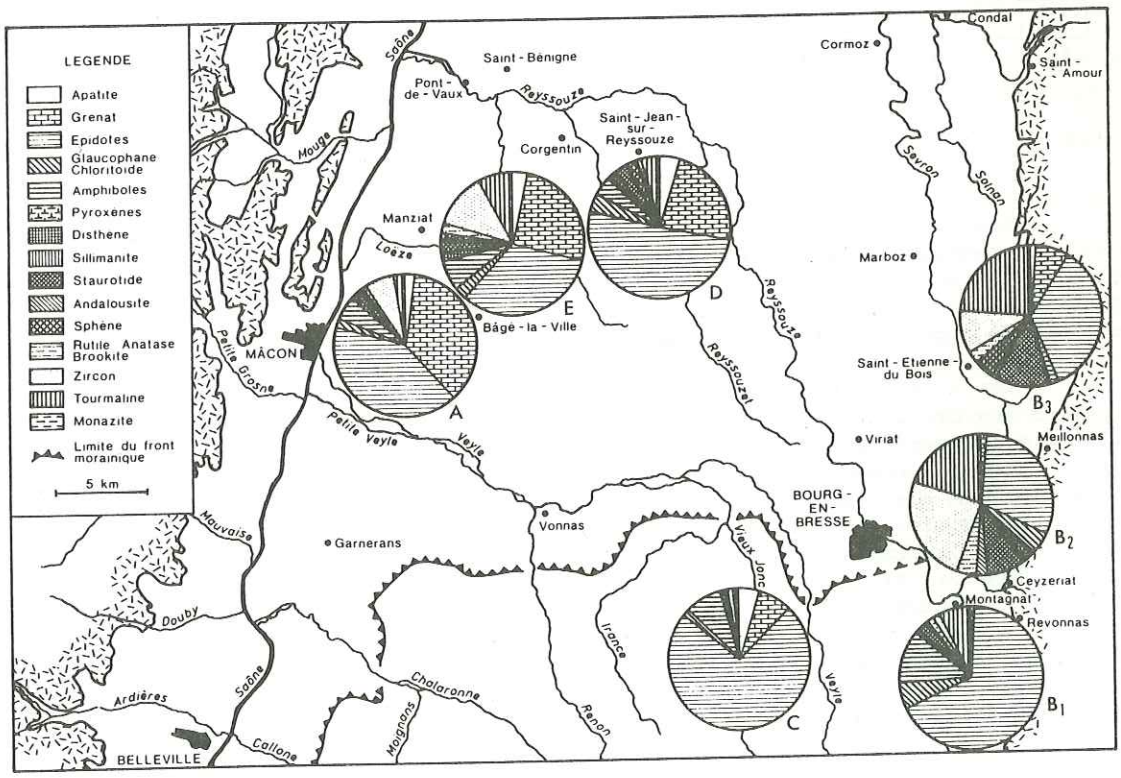


Fig. 2. - Cortèges de minéraux lourds. - A. Complexe des Marnes de Bresse. - B. Complexe de couverture (B_1. Cailloutis de Revonnas; B_2. Cailloutis de Ceyzériat; B_3. Cailloutis de St-Etienne-du Bois). - C. Complexe des moraines externes. - D. Cailloutis de St-Jean-sur-Reyssouze. - E. Marnes de Corgentin.

B. - COMPLEXE DE COUVERTURE

En bordure du Jura

A proximité de la bordure du Jura, du sud-est de Bourg-en-Bresse jusque vers Marboz, se trouvent des affleurements de cailloutis siliceux. Ils se situent à des cotes voisines de 300m à Revonnas, Ceyzériat et à une cote de 260m au sud de St-Etienne-du Bois. Les observations de terrain et de sondages montrent que ces matériaux grossiers sont en continuité, au point de vue cartographique, ils font partie d'un même ensemble.

Cailloutis de Revonnas et de Ceyzériat

Ils reposent sur des terrains très variés. A proximité de la bordure est du Fossé bressan où ils se trouvent vers la cote 300m, ils recouvrent la molasse miocène. Leur épaisseur peut être estimée aux environs de 5 à 6m. Ils sont surmontés par des limons ne présentant pas de traces de carbonates.

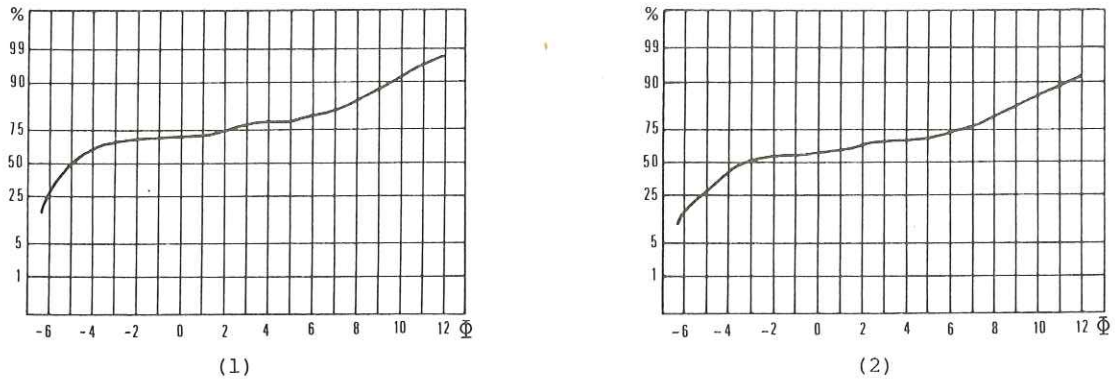


Fig. 3. - Courbes cumulatives des Cailloutis de Revonnas (1) et de Ceyzériat (2).

Les Cailloutis de Revonnas et de Ceyzériat sont des conglomérats à matrice de siltite sableuse et argileuse. Les galets représentent 56 à 58% de l'ensemble du sédiment. Ils sont séparés de -1 à +1Φ par un palier de la matrice constituée par des sables moyens à fins (10%) et par des silts argileux (22 à 33%)(fig. 3). Le milieu de dépôt est de type fluviatile, la mise en place des galets se faisant au cours de période à forte énergie, la matrice étant abandonnée en milieu plus calme.

Les dimensions du plus gros galet moyen des Cailloutis de Revonnas sont proches de celles des Cailloutis de Ceyzériat (Cailloutis de Revonnas : L=19cm, l=14cm, E=11cm; Cailloutis de Ceyzériat : L=19cm, l=13cm, E=11cm).

Les mesures d'orientation de galets dans les Cailloutis de Revonnas permettent de préciser que les courants se dirigeaient du sud-est vers le nord-ouest, les directions principales obtenues étant N310 et N330.

Les Cailloutis de Revonnas et de Ceyzériat étudiés en affleurement sont de nature siliceuse. Ils sont constitués par les mêmes variétés pétrographiques, de plus, les pourcentages sont très voisins. Les galets de grès sont les plus fréquents (61 à 70%), les variétés claires forment à elles seules plus de 52%. Les quartz (11 à 39%), les quartzites (6 à 16%), les roches décarbonatées (6 à 8%) ont des teneurs notables. Les chailles, 1 à 4%, sont plus rares. Les radiolarites et les roches métamorphiques constituent moins de 1%.

Alors que le cortège de minéraux lourds de la fraction sableuse des Cailloutis de Revonnas est alpin (tabl. I), il n'en est pas de même de celui des Cailloutis de Ceyzériat. Il correspond à un fond alpin avec épidotes, glaucophane, chloritoïde et grenat en faible proportion, très enrichi en minéraux comme le zircon, la tourmaline, les oxydes de titane, la staurotide et le disthène. Ces derniers sont caractéristiques des matériaux crétacés de la couverture du Jura (DUPLAIX et GUILLAUME, 1962).

Si l'étude de la nature pétrographique de galets n'a pas permis de différencier les Cailloutis de Revonnas et de Ceyzériat, les analyses du cortège de minéraux lourds ont montré pour la fraction sableuse des origines distinctes.

Aucun reste fossile donnant la possibilité de dater ces cailloutis n'est connu.

Cailloutis de St-Etienne-du Bois

Les Cailloutis de St-Etienne-du Bois reposent sur les Marnes de Bresse. Ils ont une épaisseur variant d'est en ouest : 1m dans le sondage le plus oriental où ils apparaissent à la cote 258,80m (Meillonnas, La Grange des Bois), 6m dans le sondage le plus occidental où ils se trouvent à la cote 239,50m (St-Etienne-du Bois, les Petites Mangettes).

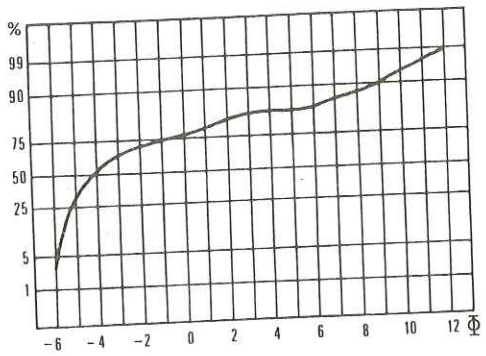


Fig. 4. - Courbe cumulative des Cailloutis de St-Etienne-du Bois. L'échantillon analysé provient de l'affleurement de Meillonnas au lieu-dit la Raza.

Les Cailloutis de St-Etienne-du Bois sont un poudingue à matrice d'arénite. Les galets constituent 74,3% de l'ensemble du sédiment. Ils sont séparés par un palier peu marqué vers -1Φ , de la matrice qui comprend des sables grossiers à moyens (13,2%) et des silts argileux (12,5%)(fig. 4). Pour la mise en place de ces matériaux, il faut voir, ici aussi, un milieu fluviatile.

Le plus gros galet moyen à Meillonnas, au lieu-dit la Raza, a pour dimensions : L=17cm, l=12cm, et E=8,5cm. Les mesures d'orientation de galets dans cette même localité indiquent des courants venant du sud se dirigeant vers le nord-ouest (N330).

Les matériaux, siliceux en affleurement, sont carbonatés en sondage (5 à 11% de carbonates dans la matrice des échantillons étudiés). Les galets sont composés de grès (44%), essentiellement des grès clairs (plus de 41%), de quartz (23%), de quartzites (23%), de chailles (6%) et de radiolarites (0,5%). Les roches décarbonatées représentent 3% de l'ensemble.

Le cortège de minéraux lourds de la fraction sableuse où se trouvent en faible proportion glaucophane et chloritoïde, se caractérise par de fortes teneurs en épidotes, tourmaline, zircon, staurotide et oxydes de titane (tabl. I). Cette association résulte du mélange de matériaux à cortège alpin et de matériaux crétacés issus de la couverture du Jura.

Aucun élément de datation n'a été livré par ces cailloutis.

Partie centrale et bordure occidentale

Dans la partie centrale et à proximité de la bordure occidentale du Fossé bressan se trouvent également des cailloutis regroupés sous le nom de Cailloutis de Vonnas (SENAC, 1981).

Cailloutis de Vonnas

De Beauregard au sud à Vonnas au nord, affleurent des cailloutis masqués par le Complexe des moraines externes. Ils reposent sur le Complexe des Marnes de Bresse, la base de la formation se situant vers 200m. La puissance maximale observée est inférieure à 30m.

Dans la partie nord de la formation, les niveaux sableux sont très abondants. Les mesures de direction de courant et de l'évolution du plus gros galet moyen indiquent des courants orientés vers le nord.

Lorsque les cailloutis ont été protégés par une couverture marneuse, ils apparaissent carbonatés. Les galets de quartzites représentent près de 60% de l'ensemble des galets, les quartzites clairs (40%) étant plus nombreux que les quartzites foncés (20%). Les quartz correspondent à 15%, les radiolarites à 5%, les roches éruptives et métamorphiques à 13%, les grès feldspathiques à 5%, les calcaires à 2%, les roches décarbonatées et les chailles à 2% environ chacune (SENAC, 1981).

Le cortège minéralogique lourd de la fraction sableuse est alpin (tabl. I).

Les matériaux carbonatés de la carrière du Bois de Béost près de Vonnas se sont révélés fossilifères. Ils ont livré une riche faune de micromammifères (CHALINE, 1984) et de mollusques (PUISSEGUR, 1984) permettant d'attribuer ces cailloutis à l'Eburonien (Pléistocène inférieur).

Conclusion

Le Complexe des Marnes de Bresse est surmonté par des matériaux grossiers issus du sud. Pour la matrice des galets deux cortèges ont été reconnus : un cortège alpin pour les Cailloutis de Revonnas et de Vonnas et un cortège avec un fond alpin enrichi en minéraux issus de matériaux crétacés du Jura pour les Cailloutis de Ceyzériat et de St-Etienne-du Bois. Il est à noter que ce dernier est semblable à celui trouvé dans le Complexe de couverture nord bressan oriental et central (BONVALOT, COUREL et SENAC, 1984).

Au point de vue cartographique, les Cailloutis de Revonnas, de Ceyzériat et de St-Etienne-du Bois font partie d'un même ensemble (FLEURY, renseignements oraux). Si on les trouve à des cotes élevées sur la bordure du Fossé bressan (300m), en aval ils sont à des altitudes voisines de celles des matériaux grossiers du Complexe de couverture nord bressan oriental (239,50m cités plus haut pour les Cailloutis de St-Etienne-du Bois, 238m pour les Cailloutis de la Forêt d'Arne en Forêt de Chaux (BONVALOT, COUREL et SENAC, 1984). De plus, leur caractère pelliculaire permet de les rattacher au Complexe de couverture bressan.

Les Cailloutis de Vonnas ont été attribués au Complexe de couverture bressan (BONVALOT et al., 1984). Leur partie amont est masquée par le Complexe des moraines externes. Leurs rapports avec l'épandage de cailloutis en bordure du Jura n'est pas connu.

C. - COMPLEXE DES MORAINES EXTERNES DU PLATEAU DES DOMBES

Les matériaux du Complexe des moraines externes reposent vers la cote 220m sur le Complexe de couverture (Cailloutis de Vonnas). Seul le cortège minéralogique lourd de la fraction sableuse a été étudié. Il s'est avéré de type alpin (tabl. I).

Ce complexe morainique est attribué au Riss "ancien" (BONVALOT J. et al., 1984).

D. - CAILLOUTIS DE St-JEAN-SUR-REYSSOUZE

Les Cailloutis de St-Jean-sur-Reyssouze affleurent en avant du Complexe des moraines externes dans un quadrilatère limité par la Saône, la Veyle et la Reyssouze. La base de la formation se situe à 208m à Viriat (nord de Bourg-en-Bresse); à proximité de la Saône, elle est comprise entre 170 et 164m. Ils présentent une épaisseur moyenne de 4 à 7m, les valeurs les plus fortes s'observant sur la bordure ouest. Ils sont emboîtés dans le Complexe des Marnes de Bresse et le Complexe de couverture. Les Marnes de Corgentin les surmontent.

Sur la bordure est de la formation, ils correspondent à un poudingue à matrice d'arénite. La population de galets (68%) est individualisée par un palier, de -1 à +1Φ, de la matrice comprenant une population de sable moyen et fin ainsi qu'une population de silt et d'argile (environ 16% chacune) (fig. 5). L'analyse de la distribution granulométrique fait penser à un épandage fluviatile.

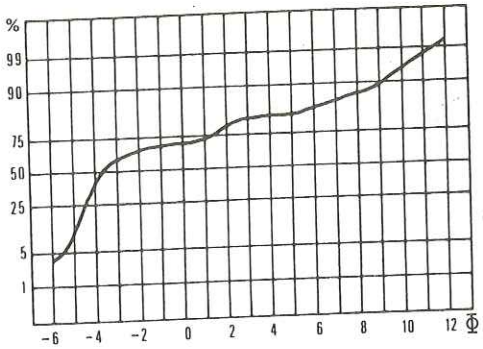


Fig. 5. - Courbe cumulative des Cailloutis de St-Jean-sur-Reyssouze. L'échantillon analysé provient de l'affleurement de St-Jean-sur-Reyssouze au lieu-dit le Bief de Privat.

Ces matériaux sont carbonatés lorsqu'ils proviennent de sondages, dans une proportion d'environ 25% pour les galets et la matrice. En affleurement ils sont non carbonatés. Les trois quarts sont donc de nature siliceuse : 32% de grès, 22% de quartz, 7% de quartzites, 10% de chailles et de roches décarbonatées. A proximité de la bordure occidentale de la Bresse, SENAC (1981) a signalé que ce même épandage de cailloutis est formé en majorité d'éléments calcaires. Ces galets calcaires montrent des stries d'origine glaciaire.

Le cortège de minéraux lourds est alpin (tabl. I).

L'âge de ces cailloutis n'est pas connu.

E. - MARNES DE CORGENTIN

Les Marnes de Corgentin occupent un domaine voisin de celui des Cailloutis de St-Jean-sur-Reyssouze sur lesquels elles reposent. Leur épaisseur maximale est de l'ordre de 30m. Les sédiments fins, lités, se répartissent entre les siltites sableuses et argileuses et les siltites argileuses (SENAC, 1981). Ils marquent un milieu de très faible énergie de type lacustre. Au toit de la formation se trouvent des faciès sableux. Il semble que l'on assiste au développement de chenaux encombrés par des arénites. Un système fluviatile tend à s'organiser.

Le cortège de minéraux lourds est alpin (tabl. I).

Les Marnes de Corgentin n'ont livré aucun fossile qui permettrait de les dater.

F. - COMPLEXE DE SAINT-COSME

Le Complexe de Saint-Cosme, emboîté dans les formations antérieures, correspond au comblement d'une gouttière nord-sud (BONVALOT, COUREL et SEDDOH, 1974). Dans cette partie du Fossé bressan il se limite à une bande de 5 à 6km de large sur la bordure occidentale. Il débute à une cote voisine de 155m par des graviers dont le toit se situe entre 163 et 173m. Ces graviers sont surmontés par des matériaux fins (SENAC, 1981).

Pour l'ensemble, les éléments alpins sont prépondérants dans l'association minéralogique lourde de la fraction sableuse (SENAC, 1981).

Les matériaux ont livré quelques fossiles. Les datations nombreuses en Bresse du nord où le Complexe de Saint-Cosme est plus développé ont permis de lui attribuer un âge Riss "récent" (BONVALOT et al., 1984).

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET CONCLUSION

Dans la région de Bourg-en-Bresse, le Complexe des Marnes de Bresse pliocène est constitué par des matériaux fins, originaires des Alpes, déposés dans une basse plaine marécageuse.

Ces sédiments fins sont surmontés par des cailloutis de faible épaisseur présentant à leur base des surfaces planes, se relevant vers l'amont, pour se raccorder sur les bords à des cônes plats. Le cortège minéralogique n'est plus toujours purement alpin, des éléments locaux viennent s'y mêler. Cette reprise détritique, accompa-

gnée d'un renouvellement des apports, peut être rattaché à un changement climatique. La présence de faunes froides (Cailloutis de Vonnas) suggèrent le développement d'un épisode périglaciaire au Pléistocène inférieur qui serait à l'origine de la mobilisation de matériaux grossiers. Le rôle d'une influence structurale n'est pas à éliminer.

A nouveau au "Riss ancien" des matériaux alpins envahissent le domaine bressan par le glacier du Rhône. En avant du Complexe des moraines externes, emboîté dans le Complexe des Marnes de Bresse et le Complexe de couverture, un système fluvio-glaciaire s'installe. Les Cailloutis de St-Jean-sur-Reyssouze, à galets striés, en sont le témoin. Ce système fluvio-glaciaire est relayé par un système lacustre lié vraisemblablement à un barrage par la moraine. Il correspond aux Marnes de Corgentin. Les Cailloutis de St-Jean-sur-Reyssouze et les Marnes de Corgentin présentent comme les matériaux morainiques un cortège de type alpin pour la fraction sableuse.

Le Complexe de Saint-Cosme, Riss "récent", que l'on retrouve du nord au sud de la Bresse, est emboîté dans toutes les formations précédentes dont il remobilise les matériaux. L'association alpine étant la plus commune dans la région de Bourg-en-Bresse il est donc logique de trouver un cortège alpin pour ce complexe.

Il est a souligner l'importance en quantité des matériaux alpins dans le Fossé bressan. A des époques bien précises, ils proviennent directement du domaine alpin alors qu'à d'autres ils ne sont que des sédiments, déjà en Bresse ou très proches, remobilisés.

Remerciements. - Ce travail a été possible grâce à R. FLEURY, cartographe au BRGM, qui m'a confié des échantillons et aux étudiants de Maîtrise 1981 du Centre des Sciences de la Terre de l'Université de Bourgogne avec lesquels ont été faites les analyses. A tous j'exprime ma profonde gratitude.

REFERENCES

BONVALOT J. (1974). - Les Cailloutis de la Forêt de Chaux (Jura); leurs rapports avec les matériaux détritiques du Sundgau et du nord de la Bresse. Thèse 3è cycle, Dijon, 134p., annexes, 89p.

BONVALOT J. (1977). - Données sédimentologiques récentes sur les Cailloutis de la Forêt de Chaux (Jura). *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2) sect. I, n° 4, pp. 341-352.

BONVALOT J. et al. (1984). - Tableaux stratigraphiques proposés pour le Plio-Pléistocène bressan. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 309-314.

BONVALOT J., COUREL L. et SEDDOH F. (1974). - Données sédimentologiques récentes sur le remplissage tertiaire et quaternaire de la Bresse septentrionale. Conséquences chronologiques et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, 278, (D), pp. 3055-3058.

BONVALOT J., COUREL L. et SENAC P. (1984). - Etude sédimentologique du remplissage plio-pléistocène de la Bresse. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 197-220.

CHALINE J. (1984). - La séquence des Rongeurs de Bresse en tant que référence biostratigraphique et paléoclimatique. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 251-258.

DUPLAIX S. et GUILLAUME S. (1962). - Etude de quelques formations détritiques du Crétacé moyen du Jura. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), t. IV, n° 2, pp. 311-321.

JAN DU CHENE R. (1974). - Etude palynologique du Néogène et du Pléistocène inférieur de Bresse (France). Thèse, Genève, 242p.

PUISSEGUR J.-J. (1984). - Les faunes malacologiques plio-pléistocènes de la Bresse; significations écologique, climatique et chronologique. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 281-302.

SENAC P. (1981). - Le remplissage détritique plio-pléistocène de la Bresse du Nord. Ses rapports avec la Bresse du Sud. Thèse 3è cycle, Dijon, 235p.

TCHIMICHKIAN G., REULET J. et VATAN A. (1958). - Etude pétrographique des matériaux mollassiques de quelques sondages profonds de Bresse. *Eclogae Geol. Helv.*, Bâle, vol. 51, n° 3, pp. 1093-1114.

ÂGE ET SIGNIFICATION DES HAUTES TERRASSES DES GRANDES VALLÉES ALPINES : LE CAS DE LA DURANCE

Michel DUBAR *

RÉSUMÉ. – Comme dans la plupart des grandes vallées alpines, les moyennes et basses terrasses de la Durance sont d'origine fluvio-glaciaire tandis que les conditions de mise en place des hautes terrasses sont plus difficiles à préciser. En effet, ces niveaux qui datent d'une période reculée du Pléistocène (de -2 à -0,7 MA environ) constituent un ensemble morphologiquement isolé. Grâce à la sédimentologie, en nous référant aux caractères des moyennes et basses terrasses et des alluvions actuelles, nous proposons une restitution de la genèse de ces hautes terrasses. Un trait essentiel est la stabilité des conditions hydrodynamiques. Le mécanisme d'alluvionnement est double : à l'amont, la paléo-Durance apparaît comme une rivière à régime hydrique régulier probablement entretenu par un glacier montagnard ; à l'aval, elle reçoit une masse importante de matériel subalpin par ses affluents dont le caractère torrentiel est lié au climat méditerranéen.

ABSTRACT. – As in most of the big Alpine valleys, the Durance's middle and low terraces are of fluvio-glacial origin whereas the conditions of high-terrace formation are more uneasy to specify. The fact is that these levels, dating from a remote period of the Pleistocene (from about -2 to -0,7 MA), are an isolated morphological unit. On the basis of sedimentology and by referring to the characteristics of middle and low terraces and present alluvial deposits, we propose to restitute the genesis of these high terraces. An essential feature is the stability of hydrodynamic conditions : upstream, the paleo-Durance appears as a river with regular hydric flow probably maintained by a mountain glacier ; downstream, it receives a big mass of subalpine material from its affluents, whose torrential character is related to the Mediterranean climate.

Les grandes vallées alpines sont caractérisées par le nombre important de leurs terrasses (13 pour le Danube et le Rhin, 11 pour le Rhône), généralement réparties en hautes, moyennes et basses terrasses. Si l'origine fluvio-glaciaire des basses et moyennes terrasses a été reconnue il y a déjà fort longtemps et sert de base à la chronologie glaciaire alpine, la signification et l'âge des hautes terrasses sont beaucoup plus difficiles à préciser et encore sujets de discussion [Kertzoï et Pécsi, 1979]. Leur étude présente cependant un intérêt particulier puisqu'elles sont, dans ces zones montagnardes, les seuls témoins de la longue période qui sépare la fin du Néogène du début des temps glaciaires.

I – LES DEUX ENSEMBLES DE TERRASSES DE LA DURANCE

Dans la moyenne vallée de la Durance, le long du bassin néogène de Riez-Valensole, le système des hautes terrasses est particulièrement bien individualisé sur le plan morphologique. Les hautes terrasses forment en effet un ensemble de 5 niveaux (CS, HT1 à HT4) étagés sur près de 200 m et séparés par un dénivelé de 80 m de l'ensemble des moyennes et basses terrasses constitué par 5 niveaux (MT1 à MT3, BT1 et BT2) emboités en fond de vallée (fig. 1).

Les moyennes et basses terrasses ont une origine fluvio-glaciaire comme le montre leur raccord d'amont avec les moraines de la dépression de Laragne-Sisteron ; certains niveaux (MT1, MT2 et BT1) correspondent à des phases de progression du glacier, d'autres (MT3 et BT2) à des phases de recul, lors des trois dernières périodes glaciaires du Pléistocène (Würm, Riss et Mindel) [*Tiercelin 1977*].

* Unité Associée n° 184 du CNRS, CRA Sophia-Antipolis, rue Albert Einstein 06565 VALBONNE Cedex.

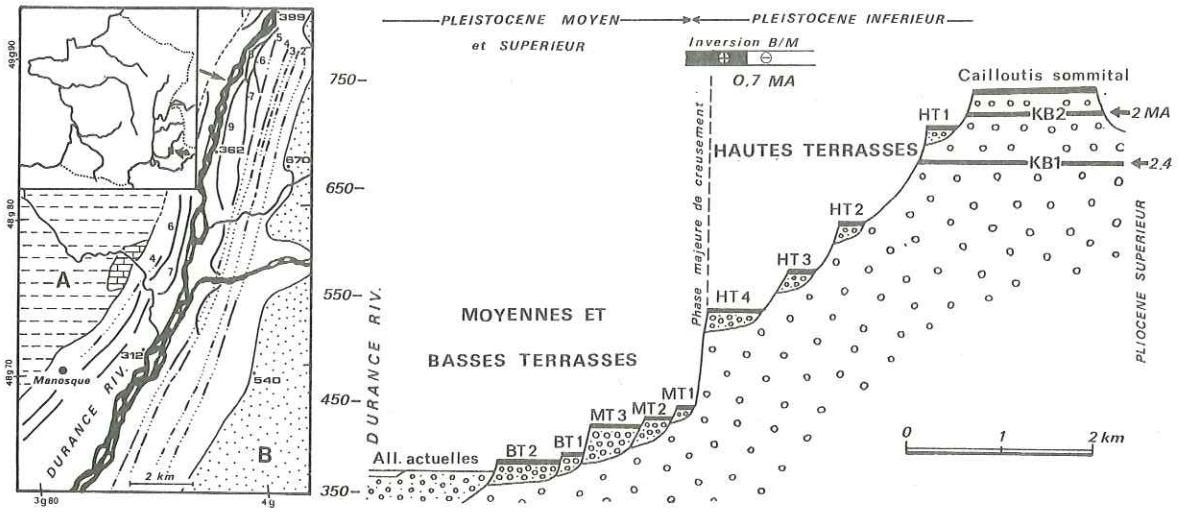


Fig. 1 : La moyenne Durance entre le bassin oligo-miocène de Forcalquier (A) et le bassin néogène de Riez-Valensole (B) ; schéma cartographique des terrasses (1 à 4 : hautes terrasses, 5 à 7 : moyennes terrasses, 8 et 9 : basses terrasses) et coupe transversale de la vallée (indiquée par la flèche).

Quant aux hautes terrasses, dont les profils sont déformés par la tectonique, leur corrélation avec d'éventuelles « vieilles moraines » du haut-bassin est impossible et leur origine ne peut être recherchée par la morphologie. Leur chronologie qui a fait l'objet de recherches récentes, s'établit comme suit :

– le plus ancien niveau (cailloutis sommital CS) repose en concordance sur les assises terminales néogènes du bassin de Riez-Valensole dont un niveau supérieur (KB 2) est daté du Villafranchien moyen par une faune de grands Mammifères [Dubar *et al.*, 1978].

– le plus récent (HT 4) est légèrement antérieur à la limite paléo-magnétique Brunhes-Matuyama [Dubar et Sémah, 1986].

L'âge de ces niveaux est donc compris entre environ -2 et -0,7 MA.

Ainsi, ces données corroborent celles de la morphologie pour démontrer qu'un long intervalle de temps sépare la mise en place des deux ensembles de terrasses de la Durance. Nous pouvons penser, *a priori*, que les conditions géodynamiques et climatiques de leur genèse sont différentes. C'est ce que nous avons voulu vérifier par l'étude des matériaux constitutifs.

II – ÉVOLUTION SÉDIMENTOLOGIQUE DES MATÉRIAUX AU COURS DU QUATERNAIRE EN RAPPORT AVEC LA DYNAMIQUE FLUVIALE

Le cours de la Durance s'individualise au Miocène supérieur et n'a subi depuis aucune modification majeure [Mercier, 1978]. L'évolution du matériel ne peut donc être mise en évidence que sur le plan quantitatif.

A – DIMENSION ET CLASSEMENT

En raison des difficultés de mesure sur matériel consolidé, des résultats granulométriques ont été obtenus sur six niveaux de terrasses seulement (fig. 2). Ceux-ci montrent globalement une augmentation de la taille des éléments au cours du quaternaire. L'accroissement est plus particulièrement marqué sur les moyennnes terrasses où la fraction des éléments supérieurs à 20 cm devient importante, tandis que sur les basses terrasses la progression est plus homogène, de la fraction 10-15 à la fraction 20-30.

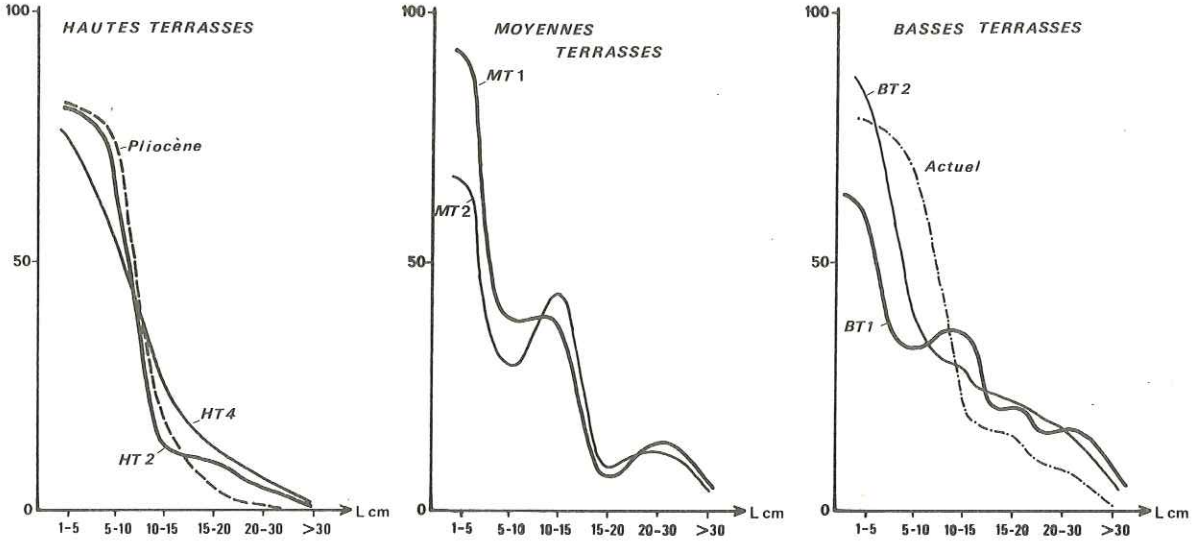


Fig. 2 : Histogrammes de fréquence granulométrique des terrasses de la Durance.

L'augmentation de l'hétérométrie qui se manifeste par le caractère plurimodal des courbes est particulièrement forte sur les moyennes terrasses. Comme ces niveaux sont reliés vers l'amont à des moraines, il est logique de penser que les modifications de leur granulométrie sont dues à des apports fluvio-glaciaires. Ceci est très net pour la terrasse MT 3 dite « formation à gros blocs » [Gabert, 1980] : celle-ci, extrêmement grossière et mal classée, se raccorde en effet au sandur de Saint-Pui qui correspond à l'extension la plus méridionale du glacier durancien, au Riss [Tiercelin, 1977, *op. cit.*]

B – FAÇONNEMENT

Les nappes alluviales quaternaires de la Durance sont caractérisées, par rapport aux cailloutis néogènes, par leur cortège de grands galets bien façonnés et aplatis. Nous avons suivi, pour ce qui est du Quaternaire, l'évolution du façonnement des éléments grossiers (galets supérieurs à 10 cm) par la mesure statistique de l'indice d'aplatissement $A = \frac{L+l}{e}$.

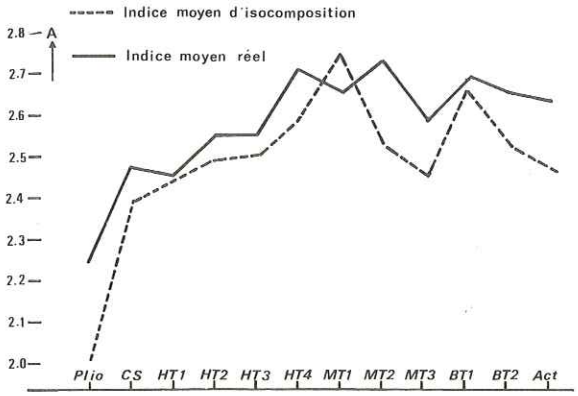


Fig. 3 : Indices d'aplatissement des grands galets (L>10 cm) des cailloutis pliocènes, des terrasses quaternaires et des alluvions actuelles de la Durance (en trait plein : d'après la composition réelle ; en tireté : d'après la composition moyenne standard).

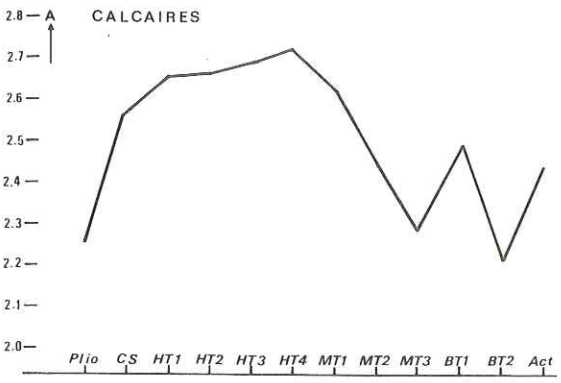


Fig. 4 : Indice d'aplatissement des galets calcaires.

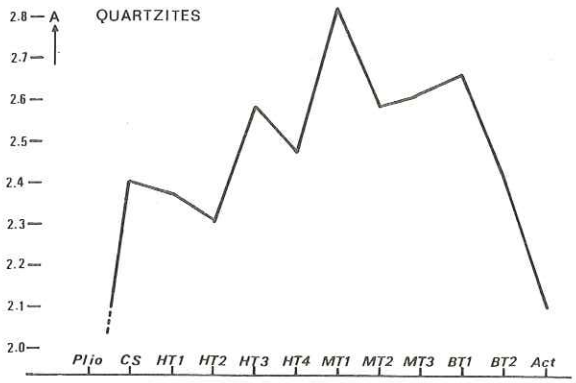


Fig. 5 : Indice d'aplatissement des galets de quartzite.

Les résultats obtenus (fig. 3), l'un à partir de la composition pétrographique réelle de chaque niveau, l'autre à partir de la composition moyenne standard, montrent une nette progression de l'indice A jusqu'aux niveaux HT4-MT1 puis une diminution irrégulière pour les niveaux les plus récents. La rupture de la progression est bien marquée pour les calcaires (fig. 4), beaucoup moins nette pour les quartzites (fig. 5). Notre interprétation du phénomène est la suivante :

– Dans la phase initiale (celle de l'édification des hautes terrasses), l'augmentation progressive du façonnement des galets correspond au processus normal de maturation du profil de la rivière et à l'acquisition d'un caractère fluviatile franc.

– L'arrêt du phénomène est dû à l'apport de galets calcaires mal façonnés à partir de MT1, niveau correspondant à la première grande avancée glaciaire : ces galets sont à l'évidence d'origne morainique.

– Les irrégularités de la deuxième partie seraient, elles, liées aux fluctuations de ce glacier au cours du Pléistocène supérieur.

C – CORTÈGE PÉTROGRAPHIQUE

Le matériel alluvial durancien est composé d'une part de calcaires subalpins d'origine proche (fronts chevauchants et bordures de la dépression vocontienne), d'autre part de roches d'origine plus lointaine, intra-alpines (granit, gneiss, « roches vertes », quartzite) ou de la couverture (grés et calcaires du Flysch).

Globalement, l'évolution se fait dans le sens d'un enrichissement en éléments d'origine lointaine aux dépens des éléments locaux (fig. 6). Ici aussi nous pouvons considérer que cette évolution rend compte de la maturation du profil de la rivière et qu'elle reflète la progression de la glyptogenèse alpine. Dans ce phénomène, un seuil est franchi au niveau de MT 1 qui correspond, nous l'avons vu, à la première grande avancée glaciaire. Dans la période qui suit, cette tendance pétrographique s'affirme sur MT2 et sur BT1 qui sont eux aussi des niveaux de progression du glacier ; elle s'inverse momentanément :

– sur MT3 où l'enrichissement en éléments calcaires se fait par des apports alluviaux de débâcle glaciaire ;

– sur BT2 et dans les alluvions actuelles ; comme ces niveaux sont post-glaciaires, il est possible d'attribuer la progression des calcaires dans ces alluvions à la reprise de l'érosion torrentielle sur les contreforts subalpins (Jorda et Delibrias, 1982).

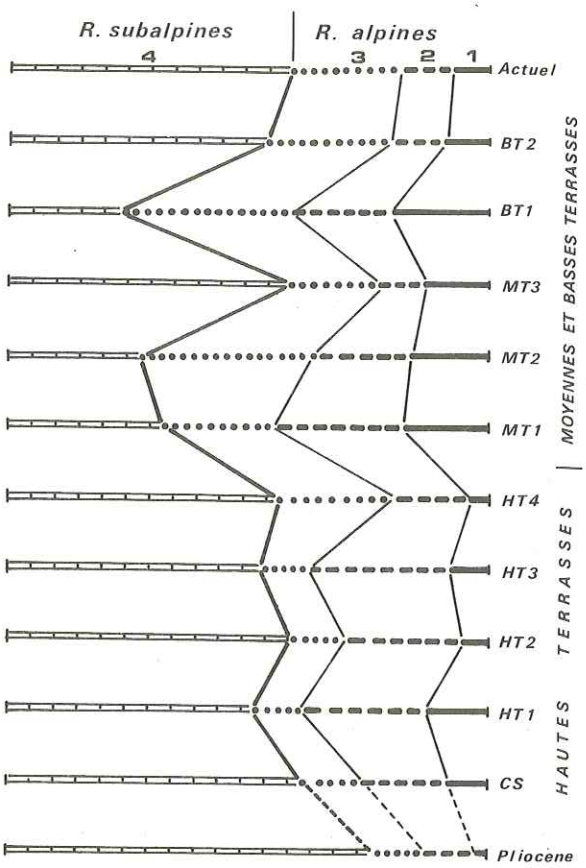


Fig. 6 : Cortèges pétrographiques des terrasses (1 : roches endogènes du socle, 2 : quartzites, 3 : grès et calcarénites du Flysch, 4 : calcaires subalpins).

III – INTERPRÉTATION D'ENSEMBLE

La coupure sédimentologique entre les deux ensembles de terrasses de la Durance renforce les données morphologiques et chronologiques pour montrer que leur édification relève des conditions génétiques différentes. Les moyennes et basses terrasses sont d'origine fluvio-glaciaire et correspondent à des fluctuations du glacier durancien au cours du Pléistocène moyen et supérieur. Nous reconnaissons des niveaux de progression du glacier (anaglaciaires), de fonte (cataglaciaires) et de retrait (post- et interglaciaires). Ce modèle génétique permet, en se servant des données sédimentologiques, de préciser quelque peu les conditions de mise en place des hautes terrasses. Celles-ci, à en juger par l'homogénéité des faciès, paraissent avoir été stables au cours du million d'années qui leur correspond. Durant cette période, la dualité des apports alpins et subalpins implique un double mécanisme d'alluvionnement :

– à l'amont, la qualité et la quantité du matériel qui arrrive donnent l'image, par référence aux alluvions actuelles, d'une paléo-Durance à grand débit hydrique, à forte compétence mais à charge relativement faible.

– vers l'aval, cette rivière reçoit une masse importante de matériel calcaire par ses affluents subalpins (Bléone et Asse principalement) de caractère plus ou moins torrentiel (forte charge, compétence relativement faible).

Sur le plan climatique, il y a lieu de penser que la régularité du régime amont est entretenue par un glacier du haut-bassin et/ou par une masse neigeuse importante. C'est là une hypothèse proche de celle formulée par plusieurs auteurs dans les Alpes du Nord (Brunnacker *et al* ., 1982). Plus au sud, l'influence du climat méditerranéen devient prépondérante et les décharges torrentielles des affluents subalpins pourraient être liées à des phases d'aridité. Nous rejoignons sur ce point les données récentes sur la paléoclimatologie du Pléistocène inférieur méditerranéen, aussi bien celles d'ordre géopédologique (Hubschman, 1975) que paléoécologique (Suc, 1985).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BRUNNACKER K., LOSCHER M., TILLSMANNS and URBAN B. (1982).– Correlation of the Quaternary Terrace Sequence in the Lower Rhine Valley and Northern Alpine Foothills of Central Europe.– *Quaternary Research* 18, p. 152-173.

DUBAR M., GUÉRIN C. et HEINTZ E. (1978).– Les nouveaux gisement villafranchiens du ravin de Cornillet (Moustiers-Sainte-Marie, Alpes de Haute-Provence) et leur contexte géologique.– *Géobios*, n°11, 3, p. 367-381.

DUBAR M. et SÉMAH F. (1986).– Paleomagnetic Data Bearing on the Age of High Terrace Deposits (Durance Sequence) in Alpine Valleys of Southeastern France. –*Quaternary Research* 25, p.387-391.

GABERT J. (1980).– Les moyennes terrasses de la Durance entre Sisteron et Manosque.– *Revue de Géographie Alpine*, 1980 : Montagnes et Montagnards, p. 171-182.

HUBSCHMAN J. (1975).– Évolution pédo-géochimique et interprétation paléo-bioclimatique du piémont quaternaire garonnais.– *Bull. Ass. fr. Ét. Quat.* 3-4, p. 209-216.

JORDA M. et DELIBRIAS G. (1981). – Données nouvelles sur le Pléistocène supérieur des Alpes françaises du Sud. Le Würm récent du bassin de la Bléone.– *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 7-8, p.173-182.

KERTZOI M. et PECSI M. (1979) – Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian basin. *In* Studies on loess, INQUA, Budapest.– *Acta Geol. Acad. Sc. hungaricae*, t. 22 (1-4), p. 3-33.

MERCIER H. (1978).– Le Néogène et le Pléistocène inférieurs duranciens.– *Thèse d'État*, Université de Grenoble, 398 p.

SUC J.P. (1985).– Le climat méditerrannéen : une particularité de toujours ? – *La Recherche*, 162, p. 87-89.

TIERCELIN J.J. (1977).– Les sédiments pléistocènes du bassin de Laragne-Sisteron (Alpes de Haute-Provence et Hautes-Alpes). Stratigraphie et faciès.– *Bull. B.R.G.M.*, 2, p. 3-26.

CONTROLE DU COMBLEMENT QUATERNAIRE DES VALLEES ALPINES DU NORD PAR LA DYNAMIQUE LACUSTRE

par Gérard NICOUD*, Guy MONJUVENT**, & Geneviève MAILLET-GUY***

RESUME.- Dans les vallées surcreusées des Alpes du Nord, les nombreux sondages montrent tous la présence, sous les alluvions grossières de surface, de sédiments lacustres postérieurs au retrait des glaciers würmiens sur tous les terrains traversés, bien qu'ils atteignent rarement le substrat rocheux. Leurs variations lithologiques, tant verticalement qu'horizontalement, suit un schéma constant :

- argiles puis silts et sables vers la base, graviers et galets vers le sommet ;
- matériaux fins à l'aval, perturbés très localement par des apports torrentiels latéraux, devenant grossiers vers l'amont.

Les apports fluviatiles superficiels constituent une mince pellicule (pluridécamétrique à métrique d'amont en aval) sur les sédiments lacustres d'épaisseur hectométrique à plurihectométrique.

Une sédimentation lacustre analogue mais beaucoup moins connue du fait de son caractère résiduel a fait suite au retrait glaciaire rissien, et se trouve actuellement fortement étagée au-dessus de la séquence post-würmienne des fonds de vallées.

ABSTRACT.- In the overdeepened north-alpine valleys, the numerous drillings show the presence of lacustrine sediments later than the Würmian glaciers. Their lithological variations, either vertically or horizontally, follow a general pattern:

- clays, silts, and sands at the base, gravels and pebbles at the top ;
- downstream, fined-grained materials locally interbedded by lateral torrential alluvions, becoming coarser upstream.

The fluvial superficial sediments consist of a thin sheet upon the lacustrine deposits, which may reach as much as several hundred meters in thickness.

An analogous lacustrine filling up, which is less well known because of its residual character, has followed the retreat of the Rissian glaciers. It now appears topographically much above the post-Würmian sequence of the valleys bottoms.

* Sciences de la Terre. Université de Savoie. BP. 1104 - 73011 CHAMBERY CEDEX. GRECO 35 Hydrogéologie du CNRS.

** Institut Dolomieu - USTMG - Rue Gignoux 38031 GRENOBLE et UA 69 Géologie alpine du CNRS.

*** Géologie appliquée - Université de Franche Comté - Place M. Leclerc 25030 BESANCON CEDEX.

I. INTRODUCTION

Toutes les grandes vallées des Alpes françaises du Nord ont été surcreusées par les glaciers. En témoignent les lacs actuels (Léman, Annecy, Le Bourget) initialement plus étendus, conservés du fait de leur volume même ou du fait qu'ils sont à l'abri des alluvionnements principaux. Mais d'autres vallées, occupées maintenant par un plancher alluvial continu, ont connu aussi un ou plusieurs épisodes lacustres après le départ des glaciers (Rhône en aval de Belley, Arve, Isère en amont de Rovon,...). Les surcreusements ont aussi atteint certains petits bassins du piedmont subalpin où subsistent encore des lacs (Paladru, Aiguebelette,...), à côté de dépressions anciennement lacustres et aujourd'hui entièrement comblées (Saint-Laurent du Pont, Saint-Etienne de Crossey,...).

En haute montagne, des lacs d'ombilics ou de barrage morainique, localisés dans des cirques ou dans de hauts vallons, subsistent encore (Lauvitel-Oisans, La Sassière-Haute Tarentaise,...) ou ont été comblés (Le Clou-Haute Tarentaise,...).

Au Sud de Grenoble, les surcreusements restent l'exception : ombilics de Bourg d'Oisans sur la Romanche, de Valbonnais sur la Bonne. Les lacs de Matheysine sont plus de barrage morainique que d'érosion. Le phénomène majeur a été ici l'importante et complexe obturation glacio-lacustre de la vallée du Drac contemporaine de l'extension maximale des glaciers würmiens.

II. LE REMPLISSAGE DES DIFFERENTES VALLEES (FIGURE 1).

Nous examinerons ici les principales vallées pour lesquelles nous avons des données suffisantes. Dans les auges surcreusées (Arve , Annecy, le Bourget, Isère, Saint-Laurent du Pont, Haut Rhône, ...) ce sont essentiellement des sondages géotechniques ou hydrogéologiques qui ont permis de reconnaître les épais dépôts lacustres masqués par les alluvions superficielles récentes. Dans la vallée du Drac par contre, les formations glacio-lacustres étagées sont directement accessibles à l'observation.

1. La vallée de l'Arve. (figure 2).

Elle montre une succession d'ombilics séparés par des verrous. De l'amont vers l'aval, ce sont : l'ombilic de Chamonix, surcreusé dans les schistes liasiques, l'ombilic du Fayet-Magland, dans les schistes et marno-calcaires du Jurassique - Crétacé inférieur et l'ombilic de Cluses-Arthaz, dans les flyschs et molasses rouges tertiaires. Les verrous principaux sont constitués par le Cristallin des Houches, l'Urgonien de Cluses et, à l'aval, l'Urgonien du Salève (1/2 verrou).

L'épaisseur du remplissage dépasse 60 m dans l'ombilic de Chamonix, plus de 150 m dans celui du Fayet et plus de 100 m dans celui de Cluses (Baconnais et al., 1981). Ce remplissage épais, dont on ne connaît pas la puissance totale, se présente ainsi :

⑥ Situation des profils longitudinaux

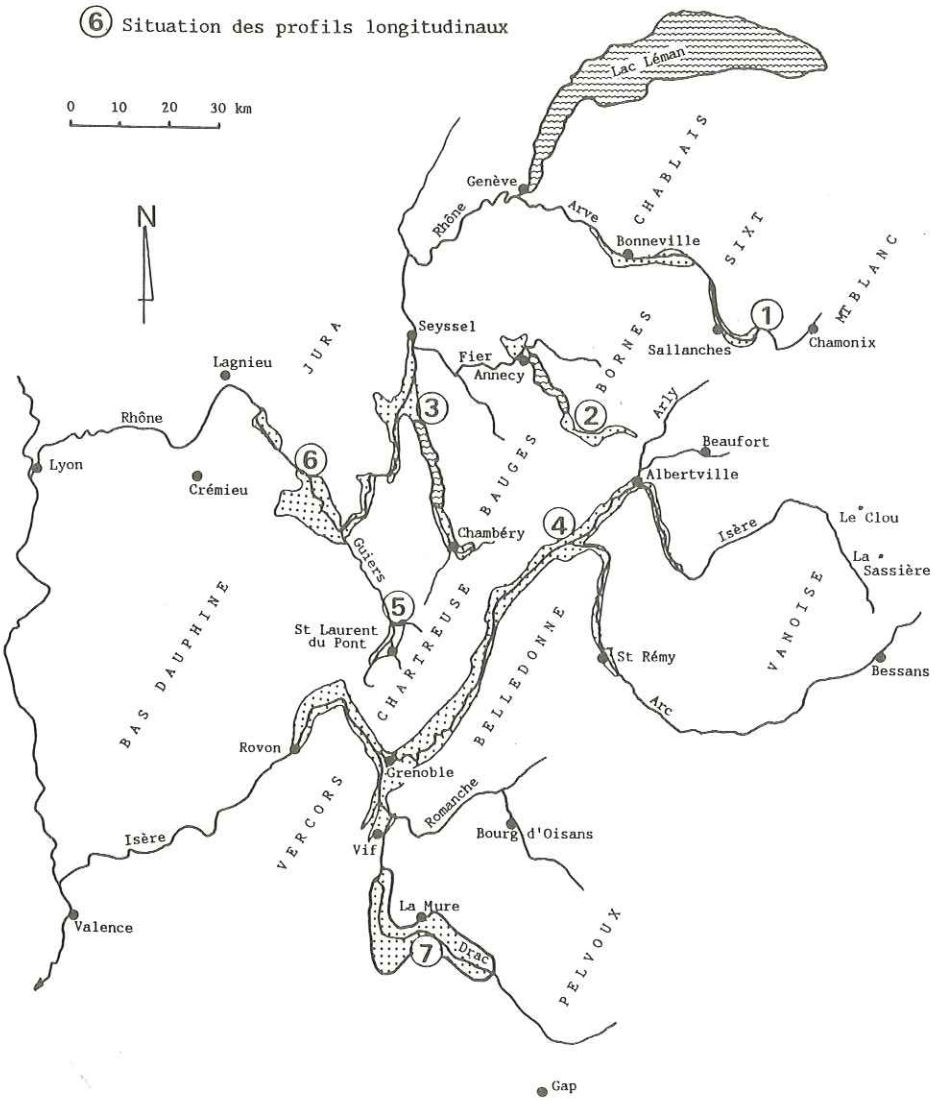


FIG. 1 : SITUATION GEOGRAPHIQUE DES VALLEES ETUDIEES

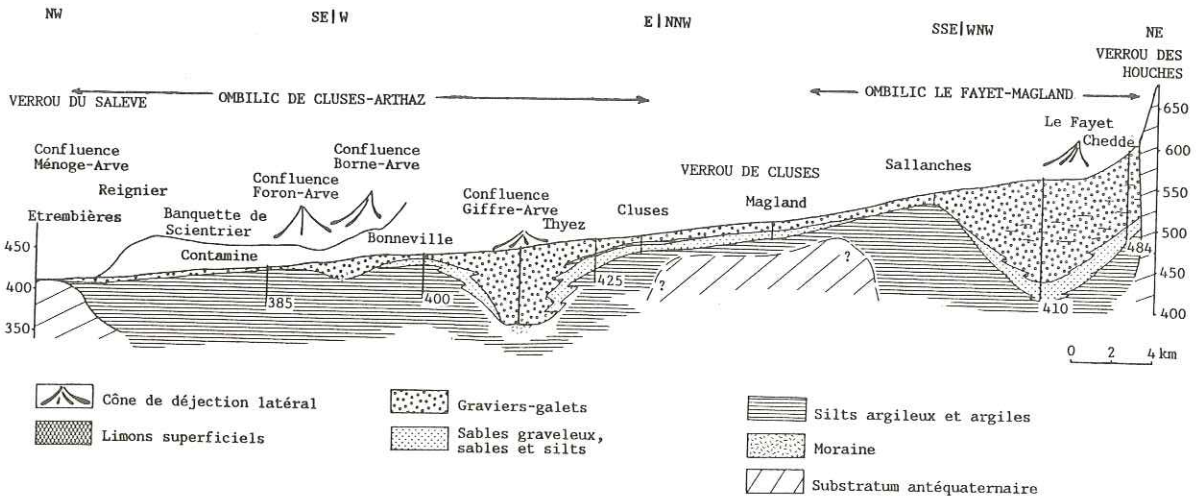


FIG. 2 : VALLEE DE L'ARVE ENTRE LES VERROUS DES HOUCHES ET DU SALEVE (Profil 1)

- dans l'ombilic du Fayet-Magland : les argiles et les silts de fond sont surmontés en amont par des sables peu épais puis par 140 m de graviers et de galets (Le Fayet). Vers l'aval, dès Sallanches, les graviers ne dépassent pas 13 m. Ils reposent alors soit sur des sables, soit sur les argiles. Cette disposition lithologique est celle de sédiments deltaïques apportés par le Bon Nant et l'Arve dans un vaste plan d'eau variant entre des cotes extrêmes de 530 m et 490 m. La nappe fluviatile superficielle est épaisse vers l'amont (près de 40 m) et réduite à une dizaine de mètres en aval ;

- dans l'ombilic de Cluses-Arthaz, une puissante série de silts argileux, dépassant 50 m sous 3 à 6 m de graviers sableux, témoigne de la présence d'un lac de cote finale d'au moins 405 m. L'apport grossier latéral du Giffre à Marignier atteint 103 m dont 70 m se sont déposés en milieu lacustre. Ce delta est ici bien circonscrit. Il repose latéralement sur la moraine würmienne.

2. La cluse d'Annecy (figure 3).

Entre Bornes et Bauges, la cluse d'Annecy est fermée à l'Ouest par les chaînons jurassiens des Montagnes d'Age et de Mandallaz. Surcreusée par les glaciers de l'Arve, cette vallée est encore partiellement occupée par le lac d'Annecy. Elle est remplie pour l'essentiel par des argiles et des silts lacustres, intriqués latéralement avec des cônes de déjection à matériel grossier issus des Bornes et des Bauges. La terrasse de 460 m de la Plaine des Fins à Epagny, où des sables et des silts ont été reconnus sur au moins 35 m, résulte du dépôt des alluvions du Fier dans un lac de cote supérieure à 460 m. Le delta de Saint-Jorioz montre des graviers ravinant des argiles lacustres reconnues sur 30 m, celui de Doussard 26 m de graviers reposant sur des sables passant vers le bas à des argiles.

Le fond du lac est constitué par 100 m d'argiles reposant sur le substratum reconnu par sismique-réflexion (Finckh et al., 1984). Les sables deltaïques de la plaine des Fins ont été entaillés par le Fier jusque vers la cote 390 m. Des matériaux fluviatiles à torrentiels du Fier remplissent cette dépression sur 35 m. Le lac d'Annecy qui tendait à baisser pour rattraper le niveau de base du Fier, est aujourd'hui stabilisé artificiellement à 445 m.

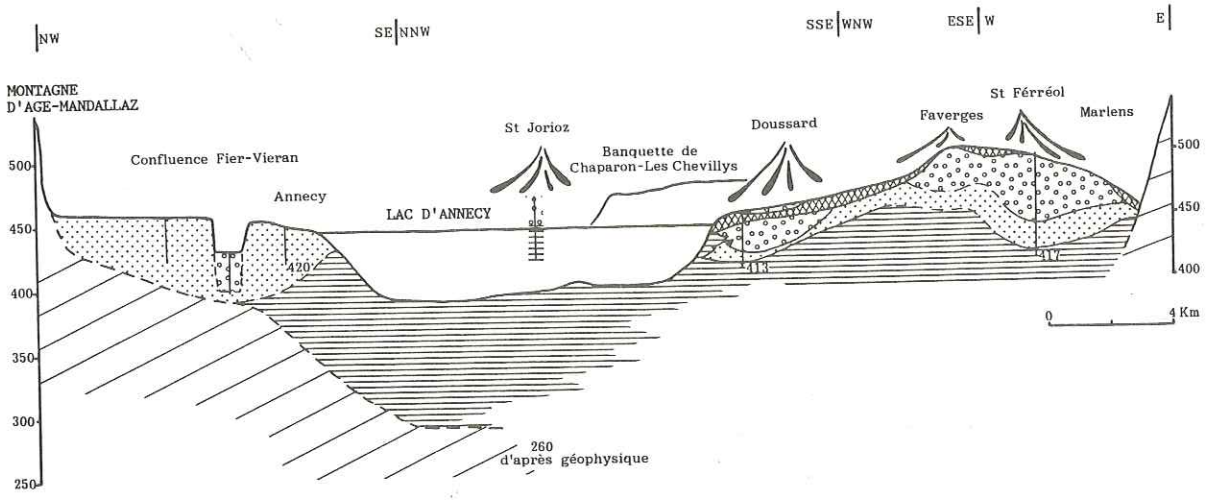


FIG. 3 : VALLEE D'ANNECY (Profil 2)

3. La cuvette du Lac du Bourget (figure 4).

Elle comprend la Chautagne au Nord, la dépression de Yenne à l'Ouest et la vallée de Chambéry au Sud. Surcreusé par les glaciers rhodaniens pour la zone septentrionale et isérois pour la zone méridionale, l'ombilic du Bourget est installé dans un synclinorium jurassien encadré par les chaînons du Colombier-Mont Tournier-Montagne du Chat-l'Epine à l'Ouest, du Gros Foug-Chambotte à l'Est, et par les massifs des Bauges et de la Chartreuse au Sud-Est. A l'Est de Chambéry, la vallée occupe une position de cluse entre Bauges et Chartreuse. Le Lac du Bourget actuel, de cote 231,5 m, profond de 140 m, ne représente plus que le reste du lac ayant succédé au retrait glaciaire würmien. En effet, des sables ont été reconnus, à l'Est de Chambéry, dès la cote 275m sur au moins 25 m. Ils sont ravinés latéralement et recouverts par des graviers et des galets de la Leysse, qui surmontent aussi des verrous empâtés de moraine à Bassens et dans la ville de Chambéry. Les matériaux deltaïques grossiers de la Leysse disparaissent progressivement dès l'aval de Chambéry où ils sont relayés par les apports grossiers de l'Hyère issus de la vallée de Couz au Sud. La sédimentation devient, dès la Motte-Servolex, sableuse à silto-argileuse pour ne plus comporter que des argiles vers le lac du Bourget. Près de 200 m de sédiments fins ont été reconnus par sismique-réflexion (Finckh et al., 1984) sous le fond du lac, au-dessus du substratum molassique situé vers la cote - 110 m NGF.

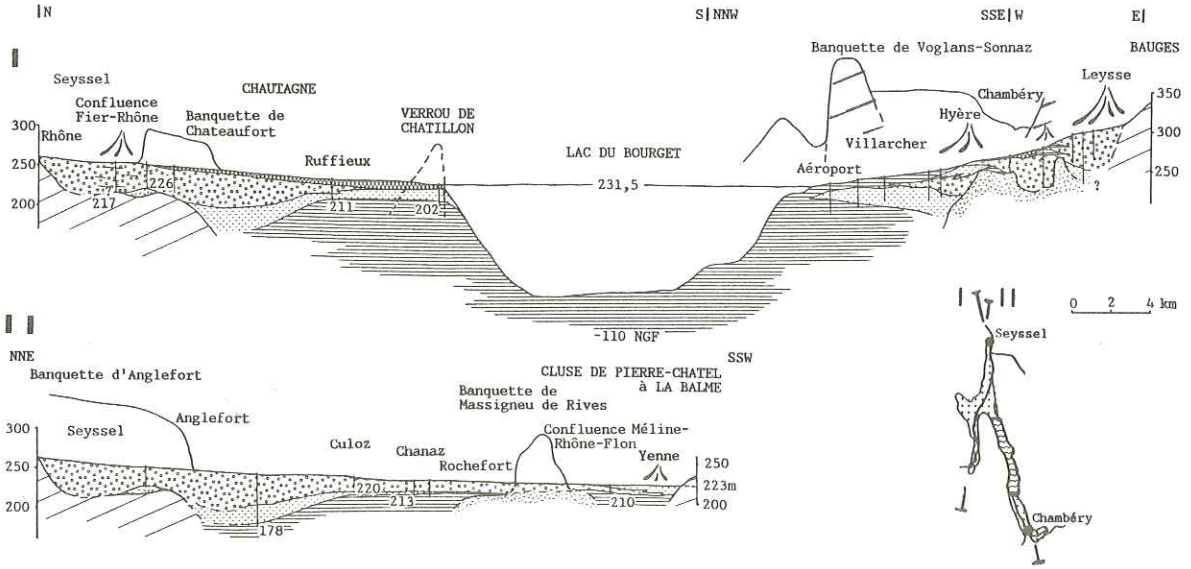


FIG. 4 : VAL DU BOURGET (Profil 3)

La Chautagne, pour sa part, n'est surcreusée qu'en aval d'Anglefort, où le comblement dépasse la soixantaine de mètres. En effet, entre Seyssel et Anglefort, les sondages atteignent le substratum molassique ou morainique sous 36 m de matériaux graveleux à lentilles limono-argileuses à 2 km au Sud de Seyssel, et sous 26 m de sables graveleux au niveau du barrage de Motz. A l'aval de ce verrou ennoyé par les alluvions, le comblement de la vallée consiste en une trentaine de mètres de graviers plus ou moins sableux recouvrant des sables graveleux de plus en plus sableux vers

le bas (cote + 178 m à l'usine de Chautagne). La partie est de la Chautagne ne comporte qu'une sédimentation très fine avec un manteau tourbeux au-desus de la cote 224 m, tandis que la partie ouest où se trouve le cours du Rhône, est constituée par des alluvions grossières de 10 à 12 m d'épaisseur. Reposant tantôt sur des sables fins tantôt sur des argiles bleues vers la cote 218 - 219 m (Bravard, 1981) un verrou de molasse couronné d'alluvions anté-glaciaires würmiennes et de moraine transparaît au niveau de Massigneu de Rives. L'exutoire de ce vaste domaine lacustre est la cluse de Pierre-Chatel, dont le niveau de base est actuellement régulé par les calcaires à la cote 223 m.

Le grand lac du Bourget post-glaciaire würmien a donc vu son niveau baisser assez régulièrement de 275 m jusqu'au seuil de 223 m puis, isolé de l'exutoire de Pierre Châtel par la progradation du delta du Rhône, ce niveau est remonté d'au-moins 9 m dont 5,5 m depuis le Néolithique final.

4. La vallée de l'Isère (figure 5).

Longue de 150 km entre Albertville en Savoie et Rovon au Sud de Grenoble, cette vallée a été surcreusée par les glaciers isérois alimentés en rive gauche par les glaciers locaux de Belledonne et le glacier Romanche-Drac. Le seuil molassique de Rovon délimite vers le Sud le surcreusement glaciaire localement rétréci par la cluse de Grenoble. Toute cette vallée à valeur de méga-ombilic, globalement parallèle aux structures (sillon subalpin) est installé dans les marnes et marno-calcaires du Jurassique moyen jusqu'à Grenoble et au contact molasse-massif subalpin au SW. Seule la cluse de Grenoble entre Chartreuse et Vercors est perpendiculaire et impose un brusque coude à la vallée. La base de l'auge glaciaire n'a jamais été atteinte. Elle se situe à plus d'une centaine de mètres de profondeur tout au long de la vallée pour dépasser 400 m à Grenoble, soit au-dessous de la cote - 177 m NGF.

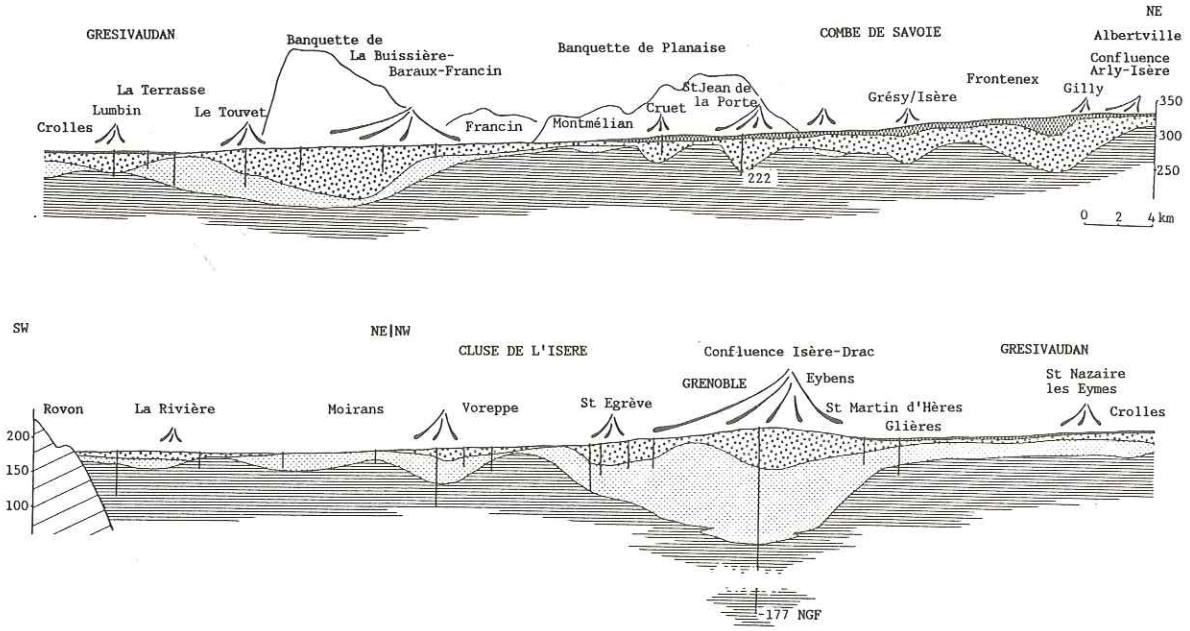


FIG. 5 : VALLEE DE L'ISERE ENTRE ALBERTVILLE ET ROVON (Profil 4)

Un remplissage silto-argileux est général jusqu'à la cote 300-310 m vers Albertville. La partie inférieure de ce matériel lacustre comprend des intercalations plus grossières de sables, de graviers, voire de galets consolidés par des argiles (sondages de Lancey, Rondeau,...). Vers l'aval de l'ombilic, les argiles passent à des sables fins (sablons). Des apports latéraux grossiers s'intercalent localement: deltas de l'Arly à Albertville, du Bréda à Pontcharra, du Drac à Grenoble... pour les principaux.

Vers l'amont, dans la Combe de Savoie, les galets et les graviers ravinent les argiles tandis que dans le Grésivaudan et la Cluse de Grenoble les graviers succèdent en général aux sablons et sables graveleux, témoignant de la persistance d'un milieu lacustre en aval. Latéralement, les cônes de déjection superficiels se prolongent par des deltas grossiers bien circonscrits en profondeur. Il est fréquent qu'en rive opposée, les sables et/ou les argiles apparaissent dès quelques mètres sous la surface du sol.

La correspondance entre les cotes atteintes par la puissante série argilo-silteuse et les niveaux des plans d'eau würmiens à holocènes est plutôt délicate s'agissant des niveaux élevés. Il faut voir là, dans un premier temps, des plans d'eau bloqués par des glaces résiduelles. Quelques traces latérales subsistent dans le Bas Grésivaudan et la cluse de Grenoble : terrasses du Croset (400 m), du Crey (245 m), de Saint-Jean-de-Moirans (225 m)... L'évolution du plan d'eau du Grésivaudan est nettement mieux connue depuis 26500 BP environ (cote 245 m) jusqu'à son comblement final autour de 2125 BP (cote 185 m) (Monjuvent et Nicoud, 1985).

Un plancher alluvial sablo-graveleux est par ailleurs présent tout au long de la vallée. Légèrement encaissé dans les sédiments lacustres, il ne dépasse pas 4 à 5 m en rive gauche de l'Isère dans la Combe de Savoie, 6 à 10 m dans la cluse de Grenoble et à son aval.

5. Le bassin de Saint-Laurent du Pont (figure 6).

Creusé dans le synclinal molassique du front de la Chartreuse, ce bassin est constitué par un remplissage important dont le fond n'a pas été atteint par les sondages mécaniques ; il dépasse 115 m à Saint-Laurent du Pont (cote 285 m), 55 m à Saint-Christophe (cote 345 m) et 45 m à Entre-Deux-Guiers. L'exutoire de cet ombilic, aux Gorges de Chailles, est à la cote d'environ 350 m. Le remplissage comporte des sédiments de fond de lac (sables, argiles) jusqu'à la cote 375 m. Au débouché des torrents du Merdaret au Sud, du Guiers Mort à Saint-Laurent du Pont et du Guiers Vif à Saint-Christophe au Nord, de grosses masses de matériaux caillouteux, deltaïques jusqu'à la cote 375 m au moins et torrentiels au-dessus, se sont accumulées. Au centre de l'ombilic, entre les cônes torrentiels superposés en continuité aux deltas, on ne rencontre plus que du matériel fin de décantation. Peut être masque-t-il un substratum molassique qui, dans ce cas, aurait séparé le bassin de Saint-Laurent du Pont en 2 petits ombilics ?

En amont de Saint-Joseph de Rivère, le cône torrentiel du Merdaret est interstratifié de niveaux palustres (argiles plus ou moins organiques, niveaux tourbeux) datés à 21 m de profondeur (cote 384 m) de 11.150 ± 70 BP (Biju-Duval et Hannss, 1985). Il en résulte que tous les dépôts, tant palustres que torrentiels, dont le niveau dépasse la cote 384 m, sont postérieurs.

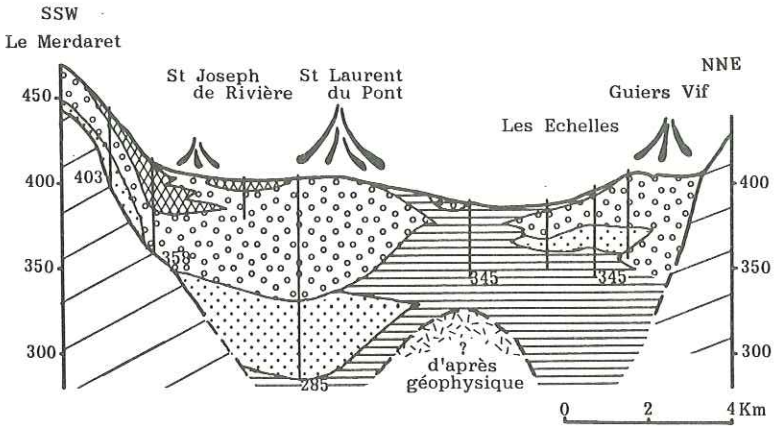


FIG. 6 : BASSIN DE SAINT-LAURENT DU PONT (Profil 5)

6. Le Rhône de la cluse de la Balme à Sault-Brénaz (figure 7).

De la cluse de la Balme au seuil rocheux de Sault-Brénaz, les trois bassins de Peyrieu, du Bouchage et de Malville, de dimensions très inégales, sont de profonds surcreusements dont les sondages (EDF, CNR) n'ont pas atteint la base. Façonnés par le glacier würmien du Rhône, ils se sont transformés en lacs lors du retrait du glacier, de niveaux distincts et ayant évolué séparément et différemment.

Le bassin de Malville, à l'aval, est peut être le plus profond (base non atteinte à la cote + 23,75 m, seuil rocheux de Sault-Brénaz à la cote 200 m). En amont, le bassin du Bouchage a été reconnu jusqu'à la cote +106,60, celui de Peyrieu jusqu'à la cote +153. Le bassin de Malville était isolé des deux autres par l'étroit défilé rocheux de Malarage, alors que ces derniers pouvaient communiquer par le resserrement de Trémurs. Leurs remplissages sont identiques dans les parties basses : sédiments fins de fond de lac (argiles, silts, sables, lentilles graveleuses), montrant de considérables et rapides variations de faciès dûs aux affluents (Guiers, Rhône, etc...). Mais leurs colmatages finaux sont très différents, en fonction de leur évolution paléogéographique propre.

Le bassin de Malville a été entièrement rempli par des sédiments lacustres jusqu'à une altitude de 210 - 215 m au moins, puis fluvio-glaciaires terminaux (terrasse de Malville d'altitude 225 m). Le lac était donc non seulement d'ombilic, mais de barrage en aval du seuil de Sault-Brénaz, par un obstacle aujourd'hui disparu, probablement un lobe de glace morte à l'intérieur des moraines frontales de Lagnieu.

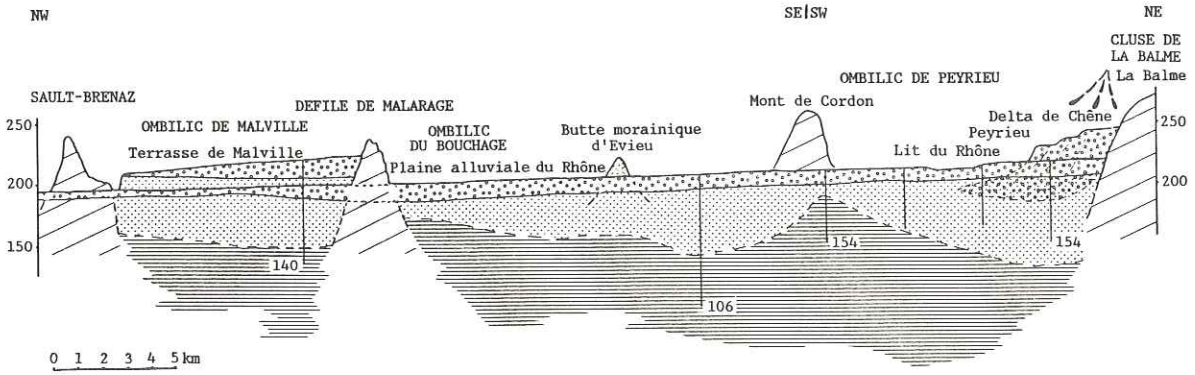


FIG. 7 : HAUT RHONE DE LA CLUSE DE LA BALME A SAULT-BRENAZ (Profil 6)

Le bassin du Bouchage est aussi un ombilic (seuil rocheux de Malarage, 185m), mais il ne montre aucun colmatage au-dessus de la basse plaine alluviale du Rhône. La terrasse glacio-lacustre de Brégnier-Cordon -Murs et les cailloutis deltaïques de Veyrins-Thuellins ne sont que des dépôts latéraux de kame, sédimentés entre les versants et la glace en fusion. Les dépôts lacustres, uniquement de fond de lac, ont été réglés par l'érosion du barrage aval de la terrasse de Malville, et ne dépassent pas une altitude de 205 m.

Quant au bassin de Peyrieu, en amont, il montre un beau complexe de terrasses deltaïques étagées au débouché du Furans, témoignant de l'existence d'un plan d'eau éphémère de niveau 240 - 245 m. Les apports grossiers provenaient non pas de l'actuelle vallée du Rhône, mais d'un chenal aujourd'hui fossile issu de l'amont de la cluse des Hôpitaux. Un obstacle dont il ne reste aucune trace existait donc en aval, après le défilé de Trémurs, dans le bassin du Bouchage. Cet obstacle ne pouvait être qu'une énorme masse de glace morte stagnant dans l'ombilic du Bouchage, coupée du glacier du Rhône retiré dans le bassin du Bourget. Elle retenait le lac de Peyrieu en amont, alimentait le lac de Malville en aval, en sédiments fins d'abord puis grossiers ensuite. Sa fusion, probablement lente, a laissé un dernier lac (Le Bouchage) retenu par la terrasse de Malville.

7. Le Drac à l'amont de l'ombilic de Grenoble (figure 8).

Au contraire des vallées surcreusées du Nord de Grenoble, où les dépôts lacustres se trouvent en profondeur, sous le plancher alluvial actuel, le Drac, au Sud, est une vallée suspendue où le substratum est partout affleurant entre le verrou de Beaufin et la plaine alluviale de l'Isère. L'absence de surcreusement est due à la faiblesse des glaciers du Drac (situation méridionale, relative exiguïté du bassin), surtout lors de la dernière glaciation. En effet, aucun glacier n'a occupé la vallée entre le front remontant du glacier de l'Isère jusqu'en amont de Sinard, en aval, et le Champsaur envahi par les glaciers du Haut-Drac, en amont. Dans cet espace, un lac s'est établi, réglé par le niveau des glaces de l'Isère, s'élevant à mesure qu'elles progressaient, envahissant progressivement le bassin de l'Ebron (Trièves) puis le Drac moyen (Beaumont). D'abord unique, il a été rapidement partagé en deux par le glacier latéral de la Bonne et ses moraines terminales de la Mure-Peychaud : lac de Beaumont (900 m) en amont, du Trièves (800 m) en aval. Ces lacs pouvaient atteindre une profondeur de 200 à 300 m. Ils se sont entièrement remplis de sédiments fins lités (argiles, silts, sables), de faciès généralement plus argileux en aval (Trièves), plus sableux en amont (Beaumont). Des apports grossiers d'amont (Drac) et latéraux (Souloise, Croix de la Pigne), issus de glaciers locaux, se sont intercalés dans les sédiments du lac du Beaumont sans constituer de véritables deltas. Le glacier de la Bonne, baigné par les lacs, n'a eu qu'une influence minime sur leur sédimentation. L'épisode lacustre s'est achevé par un alluvionnement fluviatile grossier peu épais qui a constitué deux plaines alluviales étagées : celle du Beaumont bien conservée rive gauche (terrasse de Corps - Saint Sébastien), en amont celle du Trièves très démantelée par l'érosion postérieure du Drac (terrasses résiduelles de Saint Jean d'Hérans, Villard-Julien), en aval.

La durée de cet épisode glacio-lacustre würmien ne peut être estimée faute de données chronologiques. Son début est inconnu mais son achèvement est antérieur à l'intervalle 34300 - 27400 BP durant lequel s'est édifiée la basse terrasse deltaïque du Crey (246 m) dans l'ombilic de Grenoble (Hannss, 1973). Il a été assez long pour permettre le dépôt de 250 à 300 m de sédiments lacustres fins dans l'axe des vallées, puis une érosion verticale de 300 à 400 m dans ces alluvions lacustres, les épais cailloutis fluvio-glaciaires sous-jacents et certaines sections épigéniques du substrat (350 m au moins à Monteynard).

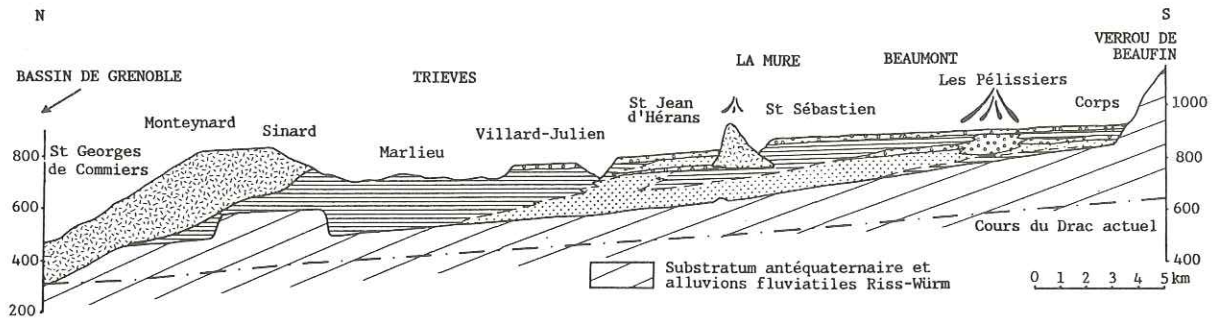


FIG. 8 : VALLEE DU DRAC DU VERROU DE BEAUFIN A LA PLAINE DE GRENOBLE (Profil 7)

III. CONCLUSION.

a. La diversité des lacs.

L'étude des modalités de la sédimentation dans ces anciens lacs conduit à en distinguer deux types principaux, en relation avec la présence ou l'absence de glace :

1. Les lacs glaciaires s.l. où la glace joue un rôle direct selon deux schémas :

1.1.-Les lacs d'obturation glaciaire où l'existence des plans d'eau et leur sédimentation sont conditionnées par la présence des glaciers (paléolacs würmiens du Drac).

1.2. - Les lacs de déglaciation, déterminés par la présence de masses de glaces mortes abandonnées par un glacier qui s'est retiré loin en amont (Haut-Rhône).

2. Les lacs post-glaciaires s.l., où la glace n'intervient plus directement. Il en existe deux catégories :

2.1. Les lacs post-glaciaires "originels", occupant les vallées immédiatement après le départ des glaciers (Annecy, Le Bourget, Vallée de l'Arve, ...).

2.2. Les lacs post-glaciaires "superposés", résultant d'un barrage local, catastrophique (écroulement de la Madeleine - lac de Bessans, Haute-Maurienne; écroulement de Villard/Doron - Lac de Beaufort - Beaufortin), ou non (cône de déjection de La Chapelle - lac de Saint Rémy, Maurienne), où les dépôts lacustres peuvent se superposer à des dépôts "originels" antérieurs.

b. La variabilité des dépôts.

Dans tous ces lacs, la sédimentation subit des variations de faciès dues plus aux dimensions des plans d'eau (profondeur, longueur, largeur) et aux apports des affluents qu'aux conditions climatiques et à la présence de glaces actives ou mortes : dépôts fins argileux à la base et à l'aval, devenant de plus en plus sableux vers le haut et l'amont, sur des puissances pouvant être considérables (plurihectométriques). Cet arrangement est perturbé très localement par des apports latéraux grossiers (deltas), suivis par la progradation deltaïque des alluvions grossières d'amont. Cette sédimentation lacustre est surmontée par l'alluvionnement fluviatile superficiel général dans lequel viennent se fondre les cônes de déjection torrentiels superposés aux deltas. Mais de nombreuses inconnues demeurent :

- inconnues sur la géométrie des cuvettes lacustres. Le fond des surcreusements n'a jamais été atteint, ou très localement et latéralement, par les forages : plus de 400 m à Grenoble, au moins 200 m à Malville, dans un bassin très réduit. Les épaisseurs de sédiments lacustres reconnues sont donc seulement minimales.

- Inconnues sur la genèse et la géométrie des sédiments grossiers. En sondages, il est souvent difficile de différencier le faciès deltaïque du faciès fluviatile, généralement plus grossier et moins sableux.

- Inconnues ou incertitudes sur la chronologie des remplissages, tant lacustres de fond que fluviatiles de surface : il n'existe aucune date sur le début de la sédimentation lacustre des vallées, ni même sur l'abandon des vallées par les glaciers (à l'exception du Bas Grésivaudan).

Quant aux éléments datés dans les sédiments superficiels, fluviatiles ou deltaïques (bois flottés ou moins fréquemment fragments de tourbe transportés), l'incertitude réside dans l'âge de leur fossilisation et dans ses modalités, par suite des phénomènes de chenalisation pouvant conduire à de multiples remaniements.

En résumé, le fait majeur reste que l'essentiel de la sédimentation dans les grandes vallées a été lacustre et de texture fine. Les alluvions grossières ne constituent que des différenciations locales , d'épaisseur parfois pluri-décamétrique (deltas puis cônes torrentiels latéraux), ou réduite (pellicule fluviatile superficielle terminale, généralement ravinante).

c. La répétition des phénomènes lacustres à chaque glaciation.

Les remplissages lacustres postérieurs à l'épisode glaciaire rissien sont assez bien connus aujourd'hui. Ils sont largement visibles dans les banquettes perchées le long de certaines vallées : Anglefort et Massignieu de Rives sur le Haut-RHône, Voglans, Sonnaz et La Motte-Servolex dans la cuvette du Bourget, Planaise dans la Combe de Savoie, Francin et Barraux dans le haut-Grésivaudan (Nicoud, 1981), et Champagnier-Eybens dans l'ombilic de Grenoble. Ils présentent la même succession argiles litées - silts - sablons que les remplissages lacustres post-glaciaires würmiens. Ils sont localement recouverts par les lignites feuilletés inter glaciaires Riss-Würm s.l. (Chambéry, Grésivaudan). Ils présentent aussi les mêmes différenciations sédimentaires locales (deltas de Planaise, La Gache, Champagnier dans l'ancien lac du Grésivaudan, d'Anglefort et du Sierroz dans l'ancien lac du Bourget). Ils témoignent de l'existence de paléolacs postérieurs au retrait des glaciers rissiens, de niveaux supérieurs d'une cinquantaine de mètres à leurs homologues plus récents, et d'étendue encore plus considérable (Monjuvent et Nicoud, 1985).

Ces formations lacustres puis palustres interglaciaires s.l. sont surmontées généralement d'une couverture fluviatile grossière généralisée, qui formait de vastes plaines alluviales. Les glaciers würmiens ont profondément taillé dans ce remplissage, jusqu'à un niveau encore inconnu, créant les surcreusements dans lesquels les dépôts lacustres post-glaciaires würmiens sont aujourd'hui emboîtés.

REFERENCES CITEES

Baconnais G., Doudoux G. et Nicoud G. (1981) - Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'Avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrogéologiques. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 292, Série II, p. 1313 - 1318.

Baudoin F. (1984) - Hydrogéologie de l'Avant-paysde Chartreuse (Isère). Thèse 3ème cycle, Géol. Appl., USTMG, Grenoble.

Biju-Duval J. et Hannss C. (1985) - La morphogenèse de la cuvette de Saint-Laurent du Pont (Isère) et de sa bordure, du Würm à l'Holocène. Rev. géogr. alp., Grenoble, LXXIII, 3, p. 313 - 319.

Bourdier F. (1962) - Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et préhistoire. Ed. du CNRS Paris, 2 vol.

Bravard J.P. (1981) - La Chautagne. Inst. des Etudes rhodaniennes des Universités de Lyon. Mémoire et documents, t. 18.

Finckh P., Kelts K. et Lambert A. (1984) - Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1118 - 1128.

Fourneaux J.C. (1976) - Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble . Géol. alpine, Grenoble, t. 52, p. 31 - 72.

Hannss C. (1973) - Conséquences morphologiques de nouvelles datations au C14 dans le sillon alpin près de Grenoble. Rev. géogr. alp., Grenoble, LXI, p. 179 - 201.

Hannss C. (1984) - La constitution des plaines alluviales et leurs rebords dans la vallée de l'Isère entre l'embouchure de l'Arc et le bassin de Moirans, ainsi que de la plaine alluviale de la Leysse dans le val du Bourget. Rev. géogr. alp., Grenoble, LXXII, 2-3-4, p. 439 - 456.

Monjuvent G. (1978) - Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. 1 vol., Institut Dolomieu, USTMG, Grenoble.

Monjuvent G. et Uselle J.P (1973) - Interprétation des "argiles" d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage INQUA 1969. Bull. AFEQ, Paris, n° 35, p. 103 - 128.

Monjuvent G. et Nicoud G. (1985) - Les paléo-lacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy (France). Coll. INQUA-CERLAT, Le Puy, sous presse.

Nicoud G. (1981) - Les dépôts pleistocènes du bassin chambérien et du Nord-Grésivaudan. Enseignements paléogéographiques. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 292, Série II, p. 101 - 104.

Perroud G. (1982) - Géologie et hydrogéologie des bassins versants du Coisin et du Bas Gelon (Savoie). Thèse 3ème cycle, Géol. appl. USTMG, Grenoble.

REMERCIEMENTS

Nous remercions tout particulièrement pour leur contribution, Messieurs Baconnais et Berthier, au service de l'Hydraulique du Conseil Général de la Haute-Savoie, Requillart et Morel, de la Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt de Savoie, et Biju-Duval de la Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt de l'Isère.

TABLE ALPHABETIQHE

Arnaud 121
Atrops 179
Avril 69
Basso 19
Beaudoin 25,113,187,215
Becq-Giraudin 5
Blanc 273, 357
Bonvalot 443
Borel 167
Cabrol 227
Chaplet 299
Clauzon 427
Coadou 113
Cojan 187
Conrad 39
Courel 103
Cula 103
Curial 167, 391
Debelmas 131
Deconincq 203
Deharveng 329
Delfaut 47
Doudoux 299
Dubar 451
Ducreux 397
Dumas 403
Durand 69, 247
Evans 389
Fabre 319
Ferry 167, 179, 197, 209
Friès 215, 227
Gidon 319, 417
Giot 5
Gonzalez 5
Gouardia 313
Guieu 247
Ivaldi 313, 343
Jaillard 143
Jean 357
Joseph 187, 227
Kerckhove 235, 273, 357, 371
Lami 319
Lereus 235
Levert 209
Lopez 91
Maillet-Guy 457
Mercier 25
Mettraux 157
Monier 167
Monjuvent 457
Monleau 121
Nicoud 457
Nury 247
Odin 39
Pairis 273,283,319,357,371,417
Perriaux 69,273,329,357
Philip 247
Pupin 81
Ravenne 329
Redondo 247
Riche 409
Stapf 39
Tardy 299
Toutin-Morin 47,57
Traoré 69
Trémolières 409
Tribovillard 173
Uselle 69
Vernet 33
Vinchon 57
Wildi 379