



HAL
open science

Le Crétacé supérieur marin des Corbières orientales (30 avril 1982)

Michel Bilotte, Pierre Freytet

► **To cite this version:**

Michel Bilotte, Pierre Freytet. Le Crétacé supérieur marin des Corbières orientales (30 avril 1982). Excursion du Groupe Français du Crétacé, 1980, Série "Excursion", 59 p. hal-00734208

HAL Id: hal-00734208

<https://hal.science/hal-00734208>

Submitted on 21 Sep 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.

30 Avril 1982

LE CRETACE SUPERIEUR MARIN
DES CORBIERES ORIENTALES

par

M. BILOTTE

avec la collaboration de

P. FREYTET

LIVRET - GUIDE

Réalisation technique P. EICHENE, M. FILHASTRE et Y. HANNACHI.

Laboratoire de Géologie
Université Paul-Sabatier
39, allées Jules-Guesde, Toulouse

I N T R O D U C T I O N

CADRE STRUCTURAL

PRINCIPALES UNITES STRATIGRAPHIQUES

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

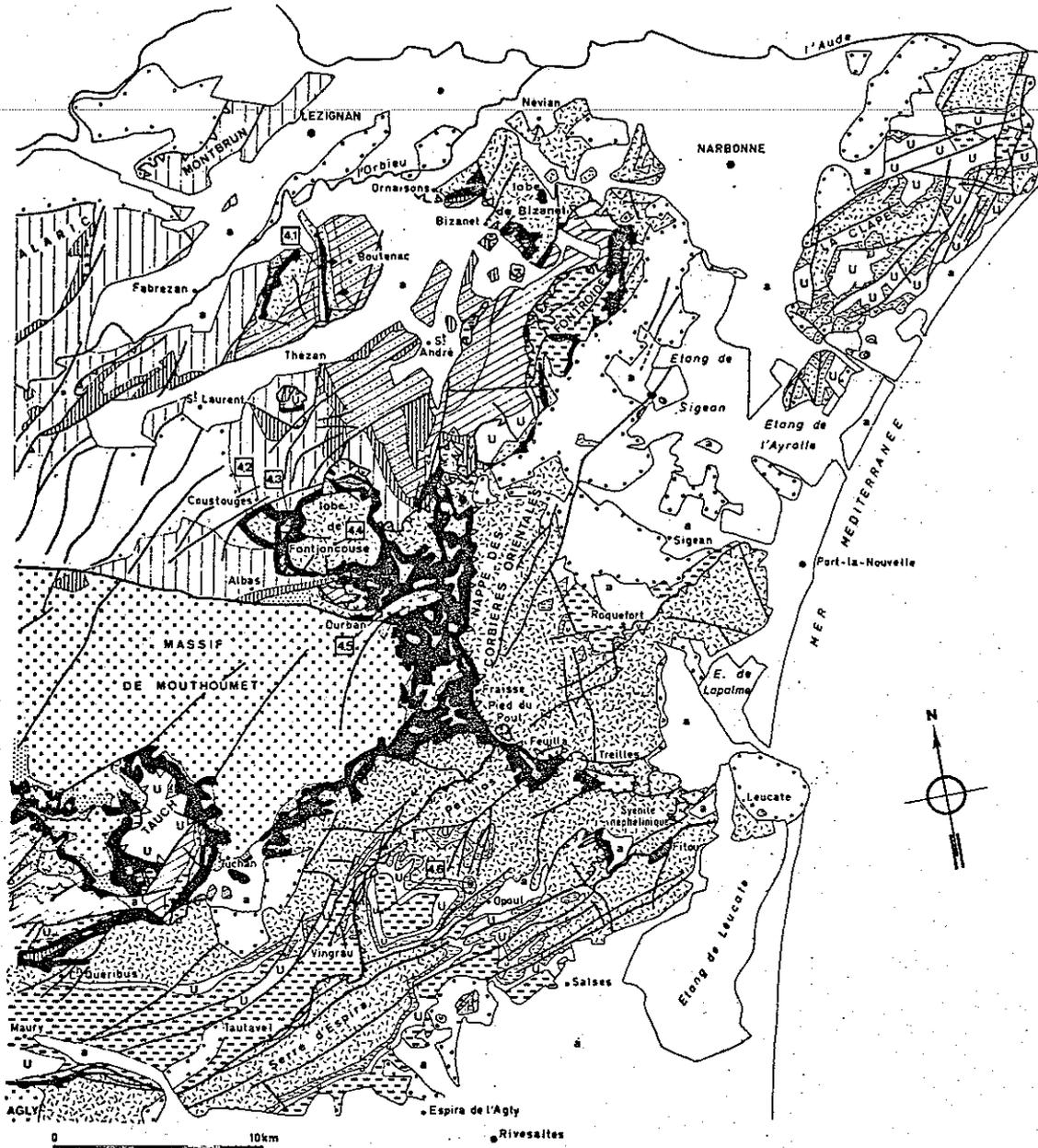
R E M E R C I E M E N T S

Je dois ma participation à cette réunion du Groupe Français du Crétacé à notre Collègue P. FREYTET qui a eu l'obligeance de me confier la présentation de la partie "marine" de l'excursion alors que celle-ci a déjà fait l'objet de ses recherches dans le cadre d'un Doctorat d'Etat.

Les larges emprunts faits à son travail montrent la concordance de nos idées, sur ce domaine.

C'est donc en commun que nous remercierons les Spécialistes qui ont apporté leur contribution à l'étude de ce Crétacé supérieur marin : Madame R. DAMOTTE (Ostracodes) et Messieurs M. COLLIGNON † (Ammonite), C. BOULOUARD et J. MEDUS (Pollens), J. PHILIP (Caprinidé).

Fig. 1. - Carte géologique de la nappe des Corbières Orientales (par M. BILOTTE et B. PEYBERNÈS)



- | | |
|---|---|
| □ | NEOGENE et QUATERNAIRE : Dépôts post-orogéniques. |
| b | PALEOGENE { b : séries continentales (Pdg de Palassou et molasses syn- à post-pyrénéennes).
a : séries marines de plate-forme. |
| a | |
| ▨ | CRETACE TERMINAL - PALEOCENE : molasses continentales post-laramiennes. |
| ▧ | SENONIEN SUPERIEUR : séries marines de comblement. |
| b | CENOMANIEN à SENONIEN INFERIEUR { b : séries de plate-forme.
a : séries à turbidites (Flysch à Fucoïdes). |
| a | |
| ▩ | Métamorphisme des terrains secondaires antécénomaniens. |
| b | CRETACE MOYEN : séries à turbidites { b : Flysch externe noir.
a : Flysch interne ardoisier. |
| a | |
| b | APTIEN SUPERIEUR à ALBIEN MOYEN { b : Marnes à <i>Hypacanthoplites</i> .
a : calcaires urgoniens. |
| a | |
| ▨ | APTIEN INFERIEUR (Marnes à <i>Deshayesites</i>) ; Aptien inférieur à Albien métamorphique. |
| ● | Bauxites |
| ▨ | JURASSIQUE à BARREMIEN |
| ▨ | TRIAS MOYEN à SUPERIEUR (et ophites) |
| ▨ | STEPHANIEN et PERMO-TRIAS : molasses continentales post-hercyniennes. |
| ▨ | Hercynien |

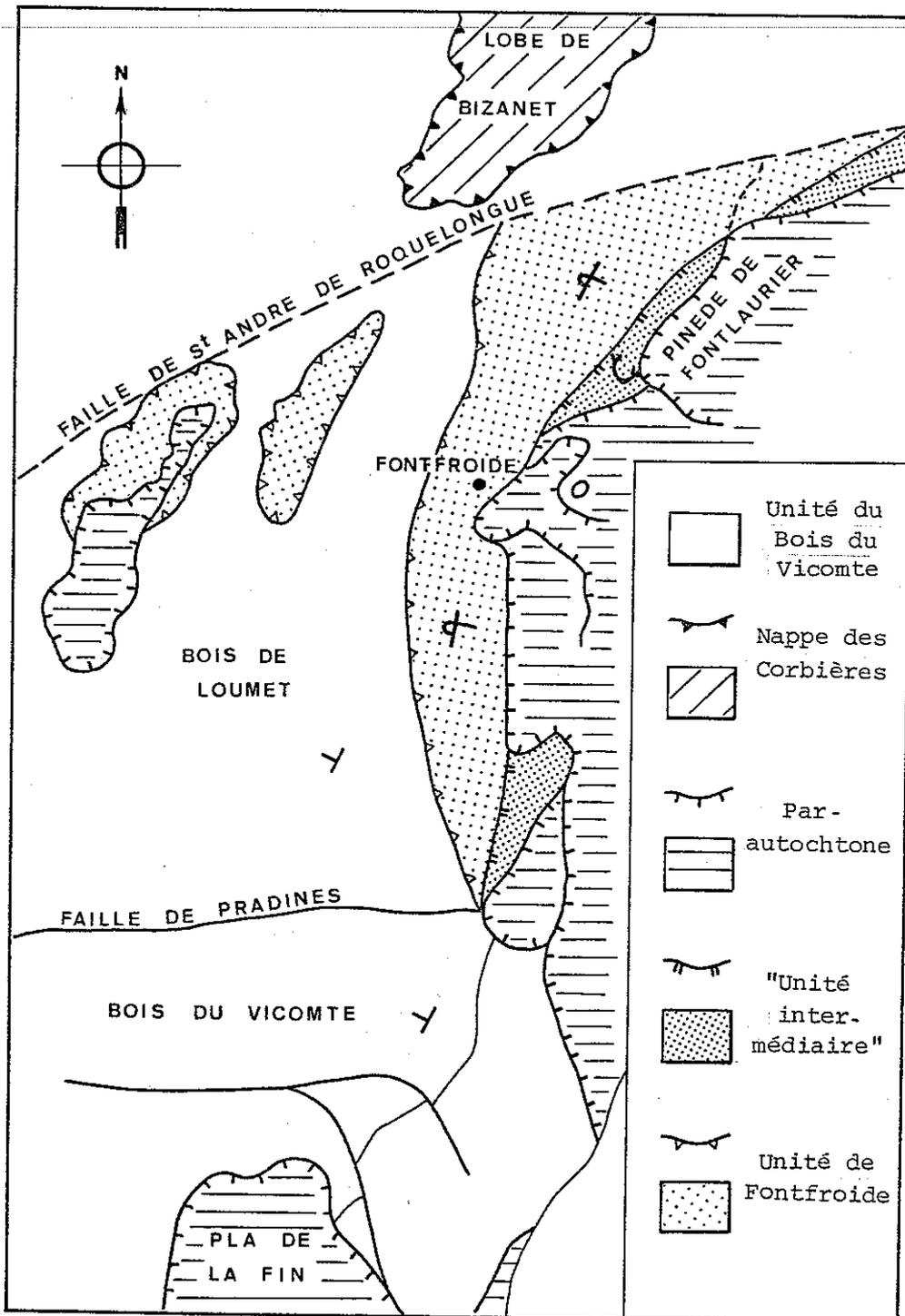


Fig. 2. - Les unités structurales du chaînon de Fontfroide.

I - CADRE STRUCTURAL.

Dans les Corbières orientales le Crétacé supérieur affleure (fig. 1) :

- dans le chaînon de Fontfroide, en demi-fenêtre entre les lobes de Bizanet et de Fontjoncouse, où il sert d'autochtone à la "nappe des Corbières" ;
- dans les plis de Boutenac où il occupe le coeur des structures synclinales ;
- à la Pinède de Durban, dans une position structurale complexe, entre la couverture mésozoïque réduite du massif de Mouthoumet et le lobe de Fontjoncouse de la "nappe des Corbières".

A : *Le chaînon de Fontfroide.*

Dans le chaînon de Fontfroide le Crétacé supérieur se répartit entre trois unités structurales différentes (fig. 2) :

- au N.NE de Fontfroide, dans une étroite bande, d'allure synclinale, pincée au front de l'Albien parautochtone (unité intermédiaire de P. FREYTET, 1970) ;
- dans l'unité de Fontfroide, où la série renversée plonge vers l'Est avec un pendage voisin de 70° ;
- dans l'unité du Bois du Vicomte, où la série est normale et plonge régulièrement vers l'Ouest avec un pendage de l'ordre de 30°.

B : *Les plis de Boutenac.*

Le Néocrétacé y est connu, à l'Ouest, dans le synclinal de Laval et à l'Est, dans le synclinal de Boutenac. Il repose transgressivement sur le Lias inférieur qui apparaît dans les anticlinaux des Palais et de Barrylongue.

C : *La Pinède de Durban.*

II - PRINCIPALES UNITES STRATIGRAPHIQUES.

A : *Le Crétacé supérieur dans le chaînon de Fontfroide (fig. 3).*

- Cénomaniens supérieur

. grès quartzites à *Caprinula* ; leurs relations avec le substratum sont différemment interprétées : forte discordance angulaire (M. DURAND-DELGA, 1964) ; quasi concordance (P. FREYTET, 1970). Dans l'"unité intermédiaire" le contact est mécanique.

Fig. 3		PINEDE DE DURBAN		BOUTENAC		FONTFROIDÉ	
M. DURAND-DELGA, 65		Calcaires lacustres et palustres		?		Série fluviatile et Conglomératique de Mont-Long	
Marno-calcaires lacustres		Série fluviatile à paléosols		Série terrigène azoïque		Série fluviatile à <i>Unio</i>	
Rognacien		Série terrigène azoïque		?		Série terrigène fluviatile	
Bégudo-		Conglomérat		?		Série terrigène marine	
Fuvélien		Grès grossiers		Série terrigène et récifale de Pech Ténarel		Série terrigène et récifale de Fontfroïde	
Valdonnien		Argiles sombres		Argiles sombres ligniteuses		Grès à <i>Tissotia fourmeli</i>	
CAMPANIEN		ligniteuses		Grès à Hippuritidés		Grès à <i>Cardium villeneuveanum</i>	
SANTONIEN		?		Lias inférieur (hatched)		Argiles sombres ligniteuses	
CONIACIEN		Conglomérat		Lias inférieur (hatched)		Grès quartzites à <i>Caprimula</i>	
TURONIEN		Argiles ligniteuses		Lias inférieur (hatched)		ALBIEN	
CENOMANIEN SUP.		?		Lias inférieur (hatched)			
Substratum		APTIEN		Lias inférieur (hatched)			

- Cénomannien supérieur - Turonien

. argiles sombres, ligniteuses à faunes de Gastéropodes et de Lamellibranches de milieu saumâtre, Ostracodes et Palynoflores ;

. (?) grès à *Cardium villeneuvianum*.

- Coniacien - Santonien inférieur

. grès à *Tissotia fourneli* (Coniacien inférieur) ;

. série terrigène et récifale de Fontfroide (Coniacien supérieur - Santonien inférieur).

- Santonien supérieur

. série terrigène marine.

- Sénonien supérieur

. série terrigène fluviatile ;

. série fluviatile à *Unio* (Fuvélien) ;

. série fluviatile conglomératique de Mont Long (Bégudo-Rognacien).

B : Le Crétacé supérieur dans les plis de Boutenac (fig. 3).

- Turonien supérieur

. grès et calcaires à *Pseudovaccinites inferus* var. *praegiganteus* et *Pv. giganteus* où,

. argiles sombres ligniteuses à palynoflores des groupes *Complexiopollis* - *Turonopollis* (C. BOULOUARD, 1982).

- Sénonien inférieur

. série terrigène et récifale de Pech Ténazel, où

. argiles sombres, ligniteuses à palynoflores du groupe *Lusatipollis* puis *Papillipollis* (C. BOULOUARD, 1982).

- Sénonien inférieur

. série terrigène et fluviatile.

C : Le Crétacé supérieur de la Pinède de Durban (fig. 3).

- Cénomannien supérieur (?) - Turonien supérieur (?)

. argiles sombres, ligniteuses, à quartz bipyramidés.

- Turonien supérieur (?) - Santonien (?)

. conglomérat inférieur.

- Sénonien

- . série terrigène azoïque ;
- . série fluviatile à paléosols ;
- . calcaires lacustres et palustres.

III - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE.

L'évolution paléogéographique des Corbières orientales, pendant le Crétacé supérieur, n'a d'intérêt que si elle est intégrée dans un dispositif plus vaste englobant la terminaison orientale des Pyrénées.

Les descriptions qui vont suivre se limitent, vers l'Ouest, au méridien de la vallée de l'Aude. Elles s'appuient sur la connaissance de dispositifs sédimentaires connus, dans des régions plus occidentales de la chaîne des Pyrénées, et extrapolés à ce domaine oriental.

Ces dispositifs sédimentaires s'établissent sur :

- le tronçon navarro-languedocien (à l'Ouest de la faille de Catalogne),
avec :
 - . un sillon qui, à son maximum d'extension, va, du Sud vers le Nord, de l'accident frontal de la Haute Chaîne Primaire à la zone des Ecailles sous-pyrénéennes ;
 - . une plate-forme nord, qui englobe la zone sous-pyrénéenne *sensu stricto* (Corbières méridionales) et l'avant-pays de la "nappe des Corbières" (Corbières orientales) ;
 - . une plate-forme sud, établie sur la Haute Chaîne Primaire (H.C.P.).
- Le tronçon catalan (à l'Est de la faille de Catalogne) qui s'intègre à la plate-forme sud, mais ne reçoit de sédimentation qu'à la fin du Crétacé.

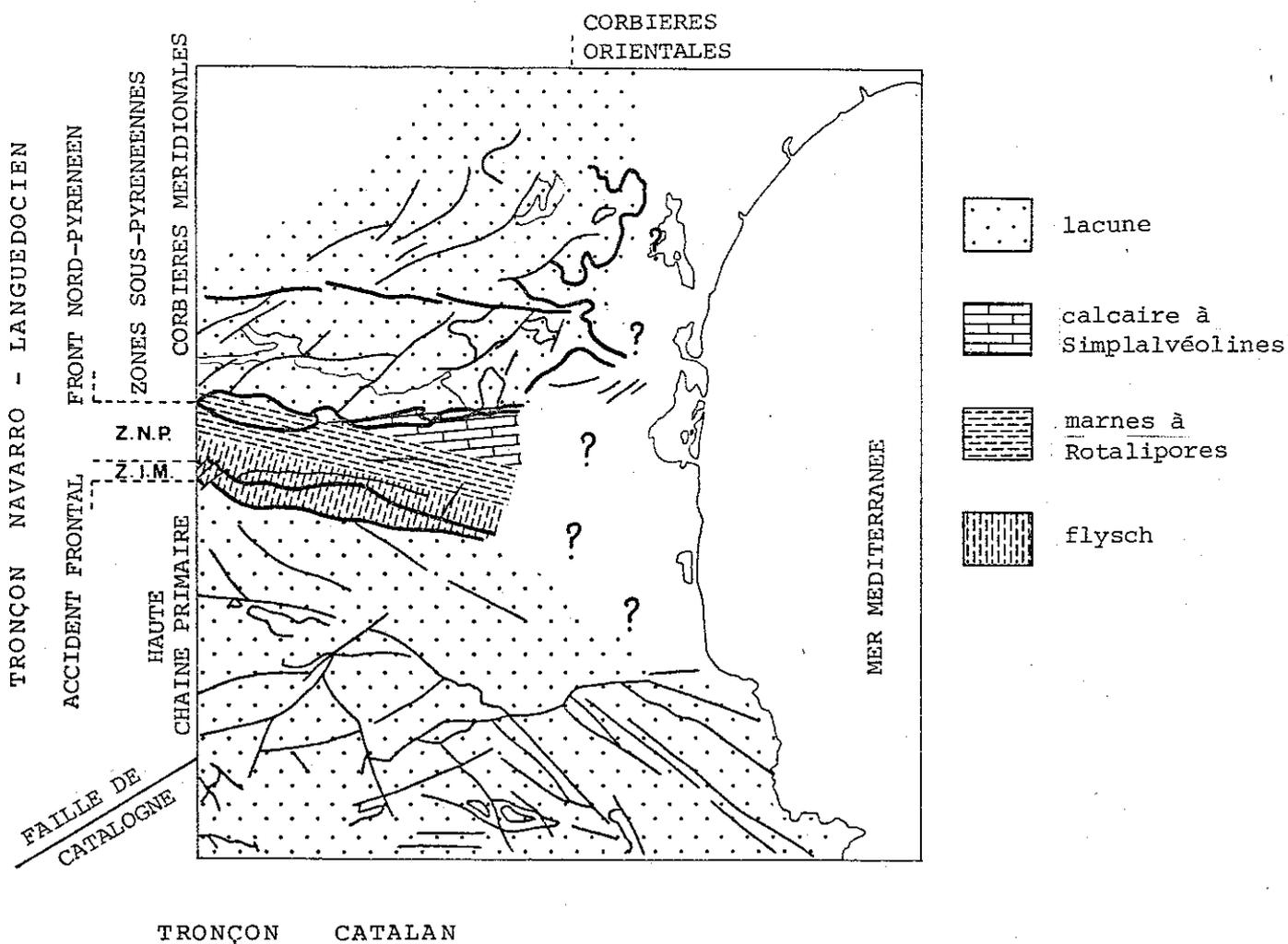
Pour la réalisation des schémas paléogéographiques il est pris comme hypothèse que la patrie des "nappes de la Pedra-Forca" se situe dans le triangle compris entre l'accident frontal de la H.C.P., au Nord, et la faille de Catalogne, au Sud-Est.

Le tableau (fig. 4) corréle les séries sédimentaires de la partie septentrionale du sillon (zone des Ecailles), de la plate-forme des Corbières méridionales (zone sous-pyrénéennes *sensu stricto*) et de la plate-forme des Corbières orientales (avant-pays de la "nappe des Corbières").

CENOMANIEN INFÉRIEUR

La sédimentation y est presque exclusivement limitée au sillon pyrénéen qui reçoit, vraisemblablement, des dépôts de type flysch sur sa marge sud, alors que la bordure nord recueille des marnes à Rotalipores de bassin circo-littoral.

Les seuls dépôts de plate-forme connus sont des calcaires à Simplalvéolines conservés dans la partie sud orientale des Corbières méridionales.



CENOMANIEN MOYEN - SUPERIEUR

A - Tronçon navarro-languedocien.

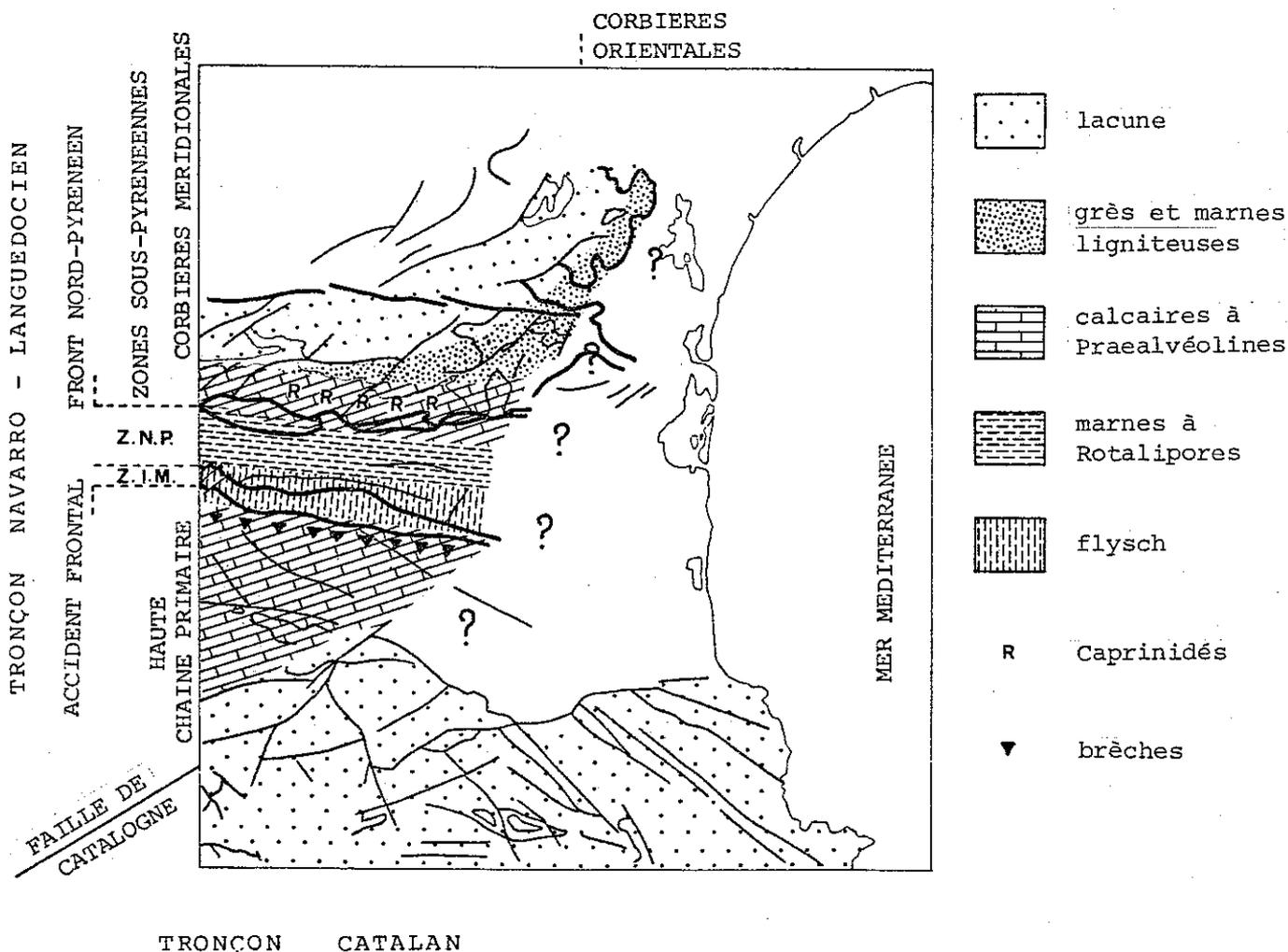
Les transgressions se généralisent sur les plates-formes bordières du sillon pyrénéen qui continue, lui, à recevoir une sédimentation de type flysch, sur sa bordure sud frangée de brèches, et de marnes de bassin circalittoral, au Nord.

La plate-forme nord se couvre : dans les Corbières méridionales, de calcaires néritiques, d'abord à Orbitolines et Préalvéolines, au Cénomaniens moyen, puis à Préalvéolines et Caporinidés, au Cénomaniens supérieur ; dans les Corbières orientales, de grès et de marnes noires ligniteuses à faunes de Gastéropodes et de Lamellibranches saumâtres.

La plate-forme sud supporte, au Cénomaniens supérieur, le calcaire à Préalvéolines.

B - Tronçon catalan.

Il reste vraisemblablement exondé.



TURONIEN INFÉRIEUR

Le schéma paléogéographique a très peu varié par rapport à la période précédente.

A - Tronçon navarro-languedocien.

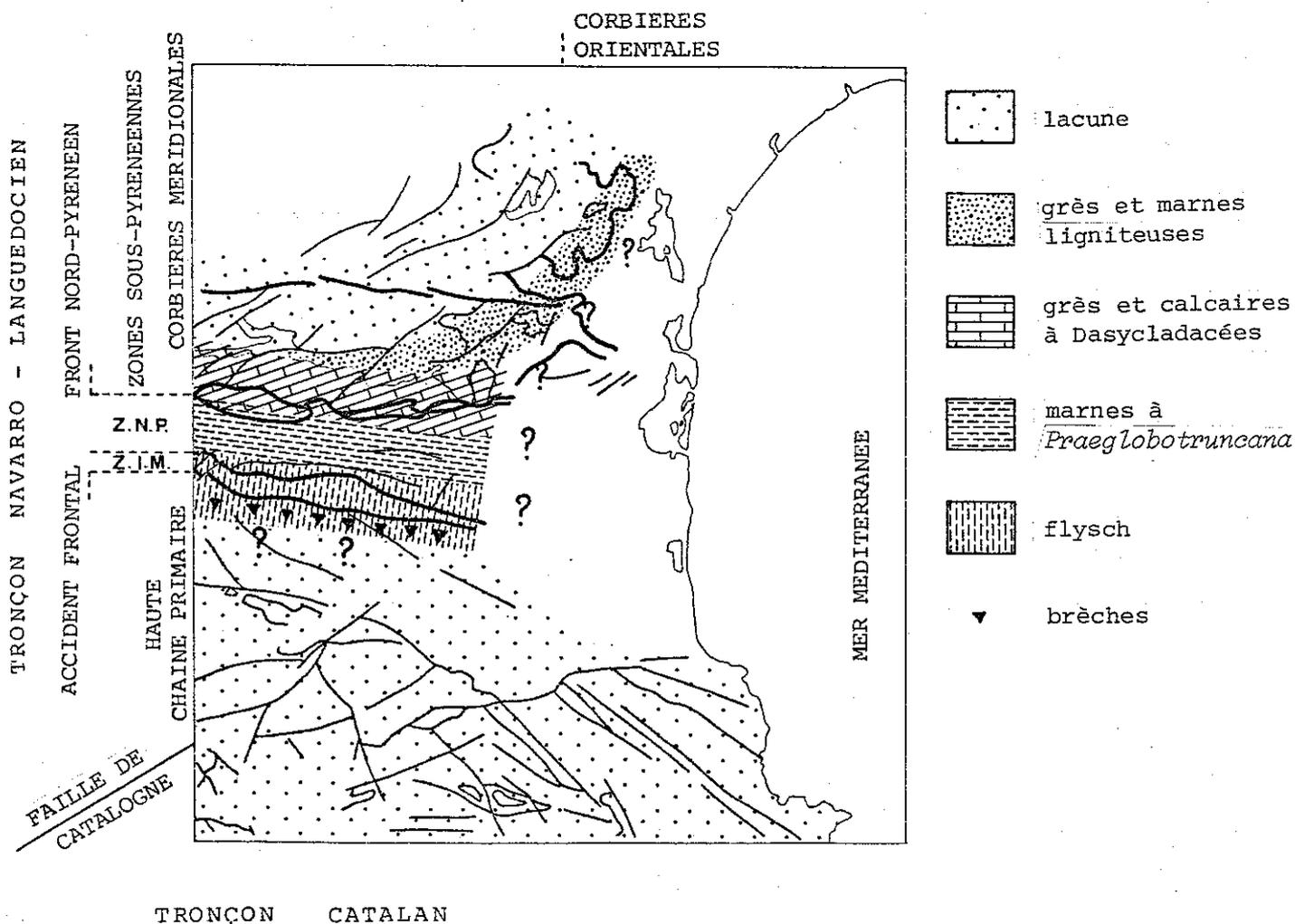
Dans le sillon pyrénéen la sédimentation ne change pas : brèches bordières et flysch, au Sud ; marnes circo-littorales à *Praeglobotruncana*, au Nord.

La plate-forme nord fixe : dans les Corbières méridionales, des grès et des calcaires à Dasycladacées ; dans les Corbières orientales, des marnes ligniteuses

La plate-forme sud est probablement exondée.

B. Tronçon catalan.

Il ne porte aucune trace d'une sédimentation turonienne.



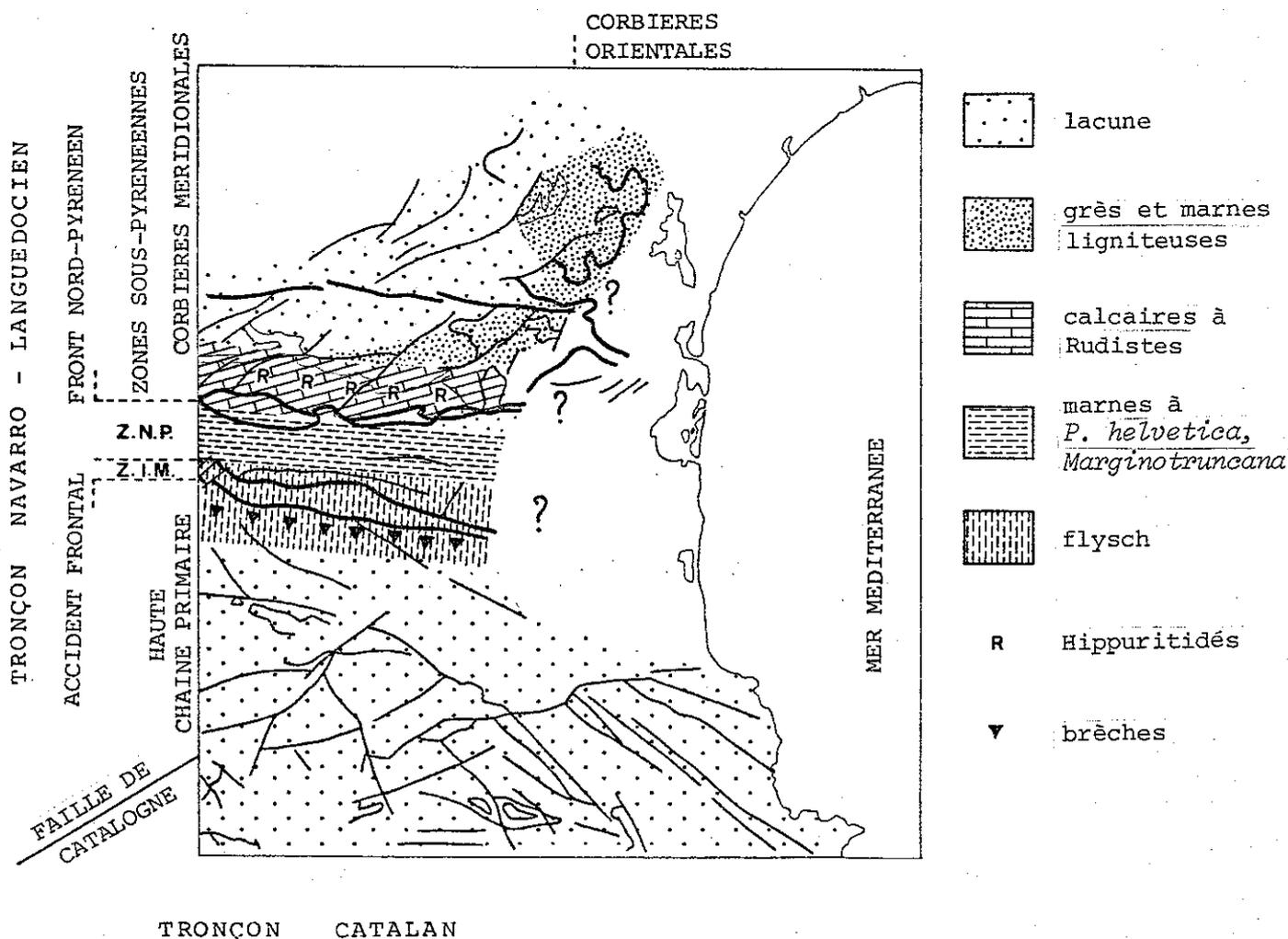
TURONIEN MOYEN - SUPERIEUR

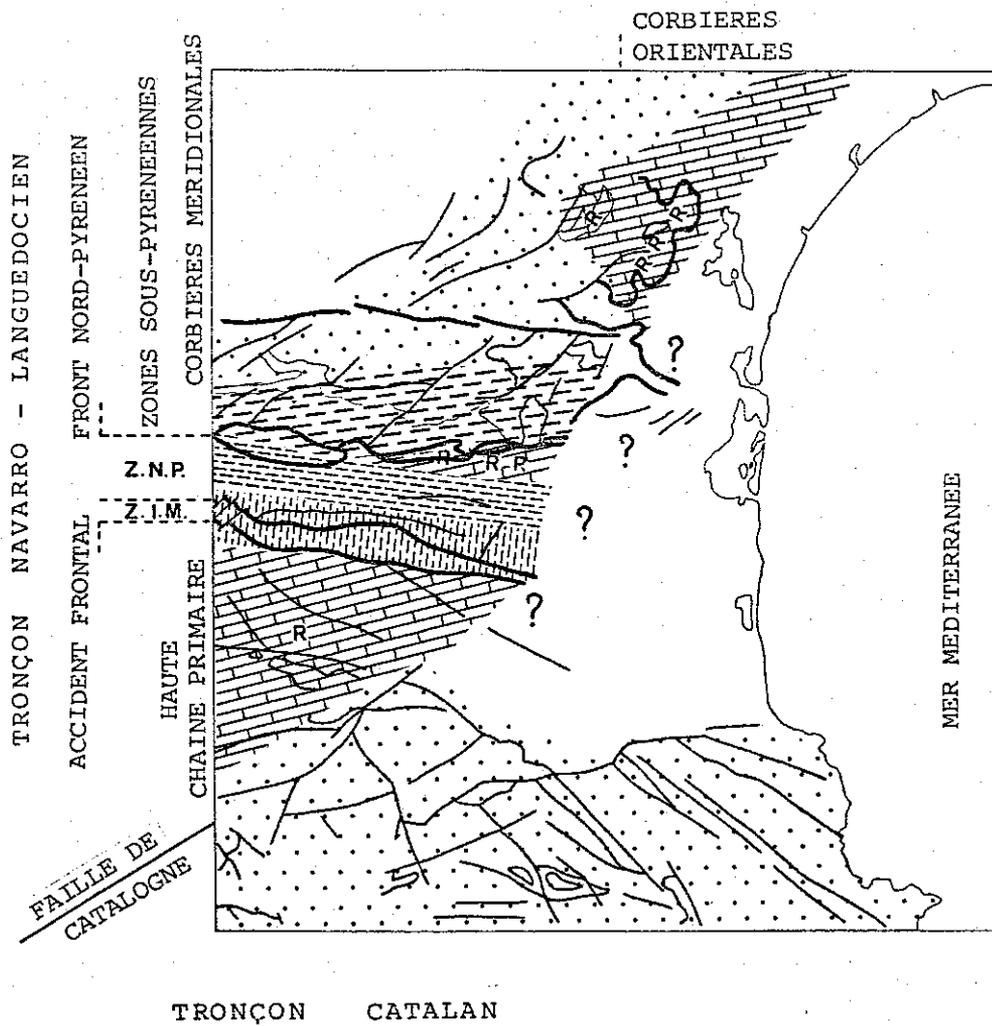
Par rapport au Turonien inférieur, les modifications n'intéressent que la plate-forme nord.

Dans les Corbières méridionales, une construction récifale à Hippuritées forme une barrière qui isole un domaine marin restreint, au Nord, d'un domaine marin ouvert, au Sud.

La pente qui raccorde la plate-forme au bassin circalittoral du sillon pyrénéen, est une aire d'érosion ou de non dépôt.

Dans les Corbières orientales, le domaine margino-littoral s'accroît et atteint les plis de Boutenac où apparaissent, malgré tout, dans le Turonien terminal, les premières Hippuritées.





-  lacune
-  grès et calcaires à Rudistes
-  calcaires et marnes à *Micraster*
-  marnes à *P.(D.) concavata*
-  flysch
- R** Hippuritidés
Radiolitidés

CONIACIEN - SANTONIEN INFÉRIEUR

A - Tronçon navarro-languedocien.

Il est vraisemblable que le sillon pyrénéen fonctionne toujours sous les mêmes régimes sédimentaires, mais seuls les dépôts marneux de bassin circalittoral à *P. (D.) concavata* sont conservés.

La plate-forme nord se couvre successivement :

- Dans les Corbières méridionales :

- . du calcaire graveleux à *Peroniceras* (Coniacien inférieur) ;
- . des marno-calcaires puis des marnes à *Micraster* (Coniacien sup. - Santonien inf.) ;
- . des calcaires construits à Hippuritéés (Santonien inf.).

- Dans les Corbières orientales :

- . de grès à *Tissotia fourmeli* (Coniacien inf.) [Fontfroide] ;
- . de grès et de calcaires construits à Hippuritéés (Coniacien sup. - Santonien inf.) [Fontfroide - Boutenac] ;
- . d'argiles sombres, ligniteuses (Coniacien - Santonien) [Boutenac, Pinède de Durban ?].

La plate-forme sud supporte des calcaires construits à Rudistes.

B - Tronçon catalan.

Ni le Coniacien, ni le Santonien n'y sont connus.

PREMIERE JOURNEE

I

CENOMANIEN A SANTONIEN
DU MASSIF DE FONTFROIDE

INTRODUCTION.

Le Massif de Fontfroide se singularise par son contexte tectonique et le détritisme de son Crétacé supérieur. Ces deux éléments ont rendu et rendent encore difficile toute interprétation tant structurale et stratigraphique que sédimentologique. Aussi ne faut-il pas s'étonner des propositions plutôt fantaisistes qui ont été avancées au début du siècle pour expliquer la géologie de cette région.

Plus importante est la conclusion tectonique de P. FREYTET (1970) qui met en évidence, entre le parautochtone éocrétacé de la "nappe des Corbières orientales" et la série renversée de Fontfroide, l'existence d'une "unité intermédiaire" néocrétacée, d'allure synclinale.

L'étude des différentes formations lithologiques qui constituent le Crétacé supérieur du Massif de Fontfroide se fera donc suivant une transversale qui recoupera :

- l'"unité intermédiaire" avec sa série du Cénomano-Turonien ;
- l'unité renversée de Fontfroide avec sa série du Sénonien inférieur.

I - LE CENOMANO-TURONNIEN DE L' "UNITE INTERMEDIAIRE".

L'"unité intermédiaire" est bien visible au Nord de l'Abbaye de Fontfroide, sous et en avant du chevauchement des séries albiennes de la Pinède de Fontlaurier.

Le Néocrétacé y est composé de deux formations : des grès quartziteux à la base, des argiles sombres ligniteuses au sommet.

L'allure synclinale ressort de l'analyse de deux affleurements de polarité opposée.

Arrêt 1. - Le flanc inverse de l'"unité intermédiaire".

Au Nord de la Tour de Fontfroide et dans le lit du petit ruisseau qui descend du Roc des Naux, affleurent de l'Est vers l'Ouest, sur une dizaine de mètres :

- des calcaires à Coelentérés, Echinodermes, Brachiopodes et Algues, de l'Albien ($\approx 40^\circ$ E) ;
- lacune d'observation (5 m) ;
- un ensemble de grès quartziteux, de grès roux ligniteux et de grès calcaireux ($\approx 60^\circ$ E) à débris de Gastéropodes, de Lamellibranches et de Rudistes Sauvagesiinés (? *Sauvagesia* sp.).

Les micro-organismes sont peu nombreux : *Pseudocyclamina rugosa* d'ORB., *Neomeris cretacea* STEINMANN, Ostracodes.

De ce complexe détritique qui se poursuit vers le Nord provient un fragment de Caprinidé, découvert par P. FREYTET (1970) et déterminé (J. PHILIP et M. BILOTTE) comme appartenant au genre *Caprinula* du Cénomancien supérieur.

La suite de la série n'est pas visible.

Arrêt 2. - Panorama sur l'"unité intermédiaire".

Cet arrêt paysage permet :

- la reconstitution de l'allure synclinale de l'"unité intermédiaire" ;
- sa localisation, entre le parautochtone de la "nappe des Corbières" et la série renversée de Fontfroide.

Le flanc normal, étiré, affecté d'un faible pendage à l'Est ($< 20^\circ$) apparaît dans les reliefs de Milliou (côte 231). De la base au sommet s'y superposent :

- . grès quartzites, azoïques ;
- . grès calcareux (2 m) à débris divers : Lamellibranches, Gastéropodes, Serpules, Algues Dasycladacées ;
- . marnes bleues à nodules (2 m) qui précèdent un fort développement des argiles sombres ligniteuses.

Arrêt 3. - Les argiles sombres ligniteuses.

Elles sont très tectonisées car elles supportent l'Albien de la Pinède de Fontlaurier.

A la suite de L. DONCIEUX (1903), tous les auteurs y citent de nombreux Gastéropodes et Lamellibranches, dont :

- *Glauconia renauxi* d'ORB., *Voluta gasparini* d'ORB., *Turritella elegantissima* REP., *Astarte abbatiae* DONC., *Cardium* sp., ...

R. DAMOTTE et P. FREYTET (1974) y ont déterminés quelques Ostracodes :

- *Cytherella ovata* ROEMER., *Dordoniella* gr. *strangulata* APOSTOLESU., *Doloccytheridea crassa* DAMOTTE.

J. MEDUS (R. DAMOTTE et P. FREYTET, 1974) y a reconnu les pollens suivants :

- *Turonopollis* cf. *christiae* AMERON, *T.* cf. *helmigii* AMERON, *Complexopollis* cf. *praetumescens* KR., *Striatopollis sartedensis* KR.,

alors que C. BOULOUARD trouvait dans de nouveaux prélèvements :

- *Proteacidites retusus*, *Turonopollis helmigii*, *Complexopollis* sp.,
Vacuopollis sp., *Oculopollis* sp., *Latipollis* sp., *Monstruosopollis* sp.,
Plicatella stylosa, *Appendicisporites tricuspoidatus*.

DATATIONS.

. Le complexe gréso-quartzitique inférieur.

Rattaché sans preuve au Cénomaniens inférieur (M. DURAND-DELGA, 1964), il relève plus vraisemblablement du Cénomaniens supérieur si l'on tient compte de la valeur stratigraphique des fragments de Rudistes découverts : *Caprinula* sp., ? *Sauvagesia* sp. Ces deux genres caractérisent dans le domaine Pyrénéo-provençal (J. PHILIP, 1967 ; 1978) le Cénomaniens supérieur : zone à *Caprinula boissyi* (M. BILOTTE, 1978).

. Les argiles sombres ligniteuses.

Les faunes de Gastéropodes et de Lamellibranches ont été rapportées au Cénomaniens supérieur par L. DONCIEUX (1903) par comparaison avec celles citées en Dordogne et en Provence par J. REPELIN (1902).

La petite faunule d'Ostracodes confirmerait cet âge.

La polynoflore déterminée par C. BOULOUARD serait, vraisemblablement, cénomano-turonienne, alors que celle de J. MEDUS daterait le Turonien.

Il semble donc, dans l'état actuel des recherches, que l'on puisse proposer pour cette formation un âge Cénomaniens supérieur (élevé) et Turonien.

CONCLUSION.

Le Crétacé supérieur de l'"unité intermédiaire" est réduit à :

- un complexe gréso-quartzitique du Cénomaniens supérieur ;
- des argiles sombres ligniteuses d'âge Cénomaniens supérieur puis Turonien.

Le Cénomaniens inférieur est sédimentologiquement absent.

II - LE SENONIEN INFÉRIEUR DE L'UNITÉ RENVERSEE DE FONTFROIDE.

Le flanc normal de l'"unité intermédiaire" s'appuie sur le Sénonien inférieur de l'unité renversée de Fontfroide.

L'itinéraire longe une épaisse masse de grès, roux à débit en plaquette, micacés, ligniteux à empreintes de végétaux et terriers, à la partie inférieure

desquels J. P. DAGNAC (1965) a découvert le seul fragment d'Ammonite connu à ce jour dans ce Crétacé supérieur et redéterminé par M. COLLIGNON, comme *Tissotia fourneli* BAYLE du Coniacien inférieur. L'épaisseur de ce premier complexe terrigène atteint 55 m et englobe quelques intervalles de grès coquilliers à Vidalines et Dictyopselles ; de grandes stratifications entrecroisées marquent nettement le renversement de polarité. Ce n'est qu'au-dessus qu'apparaît la série terrigène et récifale du ruisseau de Fontfroide.

Arrêt 4. - La série terrigène et récifale du Ruisseau de Fontfroide (fig. 5).

Le ruisseau de Fontfroide recoupe l'unité renversée de Fontfroide, dégageant une alternance de niveaux construits à Hippuritidés et de grès fins, rarement zoogènes.

. Le premier niveau à Rudistes.

La faune y est relativement homogène et attribuée au Coniacien par G. ASTRE (1954). Cette datation est confirmée par la découverte de *Pseudovaccinites moulini* H. F. (fig. 6).

Deux séquences, C1 et C2, caractérisent ce premier niveau.

Quarante cinq mètres de grès, avec dans leur tiers inférieur deux bancs métriques de calcaires à Hippuritidés et Radiolitidés (sans faune significative), séparent le premier niveau à Rudistes d'un second ensemble construit.

. Le deuxième niveau à Rudistes.

Il possède une faune plus diversifiée rapportée par G. ASTRE (1954) au Santonien. Aux Radiolitidés cités par cet auteur s'ajoutent *Hippurites matheroni* DOUV. et *Pseudovaccinites dentatus* MATH. du Santonien inférieur (fig. 6).

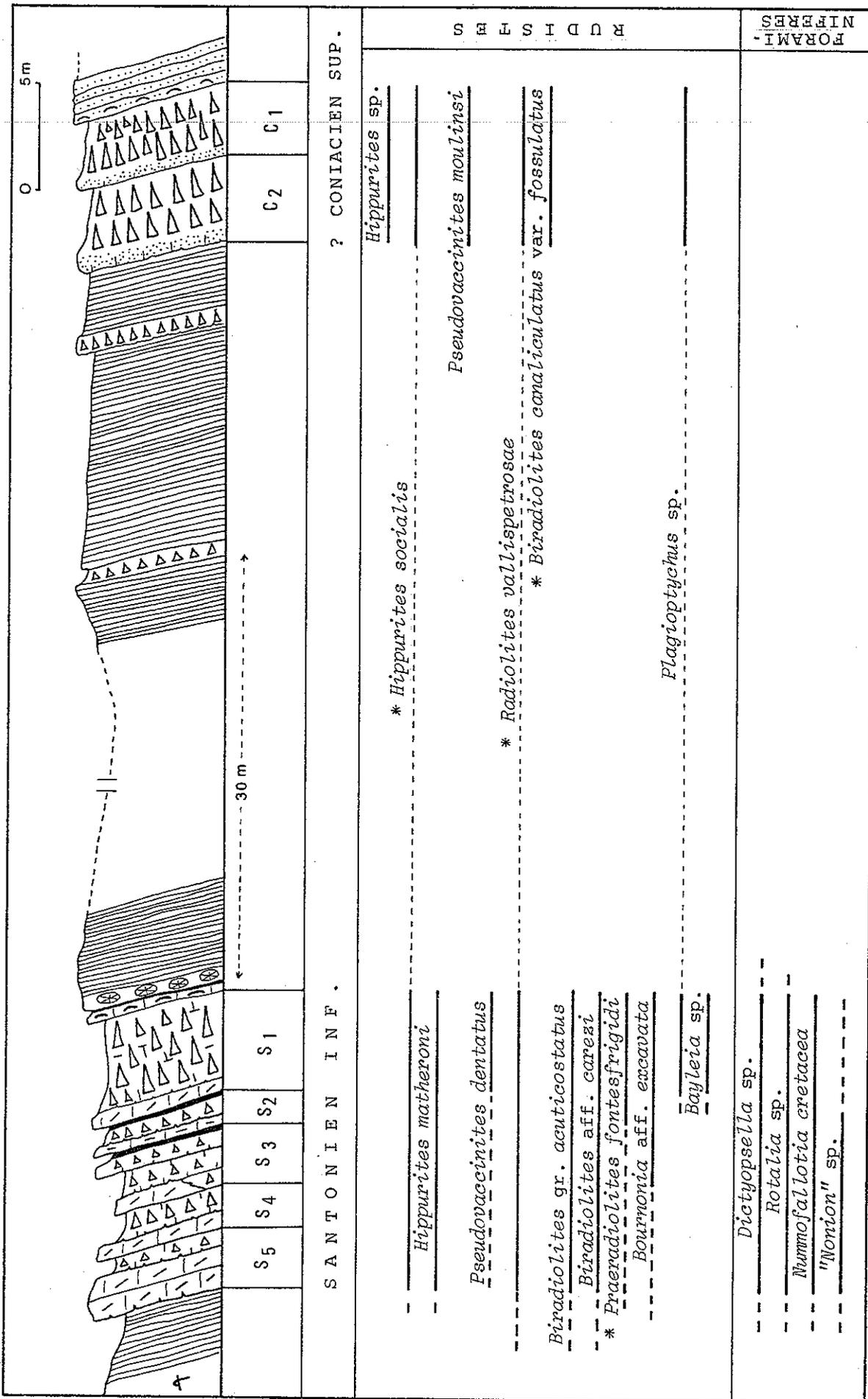
La microfaune, rare, se compose surtout de *Nummofallotia cretacea* SCHLUMB., "*Nonion*" sp., Dictyopselles et Rotalidés.

Cinq séquences, S1 à S5, peuvent être mises en évidence dans cette couche à Rudistes.

Cinq niveaux, d'épaisseur métrique à plurimétrique, s'observent encore dans la centaine de mètres de sédiments gréseux qui surmontent le deuxième niveau. Leur faune, relativement homogène, semble toujours dater le Santonien inférieur.

. Sédimentologie des couches à Rudistes.

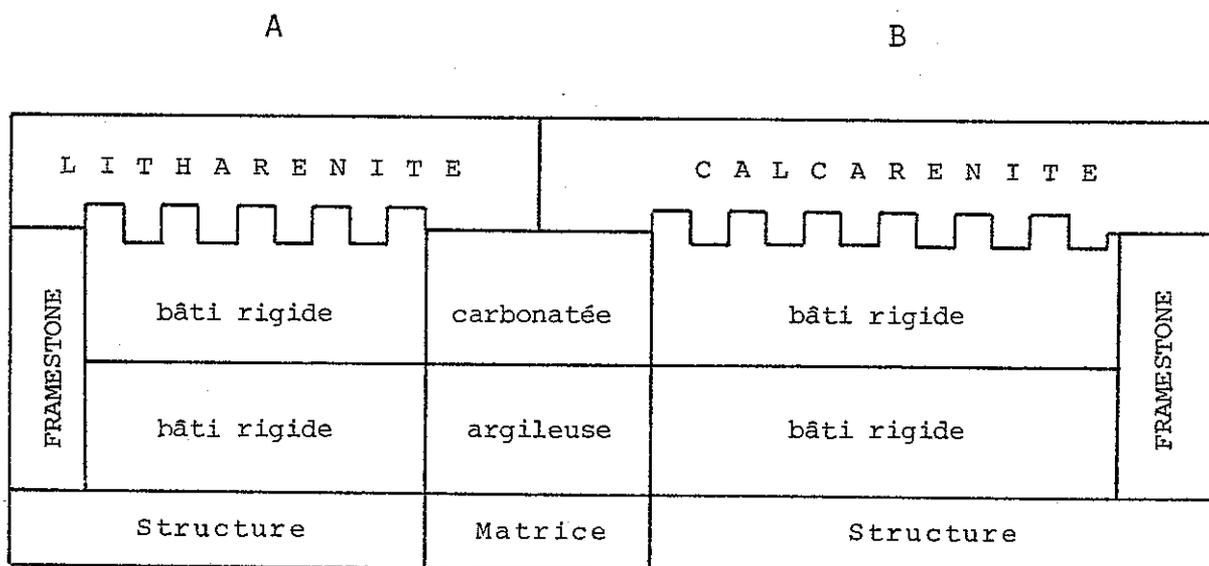
Les formations à Rudistes du Sénonien inférieur de Fontfroide sont des biostromes.



* Faunes citées par G. ASTRE (1954)

Fig. 5 - Les couches à Rudistes du Coniacien supérieur et du Santonien inférieur (p.p.) du ruisseau de Fontfroide.

Ces couches à Rudistes ne sont pas monolithiques et l'on peut y reconnaître deux types de successions séquentielles :



Le type A s'exprime au Coniacien ; le type B au Santonien inférieur.

Dans tous les cas, l'apparition des Rudistes se réalise à la suite d'un arrêt des épandages terrigènes. Leur prolifération et leur développement s'effectuent dans un milieu calme, progressivement de plus en plus carbonaté. Leur disparition est liée, soit à de nouveaux arrivages gréseux (A), soit à la croissance de l'hydrodynamisme (B).

Ces considérations rejoignent celles déjà formulées, sur ce sujet, par P. FREYTET (1973).

Arrêt 5. - Grès à Ophiures.

Grès à rides où s'observent des empreintes d'Ophiures (P. FREYTET, 1970).

Agos absolus	Etages	Zones d'AMPHIBITES	CAURINIDES	H I P P U R I T I D E S						R A D I O L I T I D E S					REQUIE-NIDES
				HIPURITES	HIPURITULA	RUDEEN VACCISIA	PSUDOCYPRINITES	SURAE-SAUVA-NULITE	DURANIA	PRAEHADRITES	RADIATES	STRATIGOLITES			
92	Inf. moy. sup.	Placenticeras syrtale	<p><i>Iobryonites</i> sp.</p> <p><i>Camptolites</i> sp.</p> <p><i>Camptolites</i> sp.</p>	<p><i>H. recurvum</i></p> <p><i>Ph. mutans</i></p> <p><i>Ph. atrata</i></p>	<p><i>V. gracilipes</i></p>	<p><i>Ps. inferna</i></p> <p><i>Ps. petrocoriensis</i></p> <p><i>Ps. bennefontis</i></p> <p><i>Ps. novae</i></p> <p><i>Ps. conchiformis</i></p> <p><i>Ps. gregaria</i></p> <p><i>Ps. zuchneri</i></p>	<p><i>Sp. foliaceus</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p> <p><i>Sp. praesumpta</i></p> <p><i>Sp. niger</i></p> <p><i>D. aff. blagot</i></p> <p><i>D. durania</i> sp.</p>	<p><i>Pr. zonsi</i></p> <p><i>Pr. pallidus</i></p> <p><i>Pr. subpallidus</i></p>	<p><i>R. praegalloprovincialis</i></p> <p><i>R. samuensis</i></p> <p><i>R. vallisparvum</i></p> <p><i>R. galloprovincialis</i></p> <p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. fastidiosa</i></p>	<p><i>Apronites</i> sp.</p> <p><i>Apronites</i> sp.</p>			
98	Inf.	Texanites gallicus	<p><i>H. subpolyonta</i></p>	<p><i>Ha. matroni</i></p> <p><i>Ha. sublaevis</i></p>	<p><i>Ha. toulouzi</i></p> <p><i>Ha. samuensis</i></p> <p><i>Ha. sulcata</i></p> <p><i>Ha. angulata</i></p> <p><i>Ha. gregaria</i></p> <p><i>Ha. aff. sulcata</i></p> <p><i>Ha. variegata</i></p> <p><i>Ha. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
99	Inf.	Paratexanites emscheri	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
100	Inf.	Reindeeroceras petrocoriensis	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
101	Inf.	S. neptuni	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
102	Inf.	R. ornaticolum	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
103	Inf.	R. kallei	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
104	Inf.	K. turonienne	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
105	Inf.	M. neoboldes	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
106	Inf.	W. coloradoense	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
107	Inf. moy. sup.	H. julli	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
108	Inf. moy. sup.	M. guslinianum	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
109	Inf. moy. sup.	Calyoceras naviculare	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
110	Inf. moy. sup.	Acanthoceras rhobomense	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			
111	Inf. moy. sup.	Mantelliceras mantelli	<p><i>H. recurrens</i></p> <p><i>H. tholus</i></p> <p><i>H. scottii</i></p>	<p><i>H. matroni</i></p> <p><i>H. sublaevis</i></p>	<p><i>H. toulouzi</i></p> <p><i>H. samuensis</i></p> <p><i>H. sulcata</i></p> <p><i>H. angulata</i></p> <p><i>H. gregaria</i></p> <p><i>H. aff. sulcata</i></p> <p><i>H. variegata</i></p> <p><i>H. mactata</i></p>	<p><i>Ps. dentatus</i></p> <p><i>Ps. moultoni</i></p>	<p><i>Sp. patera</i></p>	<p><i>Pr. plicatus</i></p> <p><i>Pr. tenuis</i></p>	<p><i>R. vallisparvum</i></p>	<p><i>R. mamillata</i></p> <p><i>R. squamosa</i></p>	<p><i>B. ornata</i></p>	<p><i>Balanus</i> sp.</p>			

Fig. 6 - Tableau de répartition des principaux Radistes des Corbières orientales et méridionales.

BIBLIOGRAPHIE

- ASTRE G., 1954. - Radiolitidés nord-pyrénéens. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. XXXIII, n° 71.
- BILOTTE M., 1978. - Proposition pour une biozonation des séries épicontinentales du Cénomaniens des Pyrénées. *Géologie Méditerranéenne*, t. V, n° 1, p. 39-46.
- DAGNAC J.P., 1965. - Etude géologique du chaînon de Fontfroide (Aude). *Thèse 3è Cycle, Toulouse*, 129 p.
- DAMOTTE R. et FREYTET P., 1974. - Contribution à la connaissance du Cénomaniens du Massif de Fontfroide (Aude - France) : étude des Ostracodes. *Revista espanola de Micropaleontologia*, vol. VI, n° 2, p. 201-207.
- DONCIEUX L., 1903. - Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. *Annales Université Lyon*, fasc. 11, 377 p., 69 fig., 7 pl.
- DURAND-DELGA M., 1965. - Manifestations d'une importante phase tectonique antécénomaniens dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 100, p. 81-95.
- FREYTET P., 1970. - Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. *Thèse Sciences, Orsay*, 490 p., 210 fig., XXI pl.
- FREYTET P., 1973. - Edifices récifaux développés dans un environnement détritique : exemple des biostromes à Hippurites (Rudistes) du Sénonien inférieur du sillon languedocien (région de Narbonne, Sud de la France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 13, p. 65-76.
- PHILIP J., 1967. - Les zones de Rudistes du Cénomaniens provençal. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7è série, t. IX, p. 497-503.
- PHILIP J., 1978. - Stratigraphie et paléoécologie des formations à Rudistes du Cénomaniens : l'exemple de la Provence. *Géologie Méditerranéenne*, t. V, n° 1, p. 155-168.
- REPELIN J., 1902. - Description des faunes et des gisements du Cénomaniens saumâtre ou d'eau douce du Midi de la France. *Ed. Moullot et Fils, Marseille*.

GROUPE FRANCAIS DU CRETACE
Excursion du 30 avril, 1 et 2 mai 1982

LE CRETACE SUPERIEUR

LANGUEDOCIEN

(Région de Narbonne)

IIème PARTIE : les formations continentales

par Pierre FREYTET

Laboratoire de Géologie structurale et appliquée
Université Paris-Sud, Bat. 504, 91405 ORSAY Cedex

INTRODUCTION.

La région visitée cette année par le Groupe du Crétacé fait partie d'un ensemble plus vaste s'étendant sur les départements de l'Aude, de l'Hérault et du Gard, dont les terrains du Crétacé supérieur et de l'Eocène largement représentés et mal connus ont fait l'objet d'une thèse de Doctorat d'Etat (P. FREYDET, 1970). Certains domaines, particulièrement complexes, ont été étudiés en thèses de 3ème cycle, et les formations marines sont actuellement en cours de révision (M. BILOTTE, thèse de Doctorat d'Etat, en cours).

L'essentiel du Crétacé supérieur et de l'Eocène sont sous le faciès continental : altérites, dépôts fluviatiles et lacustres. Une analyse sédimentologique détaillée a permis de reconstituer les milieux de dépôts précis, c'est pourquoi les formations ne seront pas désignées par des noms de roches, mais des environnements. Selon l'échelle, nous pourrions opposer :

- le chenal, la plaine d'inondation à paléosols, le lac à sédimentation carbonatée, la frange marécageuse du lac à pédogénèse active (calcaires palustres). Les divers faciès que l'on rencontre dans ces milieux seront brièvement décrits dans le premier chapitre de ce livret guide.

- les cones torrentiels et les lacs, de par leurs relations géométriques, constituent la paléogéographie du bassin, à des époques plus ou moins bien datées par les faunes (Reptiles, Mollusques) et les flores (Charophytes, pollens). Les reconstitutions paléogéographiques feront l'objet du second chapitre.

Enfin, le troisième chapitre sera consacré à la description des arrêts avec les indications des particularités locales.

CHAPITRE I - FACIES ET MICROFACIES CONTINENTAUX.

Dans un bassin sédimentaire continental, la pédogénèse est un phénomène associé systématiquement à la sédimentation : il suffit de voir les inondations des prés et champs, ou les rivages des lacs occupés par des roselières pour en avoir une illustration actuelle. Dans l'ancien, les phénomènes étaient les mêmes, et toute roche provenant d'une formation continentale peut présenter à la fois des caractères sédimentaires (stratification, fossiles, paragénèses argileuses), et des caractères pédologiques (redistribution de matériel, néoformations minérales). Une interprétation correcte nécessite donc la connaissance des techniques d'études des lames minces de sol et du vocabulaire - simplifié - des pédologues.

Un premier point est de définir le sol. En accord avec l'Ecole Française de Pédologie, j'adopte une définition large : le sol est la zone de contact entre l'atmosphère et la lithosphère. La présence de végétation ou d'horizons n'est pas utile pour définir le sol. Cette définition, qui peut surprendre, a l'intérêt d'intégrer le stade "zéro" du sol, c'est à dire la roche mère à nu, avant qu'elle ne soit colonisée par une végétation d'abord clarsemée, puis plus dense.

Du point de vue pratique, dans l'ancien, les stades initiaux de la pédogénèse sont liés à l'émergence d'un sable de chenal, d'un limon de plaine d'inondation, d'une vase calcaire lacustre. Le sol commence avec les premières traces de l'émergence, comme des empreintes de gouttes de pluie, des fantômes de dessiccation, des traces de racines. Plus tard, il peut s'y développer des nodules, des enduits (cutanes), etc. L'importance paléogéographique de l'identification des premiers stades de la pédogénèse est fondamentale, et tout particulièrement en milieu lacustre, où l'on peut distinguer aisément entre un lac peu profond périodiquement émergé (type Tchad) ou un lac profond à hypolimnion (type Léman ou Baïkal). Les conséquences structurales (origine du lac) et sédimentologiques (hypolimnion ou non) sont considérables !

A) FACIES ET MICROFACIES FLUVIATILES.

Schématiquement, les dépôts fluviatiles s'effectuent dans plusieurs milieux bien définis : le chenal, à remplissage de matériaux grossiers, la plaine d'inondation fluviatile à matériaux fins et modifications pédologiques, le petit lac temporaire dont la durée de vie est celle d'un cycle élémentaire (fig. 1).

Les dépôts de chenaux sont des conglomérats, des grès massifs ou à stratification oblique ou horizontale, avec parfois des débris de stromatolites et des terriers. Les traces de pédogénèse, sous forme de passage de racines verticales, cylindriques, de 1,5 m de hauteur, sont exceptionnelles. Localement (région de Montpellier), les galets calcaires des chenaux sont corrodés par des Microcodium. Dans le Campanien des Corbières, les grès des chenaux renferment localement des cuirasses ferrugineuses de nappe aquifère (pl. I).

Les Stromatolites sont parfois très abondants dans les chenaux à matériel carbonaté (Campanien sup., Maastrichtien, Eocène, P. FRYXELL et J.-C. PLAZIAT, 1966, 1972). Ce sont des édifices carbonatés, durs, dus à l'activité de Cyanophycées qui précipitent le calcaire dans le manchon mucilagineux qui entoure les filaments. La morphologie de l'édifice est en rapport avec celle du nucléus encroûté : grain de sable, coquille d'Unio ou de Gastéropode, branche, fond de chenal (fig. 2).

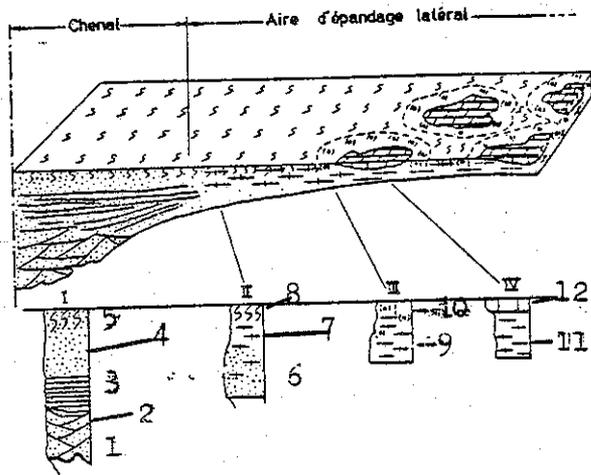


Figure 1 - d'après P.FREYDET, 1964, modifié pour les termes.

Le cyclothème sédimento-pédogénétique théorique complet.

- 1, ravinement; 2, grès à stratification oblique; 3, grès à stratification horizontale; 4, grès massif; 5, grès marmorisé; 6, grès limoneux; 7, limon sableux; 8, limon marmorisé; 9, limon rouge; 10, calcaire noduleux (pédologique); 11, limon rouge; 12, calcaire micritique (lacust.)

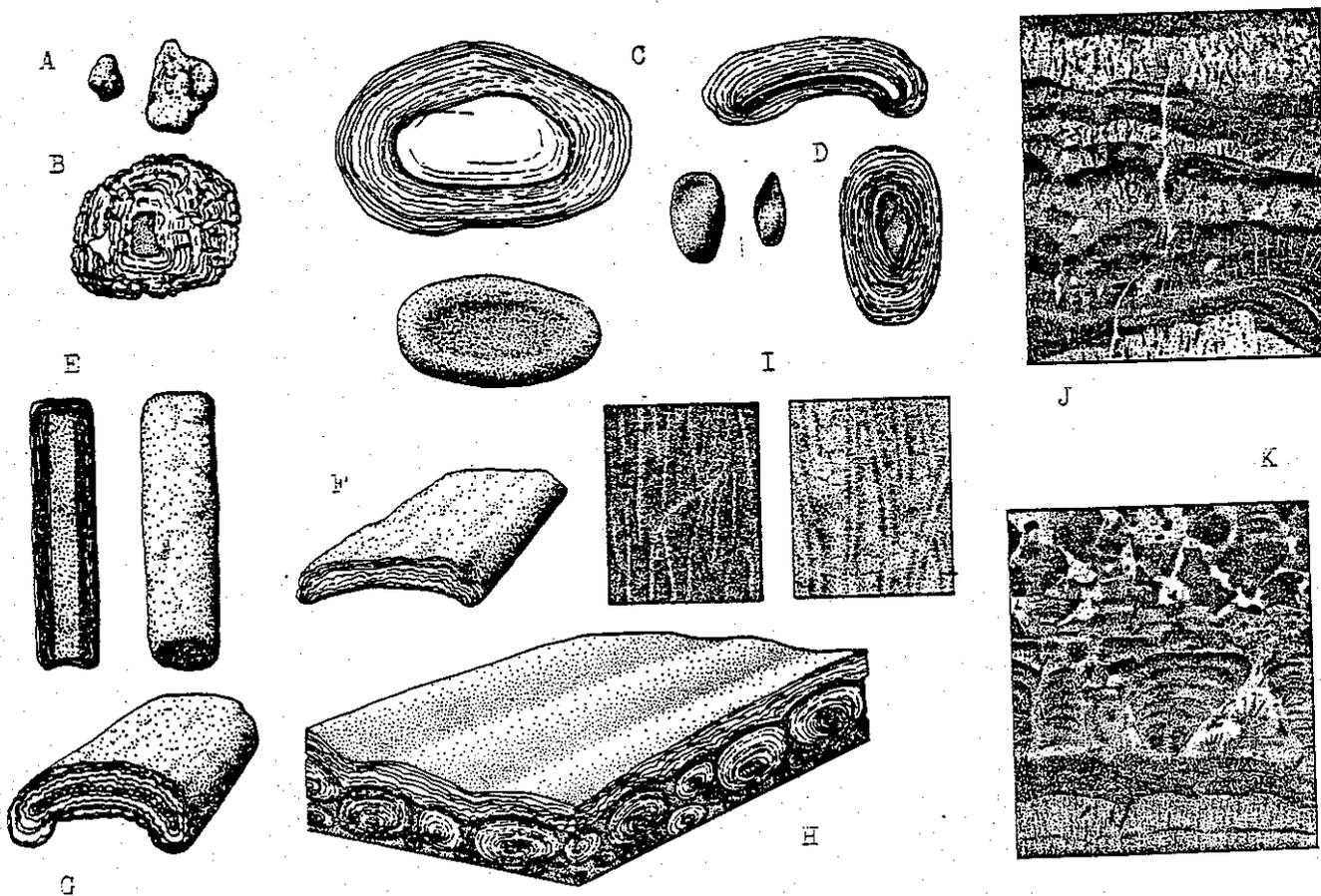
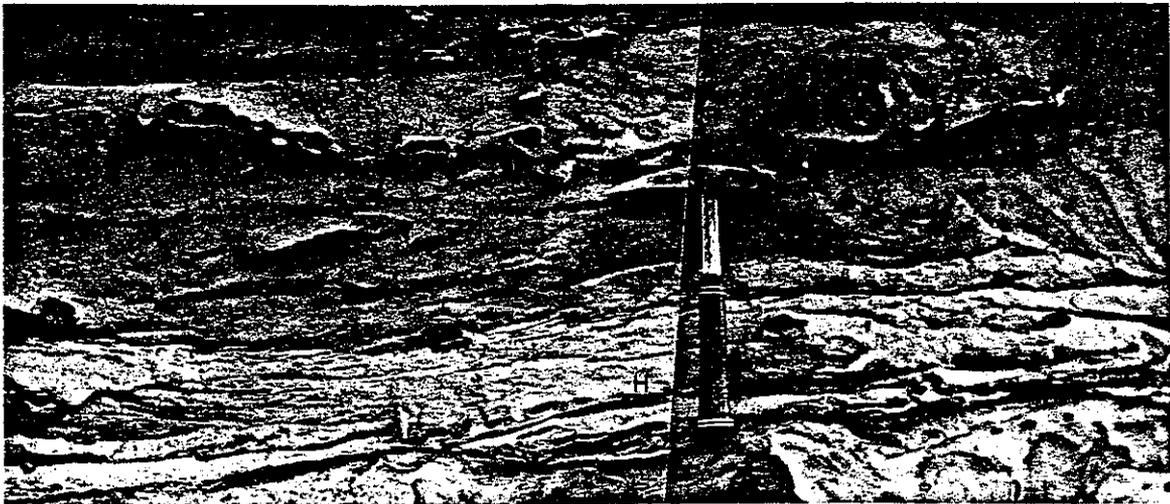


Figure 2 - Stromatolites de cheneux fluviatiles - d'après P. FREYDET et J.-C. PLAZIAT, 1972. A et B, oncolites; C, Unio encroûté; D, petit gastéropode encroûté; E, branche encroûtée; F, fragment d'écorce encroûtée; G, développement du phénomène et encroûtement de la face inférieure; H, encroûtement du fond; I, deux aspects des filaments algaires, x 100; J et K, lames minces montrant les laminations, x 10.



A



B

Planche I - Dalles ferrugineuses (cuirasses de nappe aquifère) dans des grès de chenaux fluviaux, Campanien de Montséret (P. FREYSSÉ, 1971).

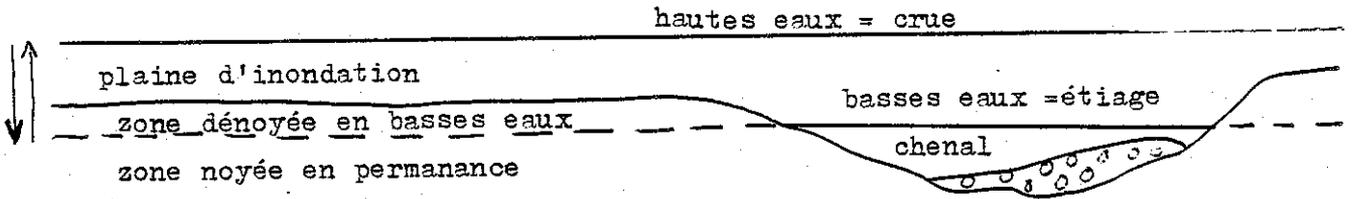
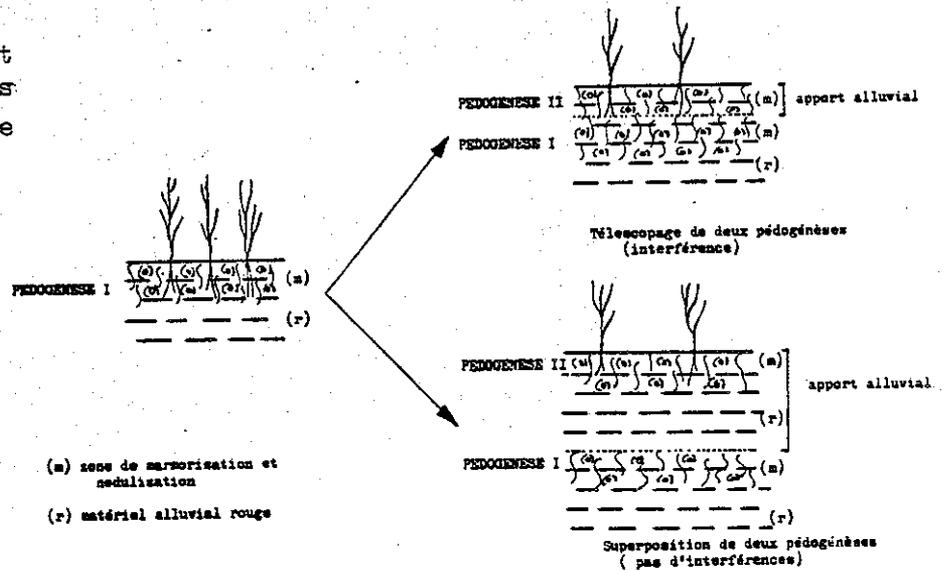


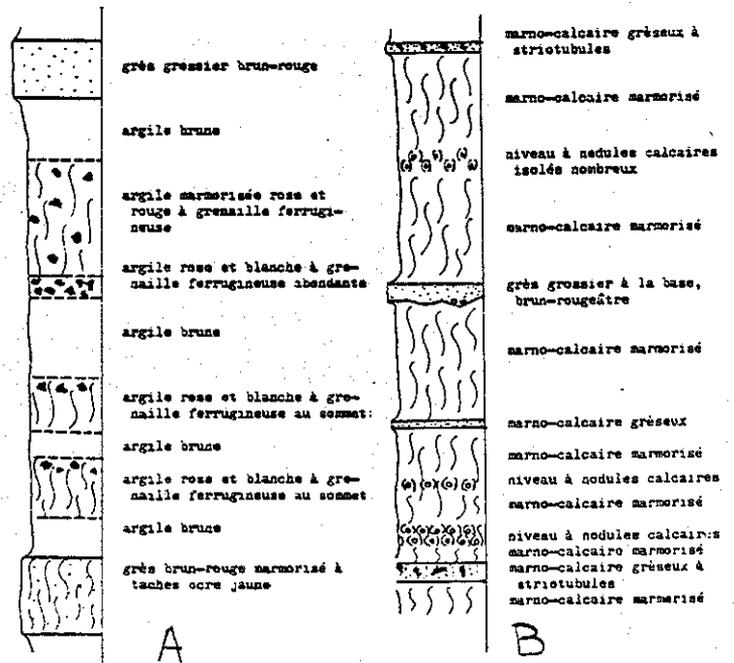
Figure 3 - Mécanisme de fonctionnement d'un sol hydromorphe. Le gley, réduit est localisé dans la zone noyée; les taches de marmorisation, le concrétionnement des carbonates, sont présents dans la zone d'oscillation de la nappe.

Figure 4 - Superposition et interférence de pédogénèses en fonction de l'importance de l'apport sédimentaire. (d'après P.FREYET, 1971).



(m) zones de marmorisation et nodulisation
(r) matériel alluvial rouge

Figure 5 - Exemples de séries fluviales à horizons de nodules (calcaires ou ferrugineux) intercalés dans des niveaux à coloration uniforme ou seulement marmorisés. A, Campanien des Corbières; B, Campanien de Saint Chinian. (d'après P.FREYET, 1971).



Les dépôts de la plaine d'inondation fluviatile sont fins, limono-sableux, plus ou moins carbonatés, parfois très riches en grains calcaires de la dimension des sables. Ils présentent toujours des figures pédologiques dont la plus banale est la marmorisation (taches centimétriques à décimétriques de couleur rouge, jaune, orange, gris, blanc, vert); les autres figures macroscopiques sont les nodules carbonatés isodiamétriques (fig. 11), les "manchons" cylindriques développés autour de racines (figures subcutaniques) (planche II).

Marmorisations et nodules carbonatés se développent dans les sols hydromorphes actuels, c'est à dire dans les sols affectés par une nappe aquifère battante (fig. 3). Schématiquement, en période de crue, la matière organique en décomposition transforme le fer ferrique en fer ferreux qui peut migrer parce qu'il est soluble. Les carbonates sont également mis en solution. En période d'étiage, dans la zone du sol dénudée, envahie par l'air, le fer ferreux s'oxyde en tache de couleur rouille, les carbonates sont déposés par évaporation de l'eau. Dans la zone noyée en permanence, le fer est entièrement à l'état réduit, donnant une couleur gris bleuté (= gley). Dans les séries anciennes, les niveaux de gley sont rares, soit qu'ils n'aient pas existé, soit que le gley ait été oxydé ultérieurement.

Dans les zones situées loin des sources de matériel, les dépôts de la plaine d'inondation prédominent, et les chenaux sont rares. Si l'apport sédimentaire est faible, l'épaisseur du profil pédologique peut englober le sommet du profil précédent : il y a interférence (figure 4). Si au contraire l'apport a été important, le profil nouveau est séparé de l'ancien par une certaine épaisseur de matériel non transformé. Ce dernier cas est celui de niveaux à nodules ferrugineux ou calcaires séparés par des limons à teintes uniformes ou simplement marmorisés (figure 5).

Les dépôts de petits lacs éphémères sont généralement des calcaires sombres, massifs ou noduleux (et dans ce cas déposés dans des marécages et non des lacs). Leur épaisseur est faible, de l'ordre de quelques dm seulement.

L'association des divers types de dépôts permet de définir le cyclothème sédimento-pédogénétique (P. FREYDET, 1964). La superposition de tels cyclothèmes constitue une décharge détritique, à valeur lithostratigraphique et paléogéographique (voir ch. II).

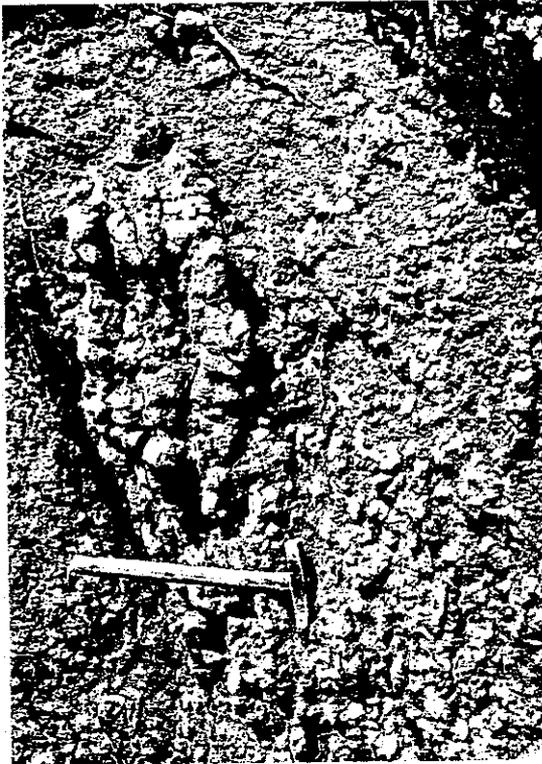
B) FACIES ET MICROFACIES LACUSTRES ET PALUSTRES.

Au Crétacé, les lacs sont localisés au Maastrichtien supérieur (où il existait une vaste dépression allant de St Gaudens à Draguignan). Le seul autre lac connu est celui du Campanien du Golfe rhodanien, mais il est très modeste.

Il n'y a pas, au Maastrichtien, de lac à hypolimnion non oxygéné, dont les sédiments sont des laminations saisonnières. Au contraire, toutes les étendues lacustres étaient peu profondes, entrecoupées souvent de passées fluviatiles (Montagne d'Alaric, Saint Chinian).

Les faciès lacustres vrais, c'est à dire déposés sous une tranche d'eau suffisante pour que la végétation littorale ne s'y enracine pas, sont :

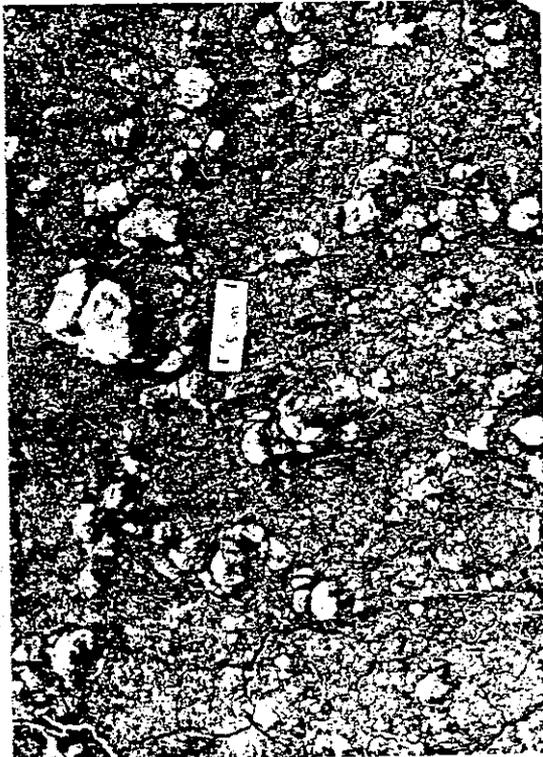
- calcaire micritique, sombre ou clair, parfois à Charophytes et Gastéropodes, massif, parfois à terriers structurés (striotubules).
- calcaire bitumineux ou sapropélique, à coquilles écrasées (Corbières).
- calcaire micritique à Algues Cyanophycées encroûtant des débris de co-



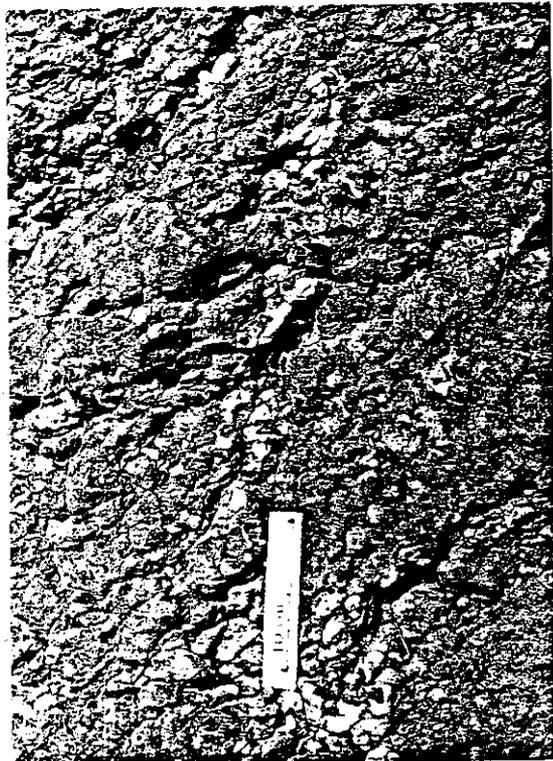
B



D



A



C

Planche II. - Nodules calcaires développés dans les limons de la plaine d'inondation : A, nodules isodiamétriques dispersés, Campanien de St Chinian; B, nodules coalescents, base de la série maastrichtienne d'Albas, Corbières; C, nodules discrets dans un limon très carbonaté, Eocène des Corbières; D, nodules subcylindriques verticaux, parfois ramifiés (figures subcutanées), Maastrichtien du bassin de Villaveyrac.

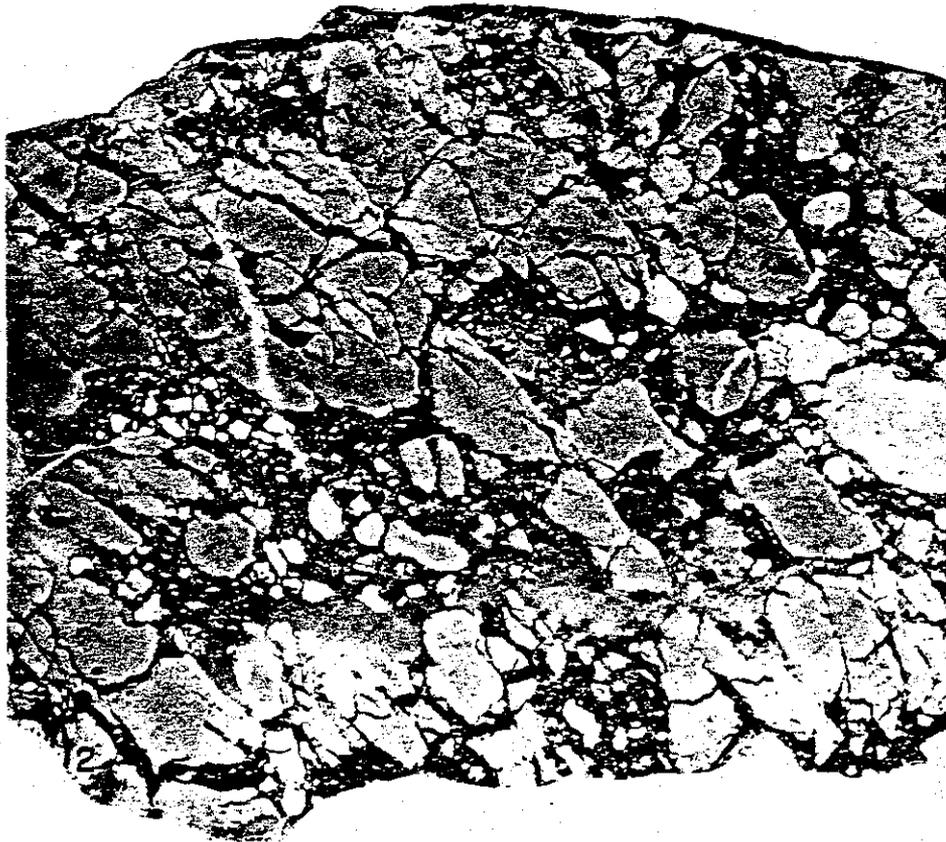


Planche 3 - Brèches de dessiccation développées sur des vases calcaires déposées initialement en milieu lacustre. Les éléments sont fissurés par la dessiccation, mais leurs constituants sont encore au contact les uns des autres. Cette brèche est donc facile à distinguer de la brèche de remaniement mécanique, dans laquelle aucun élément n'est fissuré. La matière sombre entre les éléments est de la microsparite (ciment). Sciage, grandeur naturelle, l'austrochtien de St Chinian. D'après P. FREYF 1, 1973.

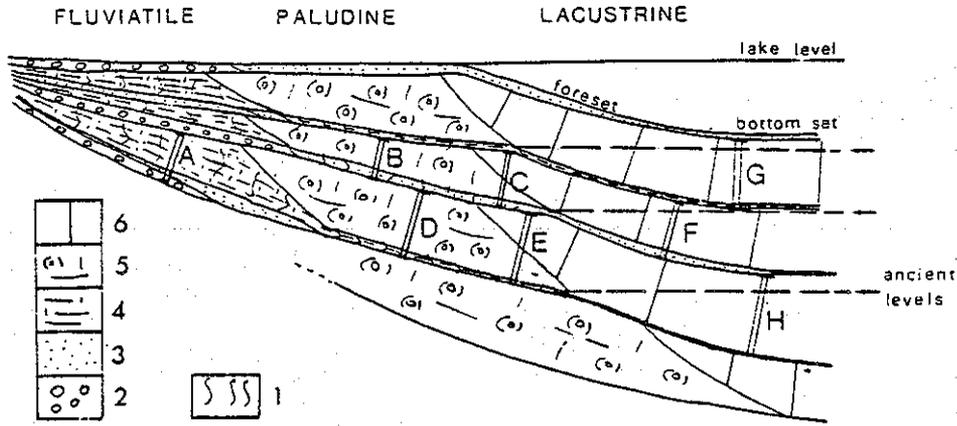


Fig.8. Theoretical relations between the various terms and facies of fluvatile-paludine-lacustrine environment. 1 = marmorisation; 2 = channel with conglomerates; 3 = sandy limestone (channel or floodplain, according to granulometry and proportion of sand); 4 = silt (floodplain) with calcareous nodules; 5 = paludine (nodular or brecciated) limestone; 6 = lacustrine limestone.

Explanation of various sequences: A (units 2,3,4) = typical fluvatile environment with paleo-soil in floodplain; B (units 3,5) = fluvatile spreading on paludine carbonated mud; C (units 3,5,7) = after a fluvatile spreading, calcareous mud in a marsh (paludine limestone), then calcareous mud in a lake (lacustrine limestone); D (units 4,5) = fluvatile spreading of silt in paludine calcareous environment; E (units 4,5,6) = "transgression", fluvatile silt overlain by calcareous-marsh and calcareous-lake sediments. F (units 3,6) = sandy deposits in a lake; according to localisation, the sand has a foreset or bottom set position, this is very difficult to establish; G (units 4,6) = silty deposit in a lake; foreset or bottom set deposition; H (units 4,6) = silty deposit is reduced to a plane of stratification.

Figure 6. Relations entre cones torrentiels et dépôts palustres-lacustres, d'après P. FREYTET, 1973.

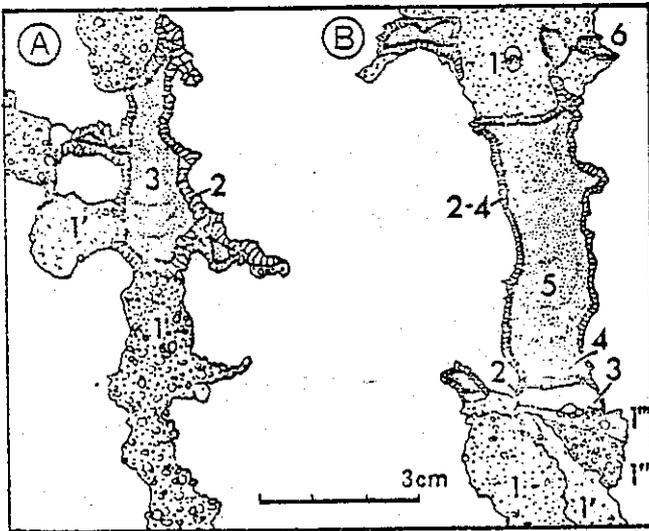


Figure 7. Traces de racines dans les calcaires "palustres" : par élargissement et remplissage complexe (1 à 6) on aboutit à des cavités irrégulières d'où le terme de pseudo-microkarst. (J-C PLAZIAT et P.FREYTET, 1978).

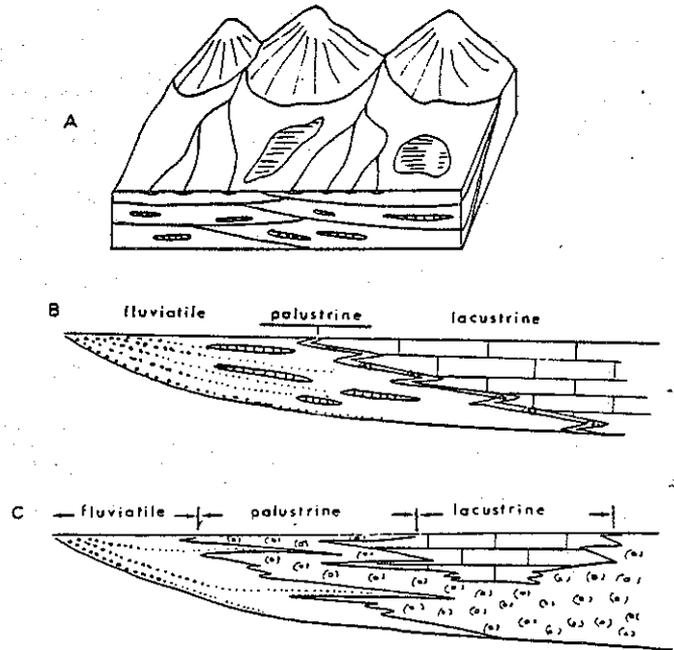


Figure 8. Les divers types de lacs en Languedoc. A, petits lacs de plaine d'inondation fluvatile; B, lac à frange marécageuse étroite (Thanétien); C, marécage à petites étendues lacustres (Naastrichtien) (P.FREYTET, 1973).

quilles, en voiles millimétriques (Villevéyrac).

- calcaires bréchiques, graveleux, "grumeleux", représentant le produit de remaniement de brèches de dessiccation sur des zones émergées voisines, et leur dépôt sédimentaire à quelques distance au large. Rarement, ces gravelles présentent une cortication qui n'est pas algaire, mais qui ressemble aux "ooides" des croûtes calcaires (calcretas).

- enfin, des intercalations marnées vraies, à terriers (St Chinian).

Les faciès palustres (= sols hypercalcimorphes, P. FREYTET, 1971) sont d'anciennes vases calcaires lacustres, parfois fossilifères, qui ont émergé, et qui présentent de ce fait des figures pédologiques plus ou moins apparentes (figure 10, évolution schématique). Ce sont :

- calcaires micritiques à traces de petites racines (Villevéyrac)
- calcaires micritiques à traces de grosses racines verticales, de 1-2 cm de diamètre, 1,5 m de haut. La cavité peut être élargie irrégulièrement et comblée par des matériaux divers : gravelles, microsparite (= silt vadosse), sparite tardive géodique. C'est le faciès dit "pseudo-microkarst" (PLAZIAT J-C. et P. FREYTET, 1978), relativement rare au Maastrichtien, bien développé au Tertiaire (fig. 7).

- calcaire marmorisé : il suffit de 10 à 15% d'impuretés argileuses et ferrugineuses pour que la marmorisation puisse apparaître. Les taches sont généralement plus grosse que dans les limons de plaine d'inondation (Coupe d'Albas, Corbières).

- calcaire bréchique par dessiccation, à éléments fissurés encore au contact les uns des autres (planche III et figure 12).

- calcaire noduleux. Ici, la remobilisation des carbonates se fait dans une ancienne vase calcaire, selon les mêmes processus de dessiccation-humidification que dans la plaine d'inondation fluviatile. Les nodules peuvent être petits et dispersés, ou nombreux et coalescents.

Les calcaires palustres renferment assez souvent des Microcodium, alors que les limons fluviatiles en sont pratiquement dépourvus, à la différence des dépôts tertiaires (fig. 9, et P. FREYTET, 1972-76).

Il est à noter que l'on ne connaît pas en Languedoc l'équivalent des faciès typiques des croûtes calcaires (croûte zonaire et croûte perlitique). Par contre, dans la littérature, le terme de "calcrete" est appliqué à n'importe quel faciès pédologique ci-dessus, en particulier le calcaire noduleux (nodular calcrete).

La détermination des séquences élémentaires est schématiquement facile (fig. 6), si on admet que l'approfondissement du lac s'accompagne d'une venue terrigène, suivie d'une vase calcaire à faune et flore conservées, puis de faciès d'émersion à traces de pédogénèse plus ou moins active.

En fait, il est plus intéressant, pour les reconstitutions paléogéographiques (ch. II), de considérer la largeur de la frange marécageuse (calcaires palustres) au contact des domaines fluviatiles et lacustres (fig. 8).

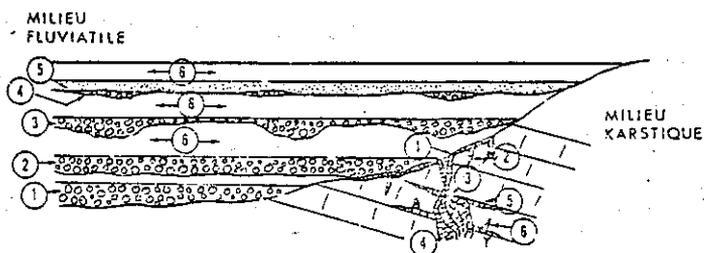


Figure 9. Répartition des Microcodium (P. FREYTET, 1972-76).

Milieu fluviatile : 1 à 5, chenal; 6, plaine d'inondation.

Milieu karstique : 1, placage, 2, diaclase; 3, aven; 4, grotte; 5, joint de stratification; 6, attaque de la roche saine.

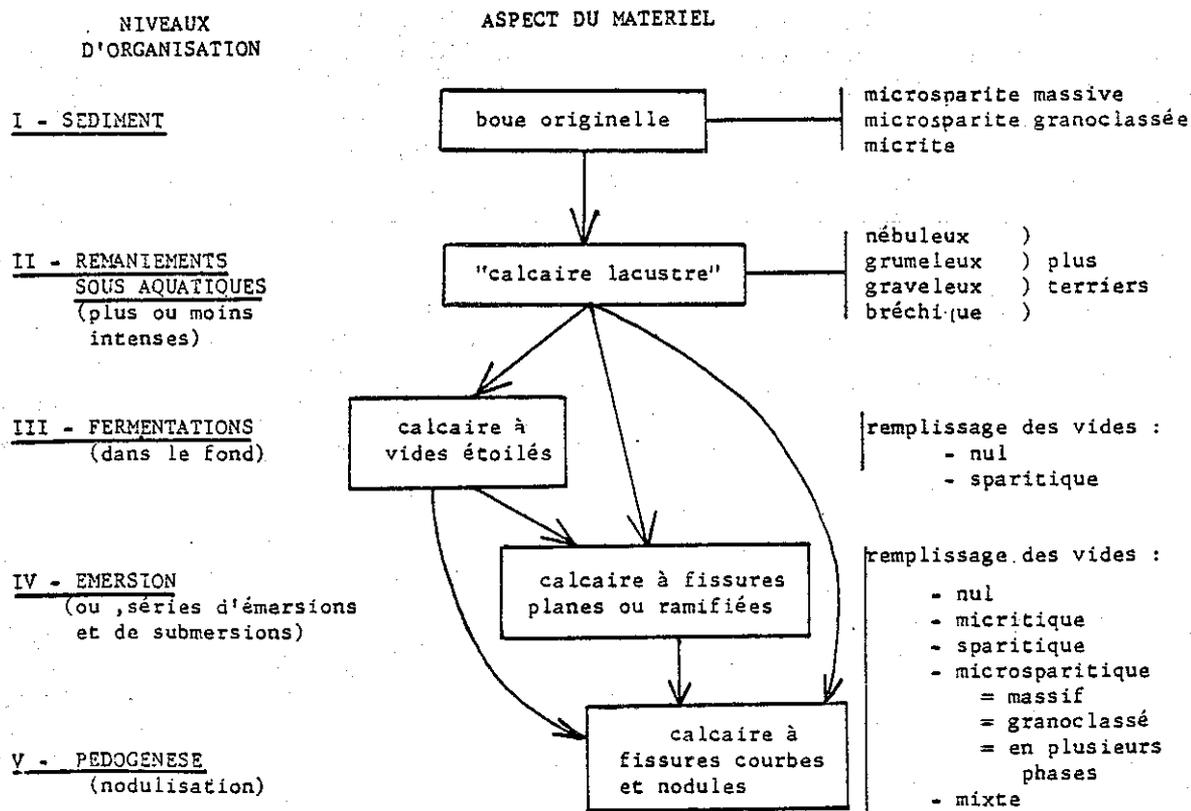


Figure 10. Evolution d'une vase calcaire en calcaire lacustre ou en calcaire palustre. D'après P. FREYTET, 1975.

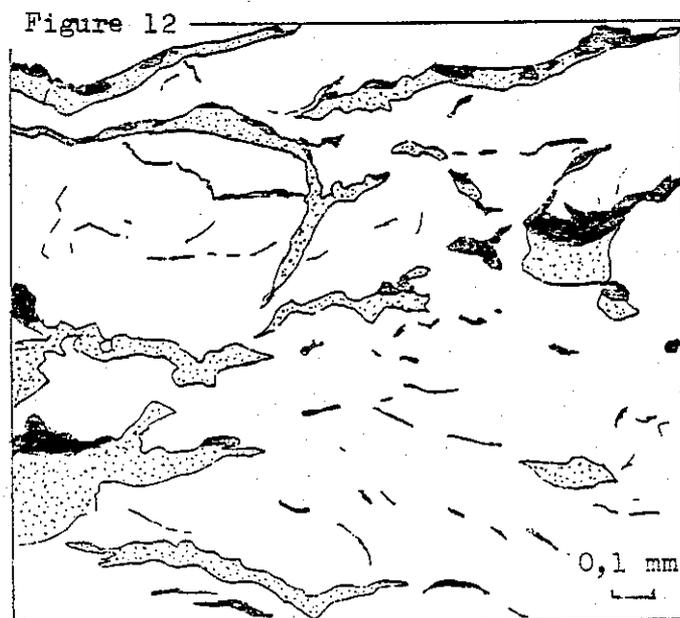
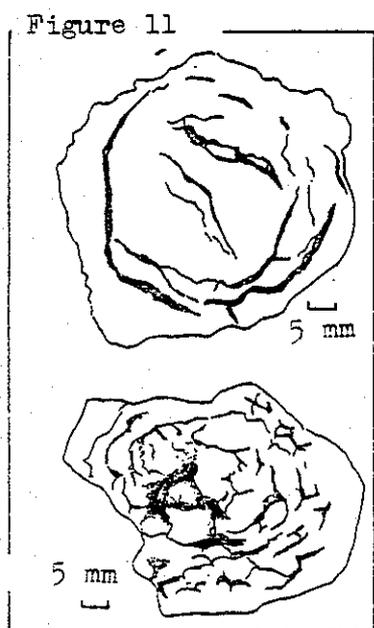


Figure 11. Exemples de nodules calcaires dév loppés dans les limons de la plaine d'inondation, montrant un réseau de fissures courbes. L'échelle vaut 5 mm. D'après P. FREYTET, 1975.

Figure 12. Exemple de calcaire palustre à fissures horizontales planes et fentes verticales, associées à de petites cavités. Pointillé : sédiment interne fin (= "silt vadose"); noir : sparite tardive. Maastrichtien des Petites Pyrénées. D'après P. FREYTET, 1975.

CHAPITRE II. RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES.

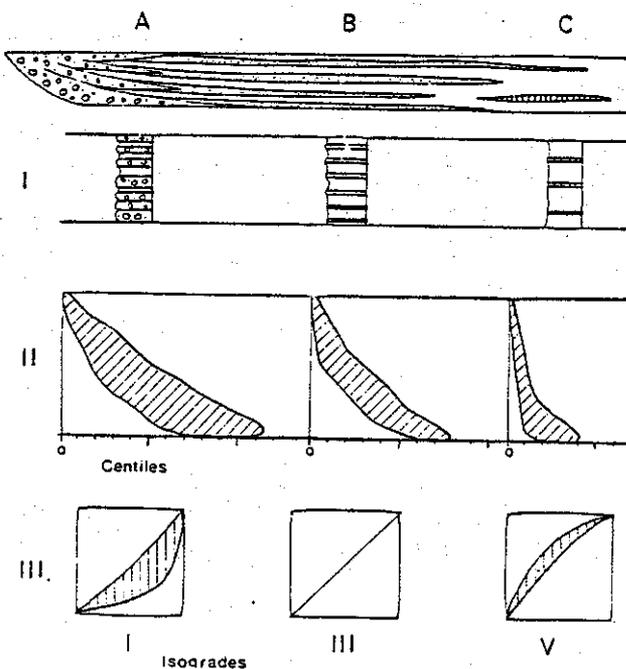
A) METHODES : LA NOTION DE DECHARGE DETRITIQUE.

Lorsqu'un arrière pays donné est affecté par une reprise d'érosion, il se forme dans le bassin sédimentaire voisin un cône alluvial (fluvial) par superposition - avec ravinements - de cyclothèmes sédimento-pédogénétiques élémentaires (ch. I).

Une décharge détritique est une association de cônes fluviaux juxtaposés issus d'un même système de reliefs soumis à une même reprise d'érosion sous l'influence d'une pulsation tectonique ou climatique.

A l'intérieur d'une décharge détritique, il existe des différenciations sédimentologiques de plusieurs types :

- à l'échelle du cyclothème, une variation horizontale amont/aval (diminution de la taille des galets, modification de la forme de courbe granulométrique de la fraction fine, de 0 à 10 μ , d'où la notion d'isograde granulométrique et son utilisation à des fins paléogéographiques, figure 13).
- à l'échelle du cône fluvial, une variation verticale (diminution de la taille des galets de bas en haut).
- à l'échelle de la décharge entière, une différence du contenu lithologique et minéralogique entre les différents cônes fluviaux, d'autant plus marquée que les arrière pays sont plus différenciés. Nous verrons plus loin les cônes du Maastrichtien des Corbières comme exemple.



I. Coupe longitudinale d'un cône alluvial constitutif d'une décharge, montrant les variations de faciès du matériel liées au tri longitudinal. En A, les conglomérats prédominent largement; en B, les grès sont à peu près aussi développés que les limons (fraction argilo-sableuse ou marno-sableuse de la plaine d'inondation); en C, les grès sont réduits par rapport aux termes plus fins, et il apparaît des îlots de calcaires lacustres (ou palustres).

II. Variations granulométriques des galets exprimées par la centile (abscisses) et l'altitude au-dessus de la base de la série (ordonnées). Les courbes fermées entourent les nuages de points représentatifs. On note pour chaque coupe une décroissance verticale nette, et d'une coupe à l'autre, une décroissance horizontale.

III. Granulométrie de la fraction fine. Répartition des isogrades granulométriques. Près de la source du matériel (A), les courbes sont du type parabolique plus ou moins évolué (isograde I), et comprises dans la zone hachurée. A mesure qu'on s'éloigne, après un stade intermédiaire (isograde II, non figuré), on passe à l'isograde III, logarithmique, correspondant à la coupe B. Plus loin encore, après un autre stade intermédiaire (isograde IV, non figuré), on arrive à la coupe C, appartenant à l'isograde V, hyperbolique; les courbes sont contenues dans la partie hachurée.

Figure 13. Constitution d'une décharge détritique (d'après P.FREYNET, 1971).

A l'intérieur d'une série continentale, on peut distinguer souvent plusieurs décharges détritiques superposées, qui ont une certaine continuité latérale, et que l'on peut utiliser pour la lithostratigraphie. Deux décharges successives peuvent se différencier de plusieurs manières :

- renouvellement complet de la nature du matériel détritique, les directions d'apport restant constantes (figure 14, cas A).
- renouvellement complet de la nature des apports détritiques, les directions d'apport étant opposées (figure 14, cas B).
- maintien des directions d'apport et de la nature des matériaux détritiques, et de leur origine paléogéographique, mais succession de reprises d'érosion (figure 14, cas C).

A l'échelle du bassin entier, et sur une période assez longue, les trois types de successions se rencontrent (figure 14, cas D). Il y a souvent des complications supplémentaires, dues à la présence d'intercalations marines. Le premier travail consiste donc à identifier chaque décharge, suivre ses variations latérales, lui donner un âge. Ensuite seulement, on peut en étudier le contenu, fixer la part de l'héritage et de la néoformation, de la tectonique et du climat.

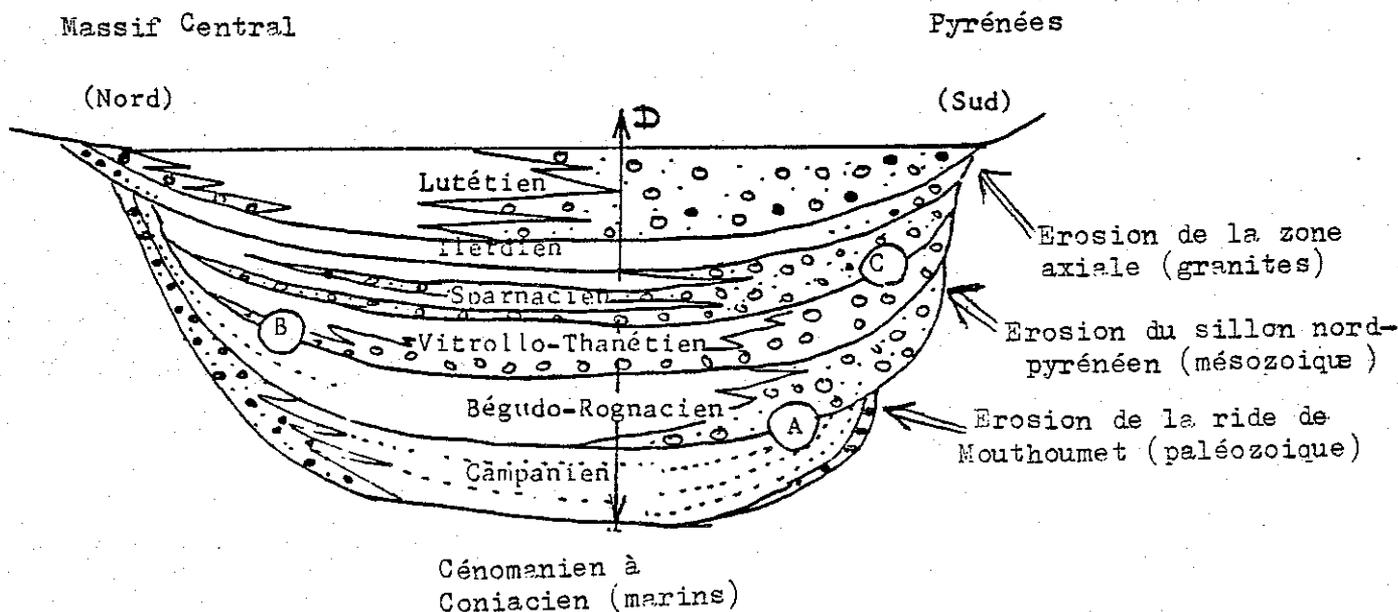


Figure 14. Coupe synthétique du Languedoc au Crétacé supérieur et au Tertiaire (d'après P. FREYTT, 1975, complété). L'origine du matériel est figurée sous forme de ronds noirs (paléozoïque) et de ronds blancs (mésozoïque).

B) RESULTATS : CARTES PALEOGEOGRAPHIQUES DU LANGUEDOC.

Les Corbières orientales (les deux premières journées) et le chaînon de Saint-Chinian (troisième journée) appartiennent au domaine connu sous le nom de sillon languedocien (P. FREYTET, 1970), dont l'extension varie au cours des temps géologiques, du Cénomanién au Campanien. Au Maastrichtien, un vaste bouleversement paléogéographique se produit, les nouveaux reliefs sont érodés jusqu'au Cuisien. Un nouveau soubressaut se produit dans le Cuisien, donnant la formation dite "Poudingues de Palassou". Enfin, dans le Bartonien, se situe la phase tangentielle majeure.

Nous verrons ici les grandes lignes de l'évolution crétacée du Languedoc; pour le Tertiaire, on peut consulter la synthèse de J-C. PLAZIAT (1981).

1) CENOMANIEN ET TURONIEN (Figure 15).

Le Cénomanién est saumâtre, localisé à la Pinède de Durban et dans le Massif de Fontfroide. Ses minéraux argileux sont l'illite et la kaolinite, avec parfois un peu de chlorite.

Le Turonien est un peu plus étendu. Il se compose de grès coquilliers à Fontfroide et Boutenac, et passe dans le Sud du Massif de Fontfroide à un conglomérat à matériaux paléozoïques (quartz et lydienes), que l'on retrouve aussi à la Pinède de Durban. La ride de Mouthoumet était érodée sur son revers nord, sans que l'on puisse individualiser de cones torrentiels. Le remaniement de cuirasses ferrugineuses permet une forte cimentation des grès turoniens, avec parfois moulages de racines (Combe Longue).

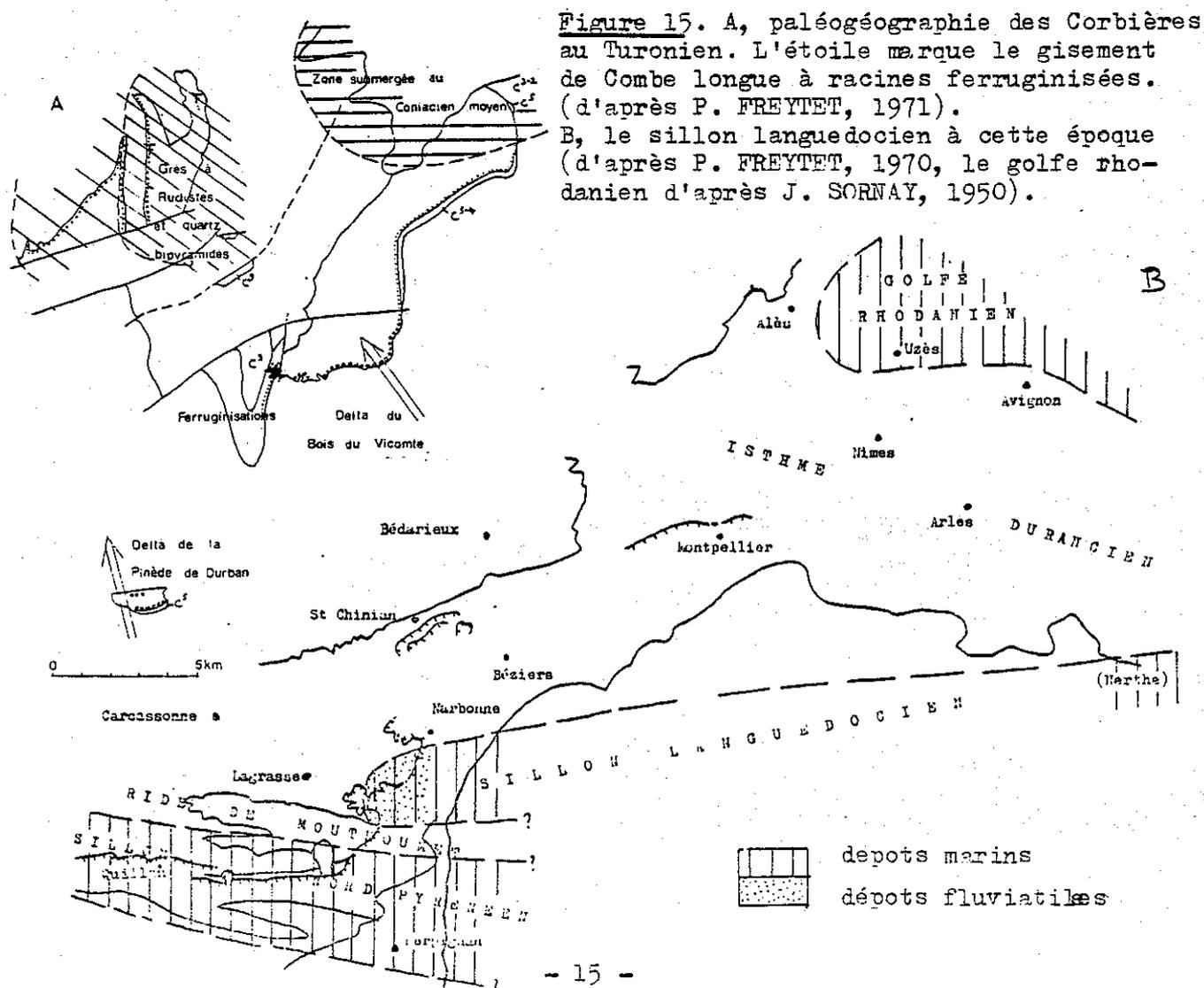


Figure 15. A, paléogéographie des Corbières au Turonien. L'étoile marque le gisement de Combe longue à racines ferruginisées. (d'après P. FREYTET, 1971). B, le sillon languedocien à cette époque (d'après P. FREYTET, 1970, le golfe rhodanien d'après J. SORNAY, 1950).

2) CONIACIEN ET SANTONIEN (figure 16).

Ils sont également localisés, dans le sillon languedocien, au Massif de Fontfroide et aux collines de Boutenac. L'essentiel du matériel sédimentaire est formé de grès fins, micacés et carbonatés, à faune marine riche, connue depuis 1830. De très rares intercalations récifales à Rudistes ont attiré l'attention sur la coupe classique de Fontfroide.

La formation récifale et les couches marines qui l'encadrent sont localisées dans la terminaison occidentale du sillon languedocien, sans que l'on puisse déterminer l'importance vers l'Est de la ride de Mouthoumet. La formation récifale diminue d'épaisseur vers le Sud (fig. 17) et se termine en biseaux dans des grès ferrugineux représentant un passage fluvio-marin difficile à préciser. Vers l'Ouest, dans les collines de Boutenac, la diminution d'épaisseur est également très rapide, et on observe un passage fluvio-marin très net, avec dépôts fins marmorisés (paléosols) et grès azoïques ou à rare faune marine. C'est un véritable faciès deltaïque daté probablement du Santonien supérieur.

Les minéraux argileux de ces époques sont l'illite prédominante, la kaolinite toujours présente, mais en plus faible quantité, et çà et là, la chlorite. Les rares graviers que l'on trouve sont des grains de quartz ou de lydienne, d'origine paléozoïque, provenant de la ride de Mouthoumet dans le Sud du Massif de Fontfroide, de la vaste surface paléozoïque comprise en le Massif de Mouthoumet et la Montagne Noire pour la région de Boutenac.

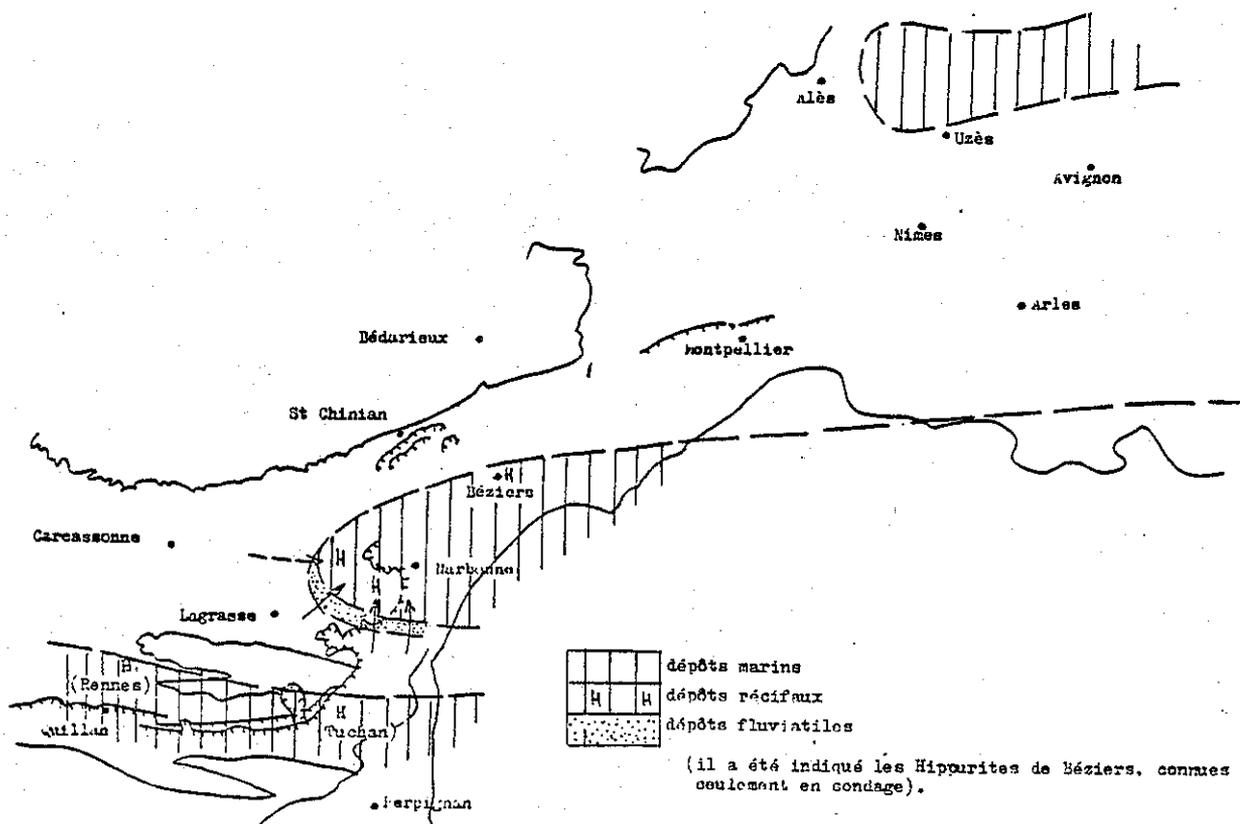


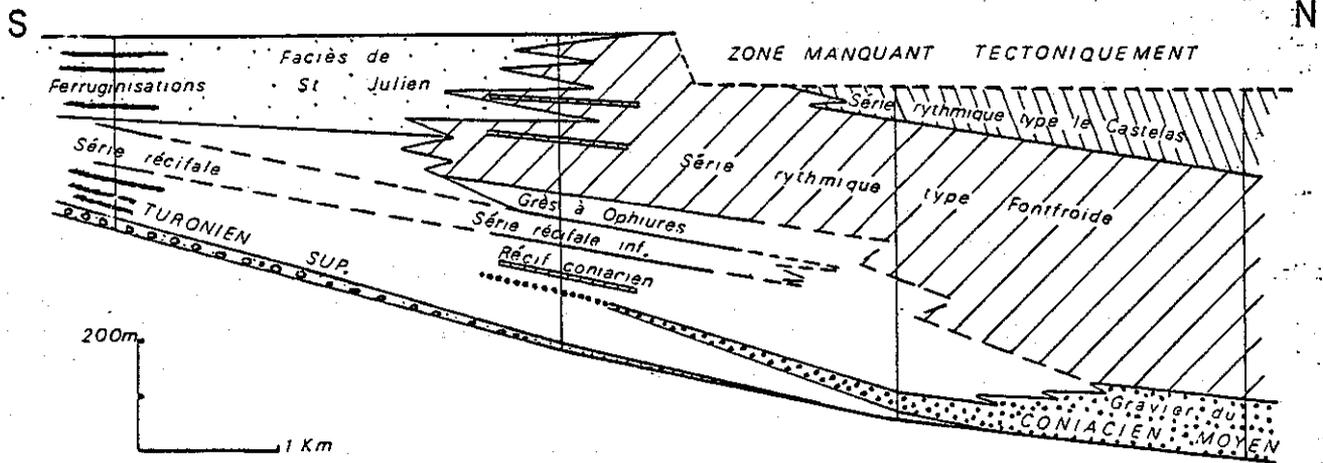
Figure 16. Esquisse paléogéographique du sillon languedocien au Santonien inférieur. Le golfe rhodanien est dessiné d'après J. SORNAY, 1950. (d'après P. FREYET, 1970).

Bois du Vicomte

Fontfroide

Fontlaurier

la Marignan



Les grès grossiers blancs et conglomératiques du Turonien supérieur sont bien développés au Sud (Bois du Vicomte), et se réduisent de plus en plus vers le Nord. A l'opposé, le gravier du Coniacien moyen, directement transgressif sur l'Albén supérieur à poches de Cénomaniens à la Marignan, vient de perdre dans les grès à *Ostrea plicifera* de Fontfroide et disparaît au Sud. Le récif coniacien est strictement limité aux environs de Fontfroide, alors que la série récifale du Santonien inférieur peut être suivie jusque dans le Bois du Vicomte, avec une réduction du nombre des couches construites toutefois. Les deux épisodes récifaux du Santonien « moyen et supérieur », de Fontfroide se perdent très vite vers le Sud dans les grès à faciès rythmique et les grès blancs à faciès Saint-Julien. La série rythmique du type « le Castelas », est difficile à relier aux autres, et l'épaisseur de la zone manquante tectoniquement (par avancée de la Nappe des Corbières) est très hypothétique sur le dessin. Une épaisseur double ou quadruple n'est pas à exclure.

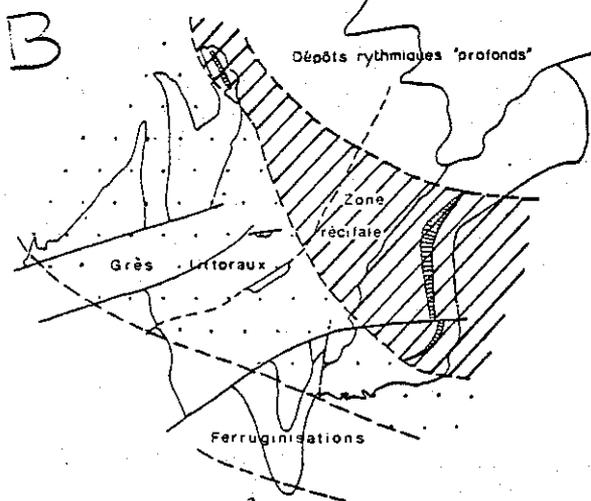


Figure 17 - Le Coniacien et la Santonien des Corbières orientales (Boutenac, Fontfroide et la pinède de Durban).

A, coupe schématique N-S du massif de Fontfroide. (P. FREYTET, 1971).

Épaisseur maximale de la série marine : au moins 600 m.

B, esquisse paléogéographique des Corbières (P. FREYTET, 1971).

C'est probablement à cette époque que se sont déposés les psammites de la Pinède de Durban. Dans le fond du Golfe de Fontfroide, on retrouve en belle disposition concentrique : une zone de ferruginisation (Combe Longue) ; des grès littoraux et lagunaires (Bois du Vicomte) passant à un domaine à influence estuariennes nettes (Boutenac), tandis que la zone récifale formait une sorte de barrière à quelques km du rivage (Fontfroide, Pech Ténarel) ; plus loin en mer se situait la zone des dépôts rythmiques « profonds » (probablement pas plus de quelques dizaines de m).

3) CAMPANIEN (figure 18).

A cette époque, le sillon languedocien s'élargit considérablement vers le Nord, puisque les dépôts de cet âge sont connus à St Chinian et Villeveyrac. Une autre unité paléogéographique apparaît, le fossé de Bédarioux. Le Golfe rhodanien est comblé par quelques niveaux fluviolacustres. Du côté nord-pyrénéen, le Campanien est représenté par les grès d'Alet. (Fig. 18)

Dans les Corbières, l'épaisseur maximale de la formation est de 1200 m à Montsérét, c'est à dire au-dessus de la série marine de Fontfroide. Les dépôts ne font plus que 200 m à la terminaison ouest des collines de Boutenac, et n'existent plus dans l'Alaric, à 30 km à l'Ouest. La fermeture du sillon vers l'Ouest est donc rapide. Vers le Sud, les épaisseurs sont difficiles à estimer, en raison de la tectonique. Toutefois, à la base du Campanien, les premiers cyclothèmes sont essentiellement conglomératiques, alors que la base de la série ne comporte que des graviers à Fontfroide et à Boutenac. La polarité du dépôt est nette, et comme le matériel ne renferme que des galets de quartz et de lydienne, c'est encore la ride de Mouthoumet qui est érodée.

La partie inférieure du Campanien est azoïque et montre une association illite-kaolinite. La partie supérieure renferme des oncolites, des Unios (P. FREYTET, 1961); les minéraux argileux sont illite-kaolinite-smectite, et les chenaux fluviaux renferment des cuirasses ferrugineuses de nappe aquifère (St André, pl. I).

Figure 18. Le sillon languedocien au Campanien (P. FREYTET, 1970).

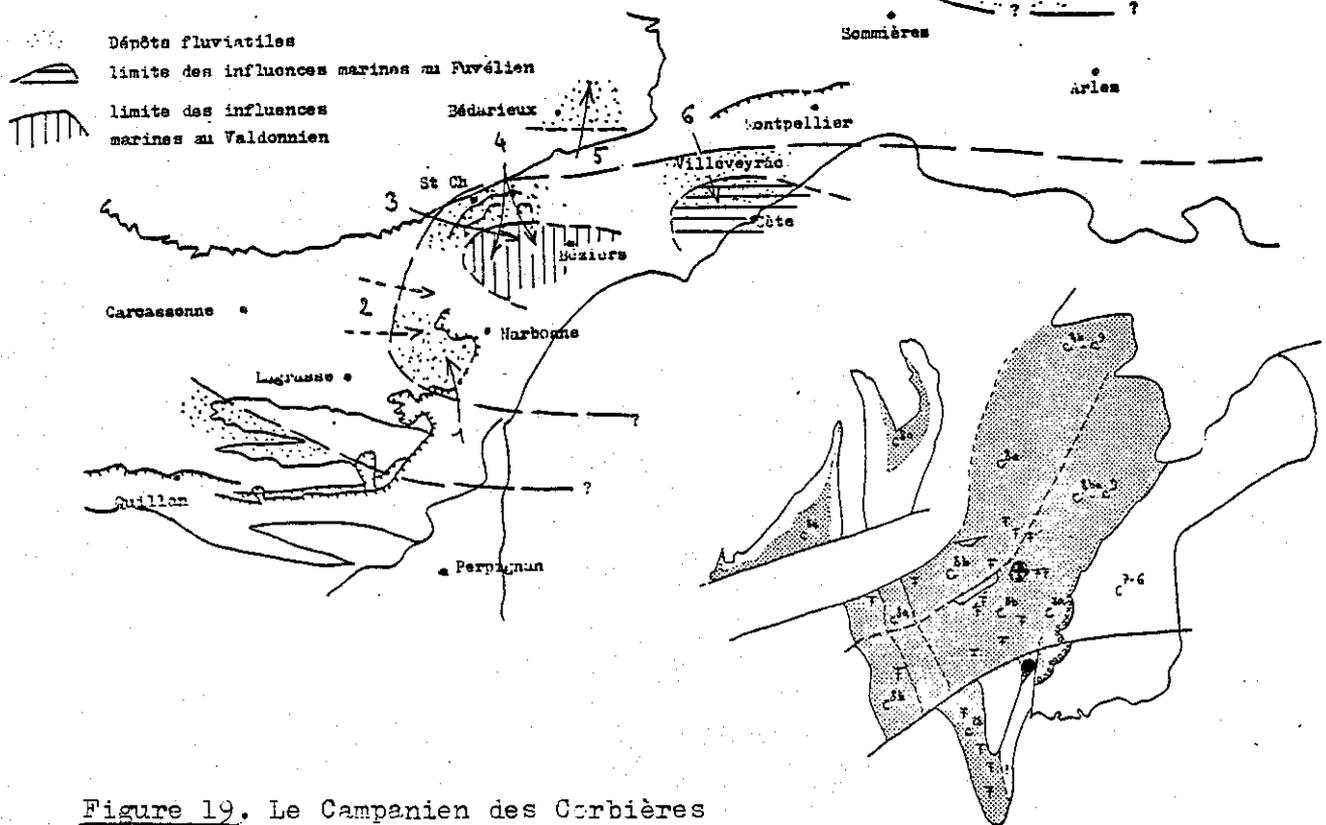


Figure 19. Le Campanien des Corbières (P. FREYTET, 1971).

⊕, St André ; ●, Combe Longue.



- C³ BEGUO ROGNACIEN
- C^{1b} FUVÉLIEN
- C^{3a} SÉRIE AZOÏQUE
- C⁷⁻⁶ SENONIEN INF. MARIN

Dans le Chainon de St Chinian (fig. 20), le Campanien se compose de plusieurs décharges détritiques (fig. 21, 22, 23, 24), dont la mise en évidence repose sur la nature des galets et graviers (quartz ou quartzite), et la variation granulométrique verticale (Pierriere, fig. 22). Le tiers inférieur de la série campanienne contient des débris de Dinosauriens et plus rarement des oeufs. L'extrême base comporte un niveau saumâtre daté du Valdonnien (Campanien inf). La moitié supérieure de la décharge de Pierriere renferme des Unios fuvéliens (Campanien supérieur). Enfin, la polarité des décroissances granulométriques des galets indique un apport venant du Nord (Montagne Noire).

Figure 20. Le Campanien du Chainon de St Chinian (P. FREYTET, 1971).

Les points d'observation sont soulignés.

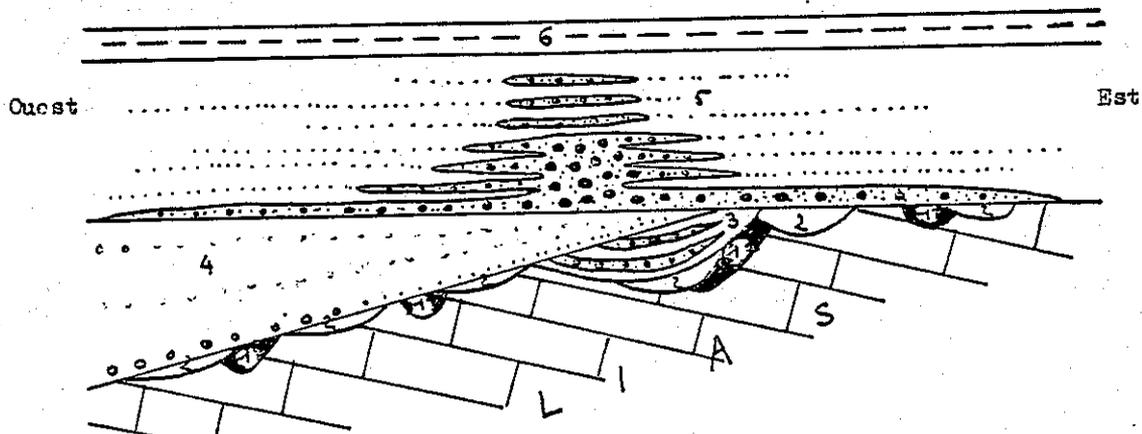
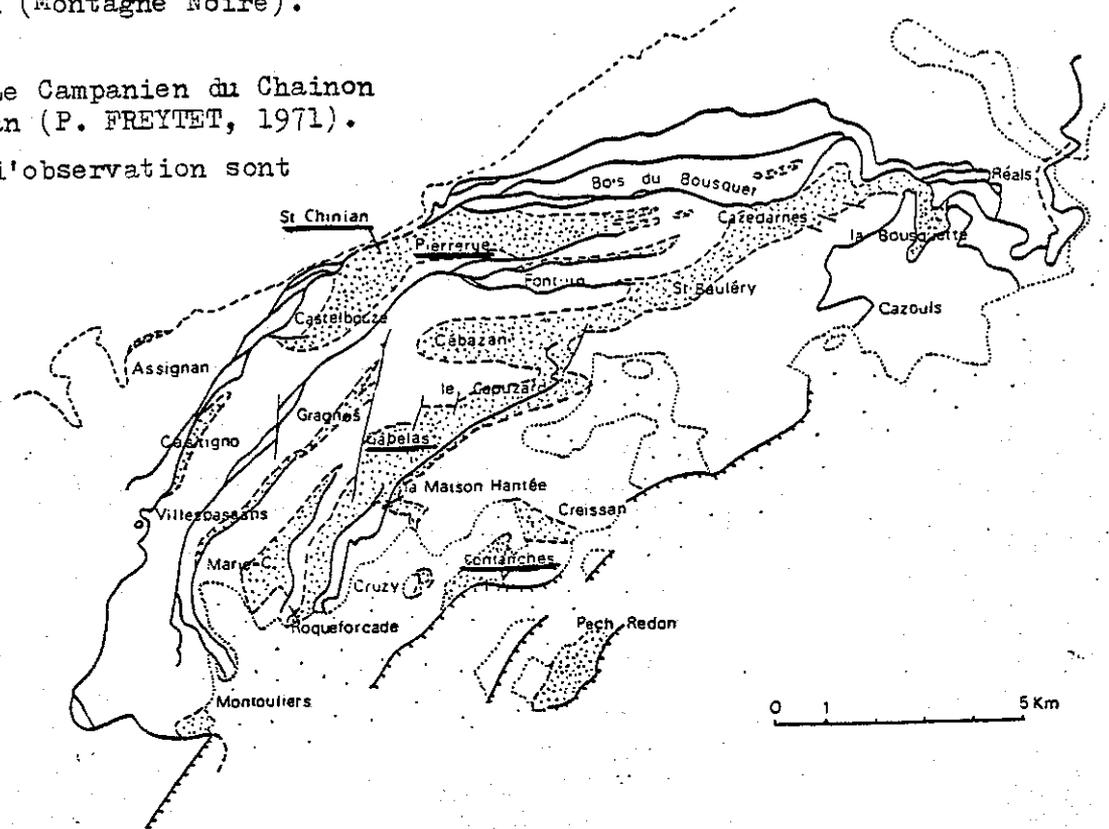


Figure 21. Relations schématiques entre les diverses décharges détritiques du Campanien de St Chinian (épaisseurs réelles - maximum 400 m non respectées; 1, bauxite; 2, argiles kaoliniques (bauxite altérée ?) et formation saumâtre de Fontanches (Valdonnien); 3, cours de Pierriere; 4, cone de Villespassans (quartz/kaolinite); 5, cone de Pierriere (galets de quartzite, illite/kaolinite/chlorite); 6, marnes grises (lacustres?) de passage au maastrichtien (P. FREYTET, 1970)

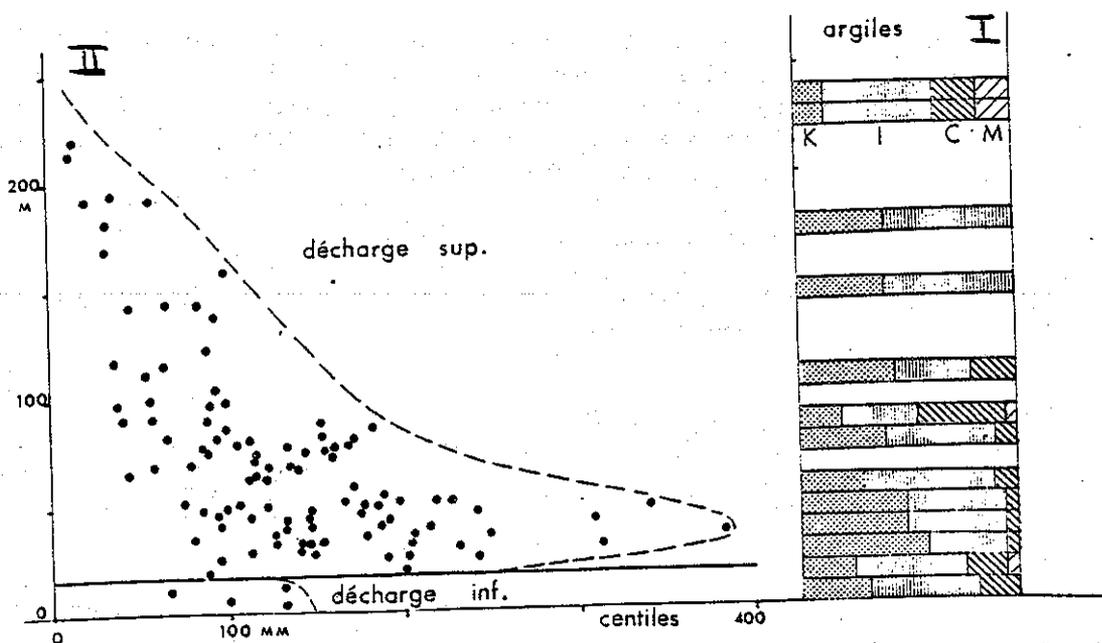


Figure 22. Le Campanien de Pierrerue (P. FREYTET, 1971) : minéralogie des argiles, répartition verticale des centiles .

I. Minéralogie des argiles (K, kaolinite, I, Illite, C, chlorite, M, montmorillonite). La chlorite est à peu près présente partout, la montmorillonite seulement dans les deux échantillons les plus hauts.

II. Répartition verticale des centiles. La série inférieure est très apparente, ses plus gros galets ne dépassant pas 150 mm de long; leur décroissance de taille est peu sensible avec l'altitude. La décharge supérieure est beaucoup plus importante, tant par son épaisseur que par la plus grande taille des galets (maximum : 390 mm). Remarquer les irrégularités de la courbe enveloppe.

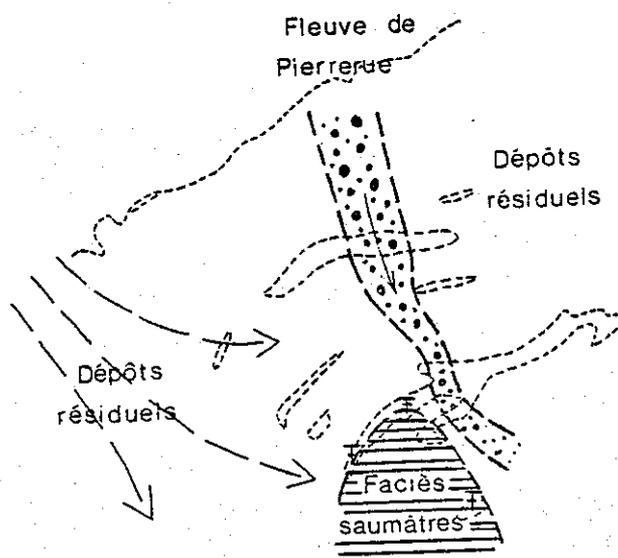


Figure 22. Les unités 2 et 3 du Campanien (P. FREYTET, 1971).

Sur une carte du Chânon de Saint-Chinian déplié (avant compression tectonique), sont reportés le cours d'eau de Pierrerue (série inférieure) Saint-Bauléry, qui semble sans rapport avec les autres unités stratigraphiques (âge post-bauxite et antévaldonien); les dépôts résiduels, inférieurs; et à grains de quartz seuls, d'âge également indéterminé; la série saumâtre de Fontanches - La Mais n Hantée - Roqueforcade passe latéralement à la partie supérieure de ces formations résiduelles (âge valdonien selon les pollens).

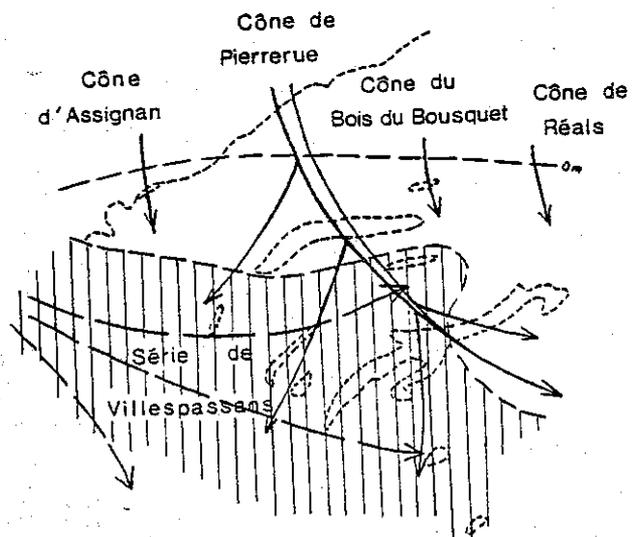


Figure 23. Les unités 4 et 5 du Campanien (P. FREYTET, 1971).

Après cet épisode, s'étend la décharge détritifique de Villespassans, à galets de quartz, d'origine occidentale (Minervois). Sa limite peut être précisée à quelques dizaines de mètres près (âge valdonien ou tuvélien). Au-dessus, s'étend très largement la décharge du Fuvélien, formée probablement de plusieurs cônes alluviaux juxtaposés, dont le plus important est celui de Pierrerue (série supérieure), à galets de quartzite prédominants; les autres cônes identifiables à leur début sont ceux d'Assignan, du Bois du Bousquet et de Réals.

4) MAASTRICHTIEN (BEGUDO-ROGNACIEN)

Il correspond en Languedoc à un bouleversement paléogéographique considérable, lié à la phase tectonique "anté-maastrichtienne", "anté-bégudienne", "fini-crétacée", et responsable, en plus d'un renouvellement des sources de matériel, d'un épisode métamorphique. Rappelons que les premiers galets de roches mésozoïques métamorphiques (calcaires noirs à dipyre) ont été décrits par MATTAUER et PROUST en 1962.

Dans les Corbières méridionales et orientales, dès la base de la série, ainsi qu'à Villeveyrac, à mi hauteur, apparaissent des galets de roches dures allant du Trias au Sénonien à Rudistes. D'après les données granulométriques de la fraction fine, la durée du transport devait être brève, ce qui permet de fixer la limite des terres érodées approximativement sur l'emplacement du front nord-pyrénéen actuel, pour le sillon nord-pyrénéen, et selon une ligne E-O passant un peu au Sud d'Agde, pour le sillon languedocien (fig. 24). Cette ligne correspond à peu près aux axes des anciens sillons nord-pyrénéen et languedocien.

Les apports septentrionaux se font sentir dans le Nord des Corbières (Montagne d'Alaric), à St Chinian, où le Maastrichtien est en continuité séquentielle sur le Campanien, pour la moitié inférieure du Maastrichtien de Villeveyrac, et dans la région nord-montpelliéraine, séparée du sillon languedocien par le futur pli de Montpellier, et parcourue par au moins trois cones fluviaux.

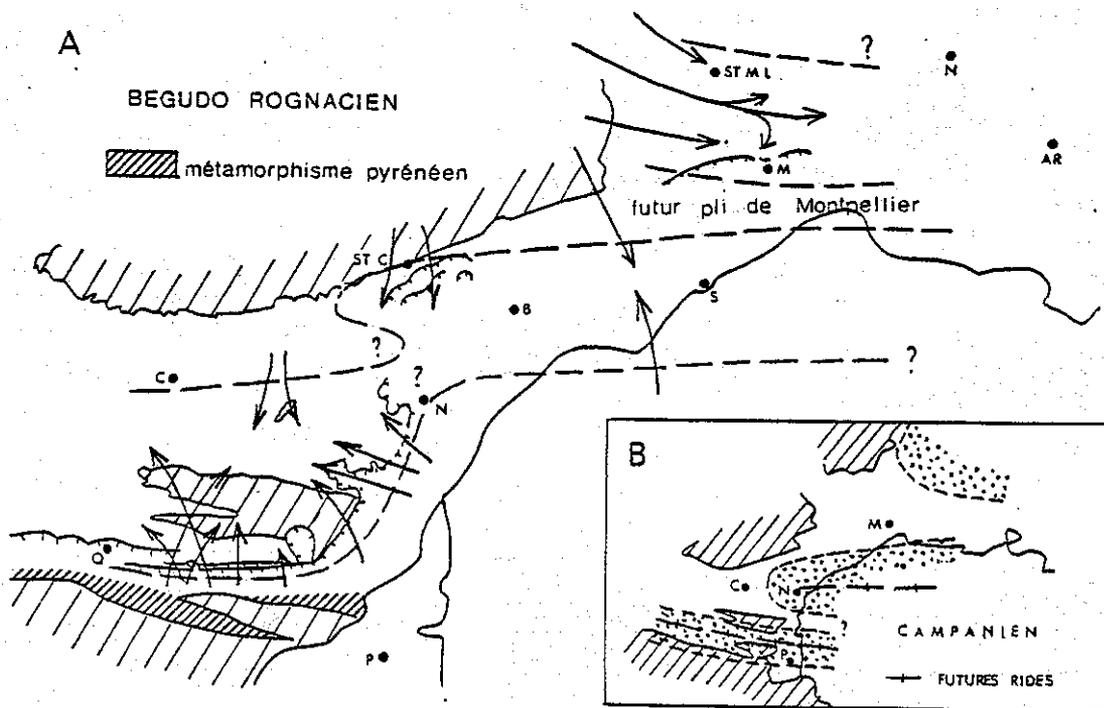


Figure 24. Le Languedoc au Maastrichtien inférieur, période de développement des cones fluviaux (P. FREYTTET, 1971)

A, allure générale des cones (simplifiés). B, rappel de la position des sillons au Campanien.

Dans les Corbières (dessin simplifié), les cones alluviaux sont issus du sillon nord-pyrénéen et de la zone Cucugnan - Narbonne, oblique sur la direction des axes des sillons (nord-pyrénéen et languedocien). L'Alaric est alimenté par le Nord. A Saint-Chinian, à matériel septentrional, les directions d'apports sont difficiles à préciser (à la différence du Campanien). A Villeveyrac, il y a nette opposition entre la décharge inférieure, d'origine septentrionale, et la décharge supérieure, d'origine méridionale (partie sud du sillon languedocien). A Montpellier, les dépôts s'effectuent parallèlement à l'axe de l'isohme durancien.

Dans les Corbières (figure 25), le Maastrichtien inférieur, fluviatile, présente des rapides variations de faciès et d'épaisseur, rendant les corrélations à distance difficiles. Schématiquement, il se compose d'au moins deux décharges détritiques superposées, parfois davantage, mais dans ce cas les premiers termes sont d'origine très locale (bordure du Massif de Mouthoumet, zone proche de la nappe des Corbières), avant d'être d'une origine plus lointaine, "pyrénéenne".

C'est l'analyse détaillée du contenu sédimentologique des cyclothèmes élémentaires qui a permis la reconstitutions des cones et des décharges. Les traceurs les plus utilisés ont été les quartz bipyramidés, remaniés du Keuper, et les argiles. Il est en particulier facile de déterminer la ligne de séparation entre les terres érodées et le bassin sédimentaire.

Curieusement, cette ligne se trouve à proximité du front nord-pyrénéen (Bugarach), et selon une ligne oblique NNE-SSO, de direction cévenole. Ce n'est pas la première fois que les influences structurales se font sentir sur la sédimentation en Languedoc (voir en particulier BAUDRIMONT et DUBOIS, Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 1977, 1, 1, p. 261-308), et les travaux de l'Ecole de Toulouse dans le domaine pyrénéen proprement dit.

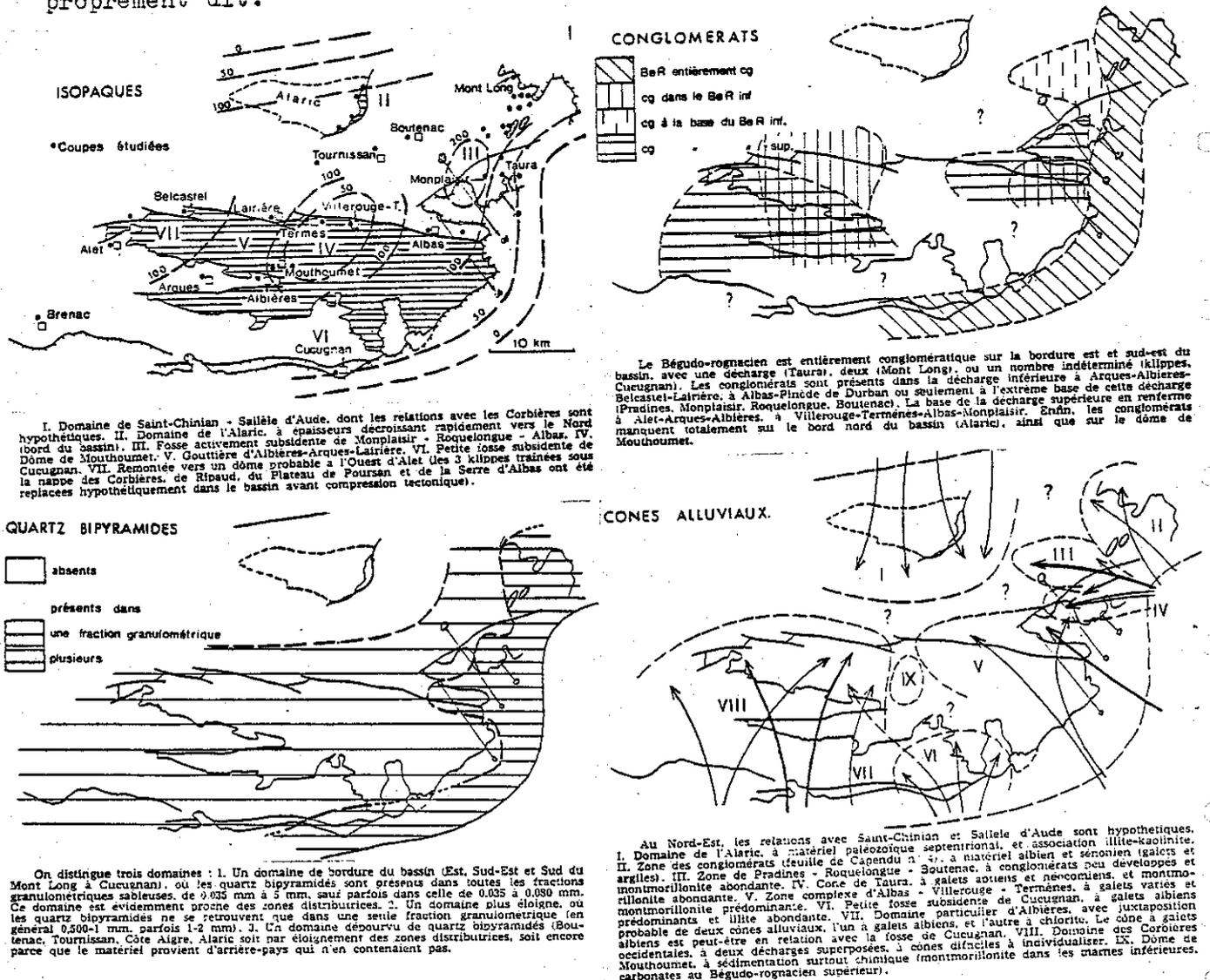
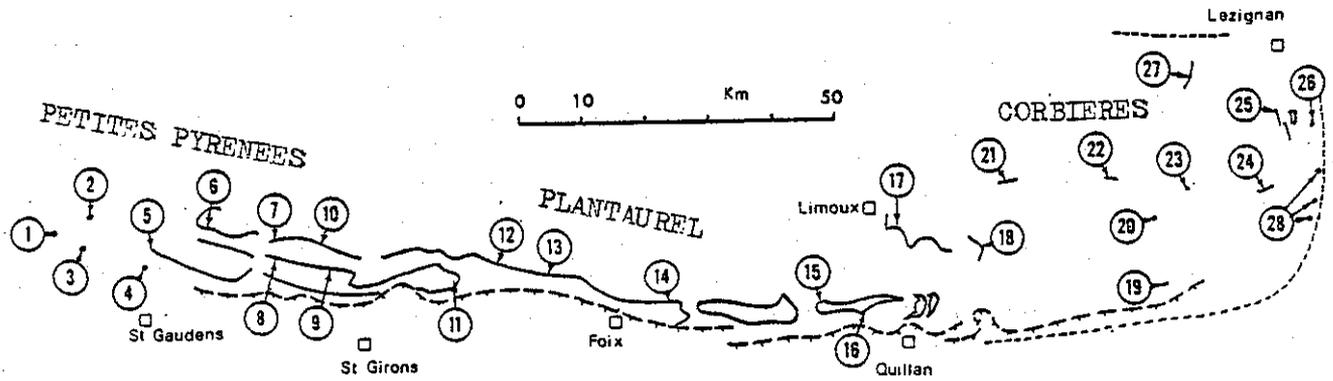


Figure 25. Le Maastrichtien des Corbières (P. FREYDET, 1971).

Le Maastrichtien supérieur se présente dans les Corbières, sous le faciès calcaire palustre/lacustre. C'est la terminaison d'un vaste corps sédimentaire qui prolonge vers l'Ouest dans le Plantaurel et les Petites Pyrénées (fig. 26). Les faciès palustres sont très développés (figures 11 et 12), et nous les étudions à la coupe d'Albas (24).

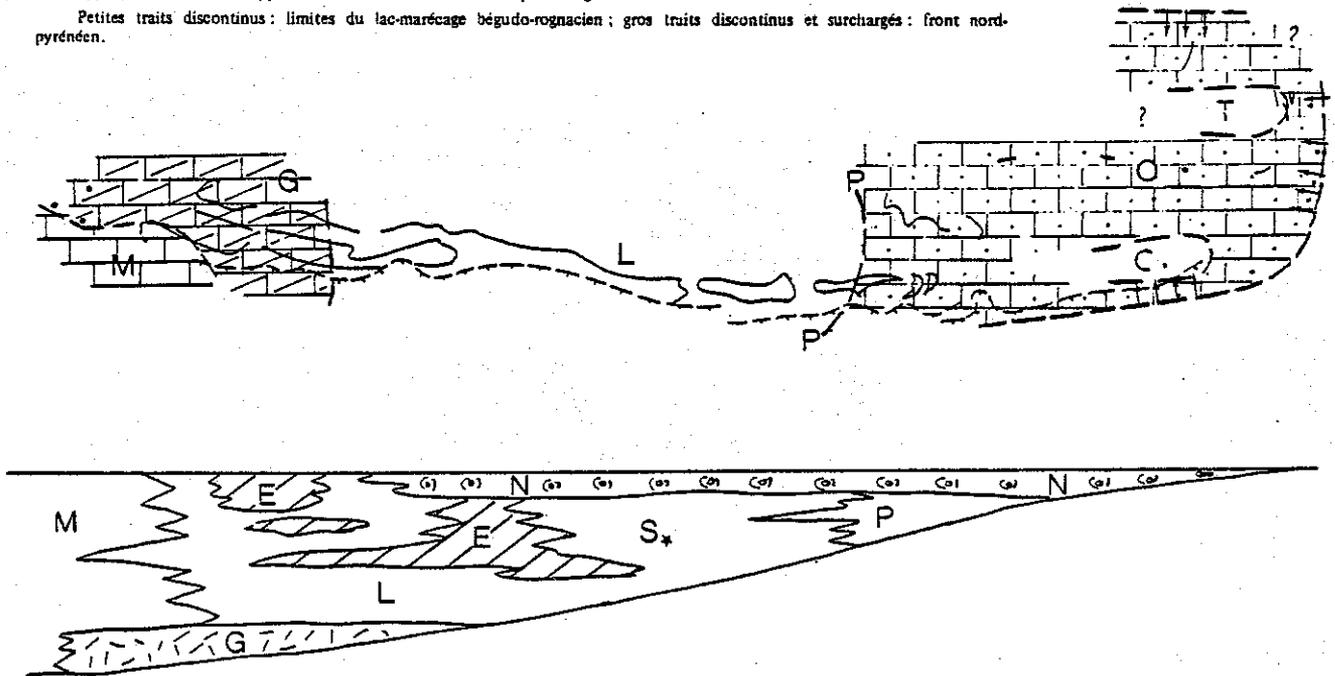


A. Localisation des coupes.

1, St Loup-Nizan; 2, Blajan; 3, Montmaurin; 4, Larcan; 5, St Marcet; 6, Aurignac; 7, Boussens; 8, Marsoulas; 9, Fabas; 10, Buholoup; 11, Mas d'Azil; 12, Pas du Roc; 13, Pas du Portel; 14, Carla de Roquesfort-Illat; 15, Puivert.

Corbières (P. Freytet, 1970): 16, Brénac; 17, Alet; 18, Arques; 19, Cucugnan; 20, Mouthoumet; 21, Bèlcastel; 22, Lairière; 23, Villeroque-Terménès; 24, Albas; 25, région de Thézan-Poursan; 26, Taura; 27, Montagne d'Alaric; 28, klippe entraînée sous la nappe des Corbières et remise à leur place originelle.

Petites traits discontinus: limites du lac-marécage bégudo-rognacien; gros traits discontinus et surchargés: front nord-pyrénéen.



Répartition des principaux ensembles de faciès et coupe schématique des dépôts marins-lacustres-palustres selon une ligne St Loup - Puivert - Arques - Albas.

M, calcaires marins (graveleux, à Miliolites, Polypiers, etc.); G, formation gravelouse - crayeuse plus ou moins dolomitique; L, grand lac admettant des faciès palustres d'émersion (E); S, emplacement de la sparite granoclassée et stratifiées du Pas du Portel; P, domaine palustre des Corbières, avec O, dôme de Mouthoumet, T, petit lac de Thézan et C, fosse de Cucugnan (fluvio-lacustre); N, calcaire noduleux terminal, indiquant une pédogénèse longue et active.

Figure 26. Le Maastrichtien supérieur calcaire et ses relations avec le Plantaurel et les Petites Pyrénées (P. FREYTET, 1975).

Le Maastrichtien de St Chinian se compose (fig. 27) de trois barres calcaires séparées par deux intercalations grésolo-limoneuses. La première barre est un calcaire lacustre véritable, en petits bancs décimétriques, avec intercalations marneuses, passées dolomitiques (dédolomitisées) et silax. La première intercalation grésolo-limoneuse est une formation fluviatile à chenaux et plaine d'inondation à paléosols. La seconde et la troisième barres sont des calcaires palustres, riches en faciès de dessiccation (pl. III), avec parfois de *Microcodium* dans les intercalations limoneuses. La seconde grosse passée grésolo-limoneuse est de faciès fluviatile banal, avec niveaux à *Microcodium*. Les variations d'épaisseur sont considérables entre Assignan (quelques mètres) et l'axe du bassin (250 m).

D'une manière générale, les calcaires maastrichtiens sont peu fossilifères, car les coquilles se développaient en milieu lacustre franc. Or, ce sont le plus souvent les faciès palustres qui prédominent.

Figure 26. Le Maastrichtien de St Chinian (P. FREYTET, 1971).

Les localités étudiées sont soulignées.

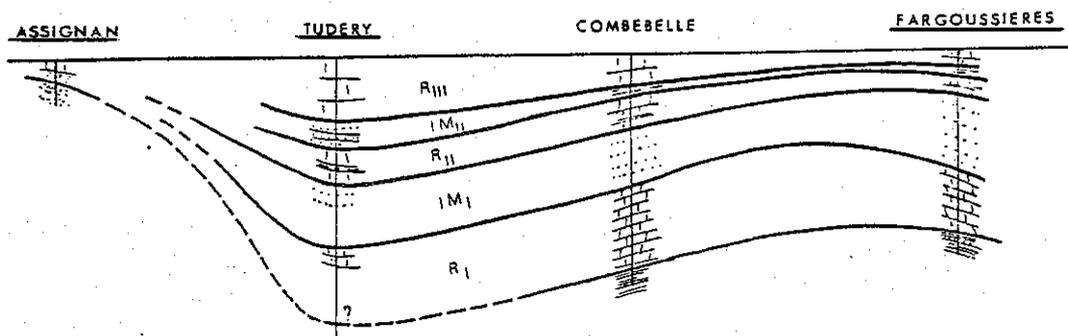
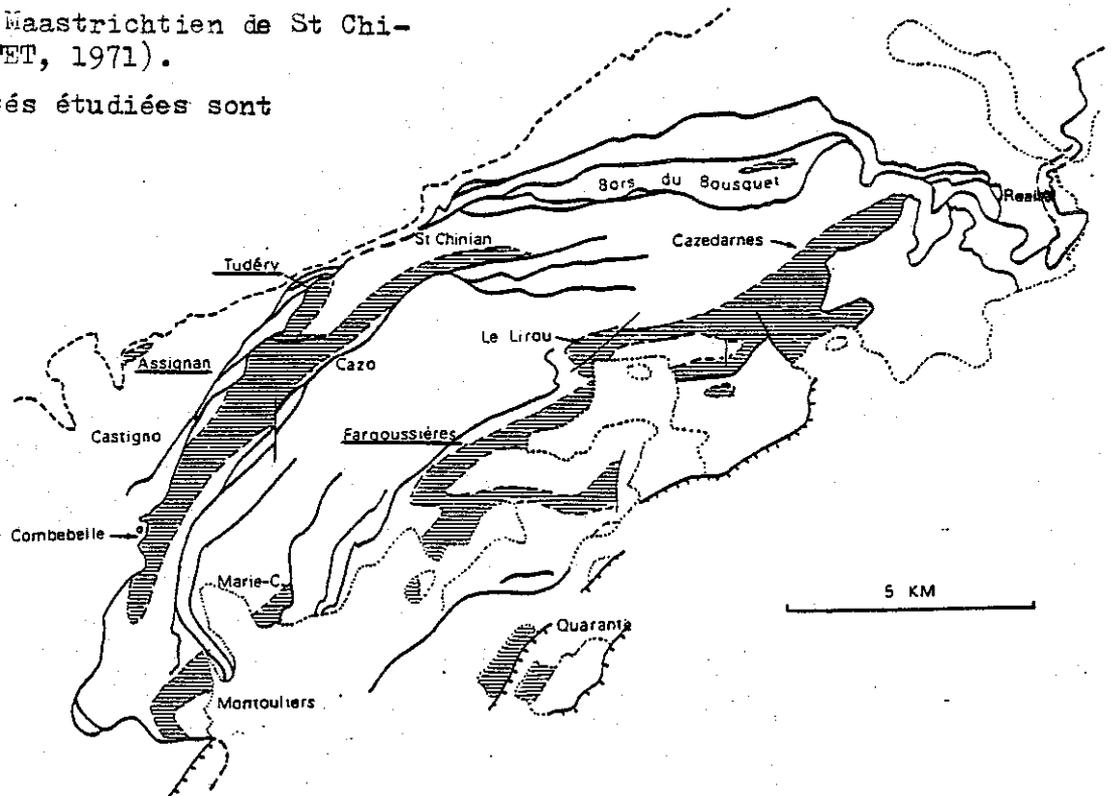


Figure 27. Schéma des variations d'épaisseur du Maastrichtien de St Chinian (P. FREYTET, 1971).

BIBLIOGRAPHIE LIMITEE.

- PLAZIAT J.-C., 1981, Late Cretaceous to Late Eocene paleogeographic evolution of southwest Europe, Palaeo-3, 36, 263-320.
- FREYTET P., 1961, Découverte d'Unios d'âge fuvélien dans le Crétacé supérieur de la région de Monplaisir, près Thézan (Aude), et description de la charnière d'Unio biveri MATHERON, C.R.Som. SGF, 283.
- FREYTET P., 1964, Le Vitrollien des Corbières orientales : réflexions sur la sédimentation "lacustre" nord-pyrénéenne; divagation fluviale, biorhexistasié, pédogénèse. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 2, VI, 179-189.
- FREYTET P., 1965, Données nouvelles sur l'âge des Grès à Reptiles de St Chinian (Hérault) : découverte d'une faune saumâtre (Turono-Sénonien), C.R.Som. SGF., 127-128.
- FREYTET P. et PLAZIAT J.-C., 1965, Importance des constructions algaires dues à des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène en Languedoc, B.S.G.F., 7, VII, 679-694, 3 pl.
- FREYTET P., 1965, Découverte d'oeufs de Dinosaures à St André de Roquelongue (Aude), Bull. Soc. Sc. Aude, LXV, 121-124.
- FREYTET P., 1966, Observations stratigraphiques et paléontologiques dans le secteur Thézan-St André-Ripaud (Feuille de Capendu au 1/50.000ème). C.R. Coll. campagne d'été 64, Bull. Serv. Carte Géol. France, 278, LXI, 213-224.
- FREYTET P., 1966, Sur le problème des lambeaux basaux renversés de la nappe des Corbières orientales : cas des klipptes de la demi-fenêtre de Fontfroide (Bois du Loumet), C.R.Som.SGF., 255-256.
- FREYTET P., 1967, Observations sur la feuille de Capendu au 1/50.000ème : I, le Crétacé supérieur du Massif de Fontfroide et ses relations avec les terrains antécénomaniens; II, les lambeaux avancés et les lambeaux de poussée de la nappe des Corbières orientales, C.R. Camp. 1965, Bull. Serv. Carte Géol. France, 279, LXI, 419-432.
- FREYTET P. et PLAZIAT J.-C., 1967, Sur les rôles respectifs du Massif central et des Pyrénées dans la sédimentation détritique du Crétacé supérieur et de l'Eocène entre Aquitaine et Languedoc, C.R.A.S., 264, 33-36.
- FREYTET P., 1968, L'Eocène inférieur continental ("Vitrollien") du hainon de St Chinian (Hérault) : exemple d'utilisation de résultats sédimentologiques pour les reconstitutions paléogéographiques, Coll. Eocène, Paris, Mém. BRGM. n° 58, 473-486.
- FREYTET P., 1968, Esquisse paléogéographique et structurale du Vitrollien languedocien, C.R.A.S., 266, 1709-17011.
- FREYTET P., 1968, Observations sur la feuille de Pézenas au 1/50.000ème (région de Castelnaud de Guers), Bull. BRGM., I, 3, 31-37.
- FREYTET P., 1968, Essai de reconstitution des bassins d'alimentation et des cones alluviaux du Vitrollien - Thanétien inférieur sur le revers sud de la Montagne Noire, C.R.A.S., 267, 2294-2297.
- FREYTET P., 1969, Un nouveau gisement de Microcodium cavernicoles: le paléokarst de St Bauzille (Hérault), C.R.Som.S.G.F., 166.
- FREYTET P., 1969, Essai de classification des paléossols du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur en Languedoc, et implications climatiques, CRAS, 269, 2316-2318.
- FREYTET P., 1970, Utilisation de la sédimentologie pour l'étude stratigraphique et paléogéographique des milieux continentaux, Coll. Méthodes de la Stratigraphie, Orsay, Mém. BRGM N° 77, 631-642 (paru en 1972).

- FREYTTET P. et PLAZIAT J.-C., 1970, Nouveaux éléments de corrélation lithologique et paléontologique entre les formations marines et continentales de l'Eocène inférieur languedocien ; le problème de l'Ilerdien continental, CRAS, 270, 1076-1079.
- FREYTTET P., 1970, Coup d'oeil sur la sédimentation argileuse au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur en Languedoc, 95ème Congrès Soc. Sav., Reims, I, 265-277, (publié en 1975).
- FREYTTET P., 1970, Esquisse paléogéographique et structurale du Bégudo-rognacien languedocien, CRAS, 270, 2620-2623.
- FREYTTET P., 1970, Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc, Thèse Doctorat d'Etat, Orsay, 490 + 44 p., 210 fig., 21 pl.-photo.
- FREYTTET P., 1971, id., Bull. BRGM, I, 4, 1-54, 46 fig.
- FREYTTET P., 1971, Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal en Languedoc, Rev.Géogr.Phys. Géol.Dynam., 2, XIII, 245-268, 13 pl.-photo.
- FREYTTET P., 1971, Paléolimnologie du Crétacé supérieur et de l'Eocène basal en Languedoc, Coll. Paléolimnologie, 96ème Congrès Soc. Sav., Toulouse, II, 59-70.
- FREYTTET P., 1971, Le Languedoc au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur : évolution des principaux éléments structuraux (rides et sillons), migration des aires de sédimentation, rôle des phases précoces dans la tectogénèse, BSGF., 7, XIII, 5-6, 464-474.
- FREYTTET P. et PLAZIAT J.-C., 1972, Les constructions algaires continentales stromatolitiques : exemples pris dans le Crétacé supérieur et le Tertiaire de France et d'Espagne du Nord, 24ème Congr.Intern.Montréal, 7, 524-534.
- FREYTTET P., 1972, Réflexion sur la paléocécologie des *Microcodium* à partir d'observations faites dans le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur du Languedoc, 97ème Congr.Soc.Sav., Nates, II, 9-16 (paru en 1976).
- FREYTTET P., 1973, Edifices récifaux développés dans un environnement détritique : exemple des biostromes à Hippurites (Rudistes) du Cénonien inférieur du sillon languedocien (région de Narbonne, S de la France), Paleo-3, 13, 25-36.
- FREYTTET P., 1973, Petrography and paleoenvironments of continental carbonated deposits with a particular reference to Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc, Southern France, Sedim. Geol., 10, 25-60.
- FREYTTET P., 1973, Caractères distinctifs et essai de classification des carbonates fluviatiles, lacustres et palustres, CRAS., 276, 1737-1740.
- DAMOTTE R. et FREYTTET P., 1974, Contribution à la connaissance du Cénonien du Massif de Fontfroide (Aude) : étude des Ostracodes, Rev.Esp.Micropal., VI, 2, 201-207.
- FREYTTET P., 1975, Le Danien (Dano-Montien) continental des Petites Pyrénées et du Plantaurel : étude pétrographique et paléogéographique, Rev.Géol.Méd. II, 4, 159-178.
- FREYTTET P., 1975, Concrétions calcaires et analogies avec les calcaires "palustres" (bordure des lacs à sédimentation carbonatée), Coll. Types de croûtes calcaires et leur répartition régionale, Strasbourg, Publ. Institut de Géographie, p. 51-54.
- FREYTTET P., 1975, Quelques types d'évolution géochimique du matériel de remplissage de bassins continentaux fluvio-lacustres, exemples pris dans le Crétacé supérieur et le Tertiaire de France, IXème Congrès sédim. Nice, 2, 63-70.

- PLAZIAT J.-C. et FREYTET P., 1975, Le Languedoc du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur: un sillon mobile entre bloc stable et zone orogénique, IXème Congr. Inter. Sédim., Nice, 5, 329-334.
- COMBES P.-J., et al., 1975, Du cône torrentiel au grand fleuve : sédimentation continentale du Crétacé inférieur au Néogène dans le Midi de la France, Excursion 4 du IX Congrès Intern. Sédim. Nice, 1 vol. 109 p.
- JAFFREZO M. et al., 1977, Pyrénées orientales, Corbières, Guides géologiques régionaux, Masson, 192 p.
- PLAZIAT J.-C. et FREYTET P., 1978, Le pseudo-microkarst pédologique : un aspect particulier des paléo-pédogénèses développées sur les dépôts calcaires lacustres dans le Tertiaire du Languedoc, CRAS, 286, 1661-1664.
- FREYTET P. et PLAZIAT J.-C., 1978, Les redistributions carbonatées en milieu continental : les deux types principaux d'environnements favorables à leur développement, CRAS, 286, 1775-1778.
- JAFFREZO et al., 1979, Livret guide de l'excursion en Languedoc du IIème Symp. Intern. Algues Calcaires, Numéro h.s. Cahiers Géologiques, 25 p.
- FREYTET P. et PLAZIAT J.-C., 1979, Les ooides calcaires continentaux, diversité des formes, des modes de formation, Recherches Géographiques, Strasbourg, 12, 69-80.
- FREYTET P., 1980, Utilisation paléogéographique de quelques paramètres granulométriques d'après des exemples pris dans le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur du Languedoc, Livre Jubil. Prof. A. RIVIERE, 99-108.
- FREYTET P., 1981, Compte rendu de l'excursion du 10 mai 1981 à St Chinian, Bull. Soc. Hort. Hist. Nat. Hérault, 121, 3-4, 88-95.
- FEIST R., BERGER G., FREYTET P., 1981, Feuille de Pézenas à 1/50.000ème, BRGM.
- FREYTET P. et PLAZIAT J.-C., 1982, Continental carbonate sedimentation and pedogenesis, Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France, Schweizerbart'sche, Stuttgart. (sous presse).

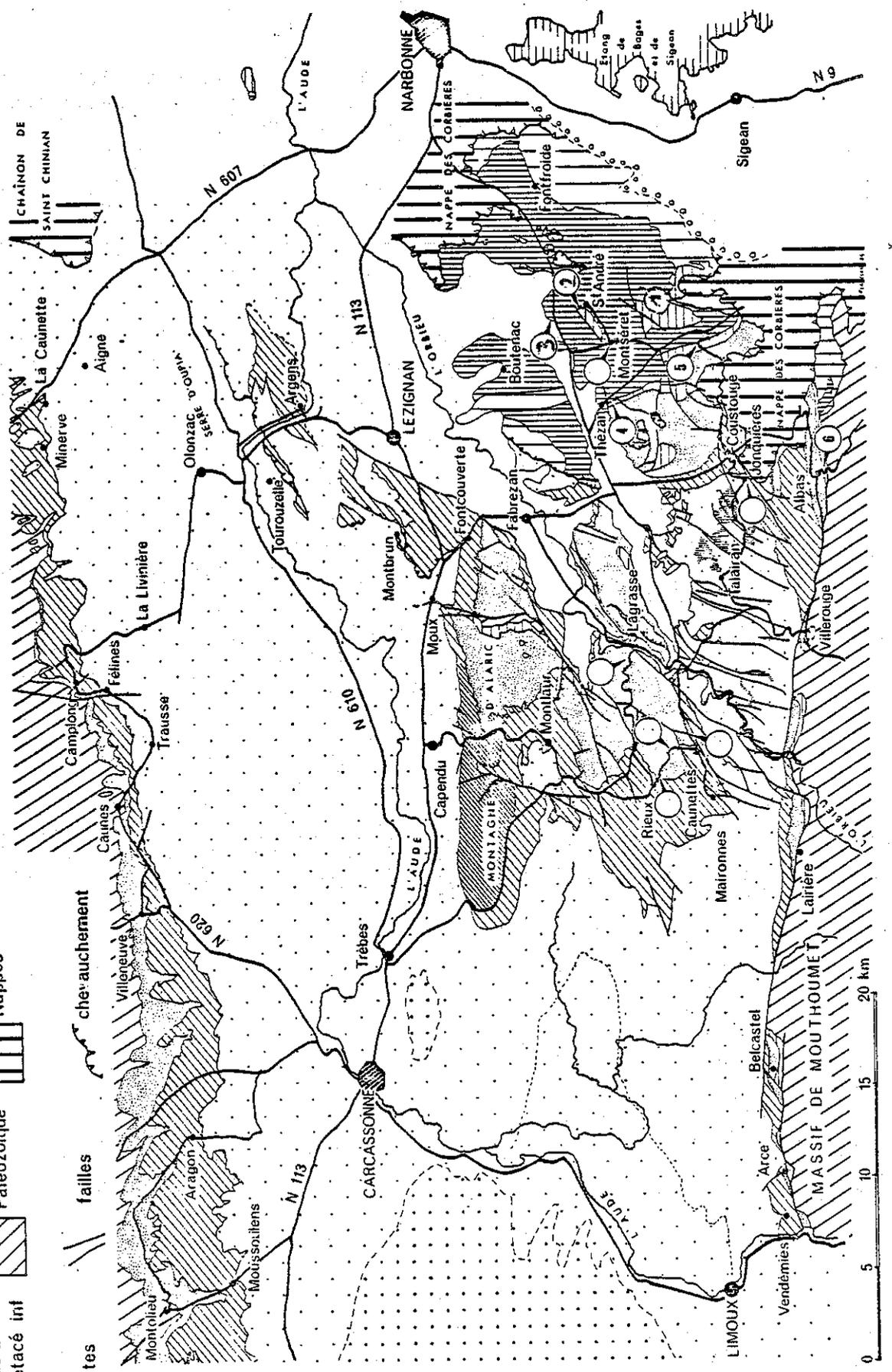
SCHEMA GEOLOGIQUE DU MINERVOIS ET DES CORBIERES SEPTENTRIONALES.

Figure 28.

Carte de J.-C. PLAZIAT, in COMBES et al., 1975, Excursion 4 du Congrès Intern. Sédimentologie Nice.

-  Oligocène
-  Paléogène inf.
-  Trias à Crétacé inf.
-  Molasse liardien-Barton
-  Crétacé terminal continental
-  Trias à Crétacé inf.
-  liardien marin
-  Cénomaniens à Campanien
-  Nappes

-  routes
-  failles
-  chevauchement



LISTE DES ARRETS RELATIFS AUX DEPOTS CONTINENTAUX.

CORBIERES ORIENTALES.

La localisation est donnée sur la fig. 28 (page en face). Pour plus de détails structuraux, on se reportera à la carte pliée (P.FREYMET, 1967, Bull. Serv. Carte Géol. France).

- 1, coupe de la Combe Longue (S de St André de Roquelongue).
 - Turonien conglomératique et ferrugineux
 - Campanien basal à chenaux conglomératiques à matériel paléozoïque, et partie moyenne du Campanien inférieur, à chenaux et dépôts de plaine d'inondation
 - Maastrichtien discordant sur le "Turon-Sénonien".

(documents : carte pliée annexe).

- 2, Coupe du flanc SE de Roquelongue (St André de Roquelongue)
 - Campanien supérieur : chenaux à oncolites et limons de plaine d'inondation à paléosols marmorisés à nodules calcaires.
 - Maastrichtien : à l'extrême base, chenal fluviatile à matériel conglomératique d'origine locale (Albien, Aptien); série limoneuse à très rares chenaux, paléosols à oeufs de Dinosaures (fig. 29).

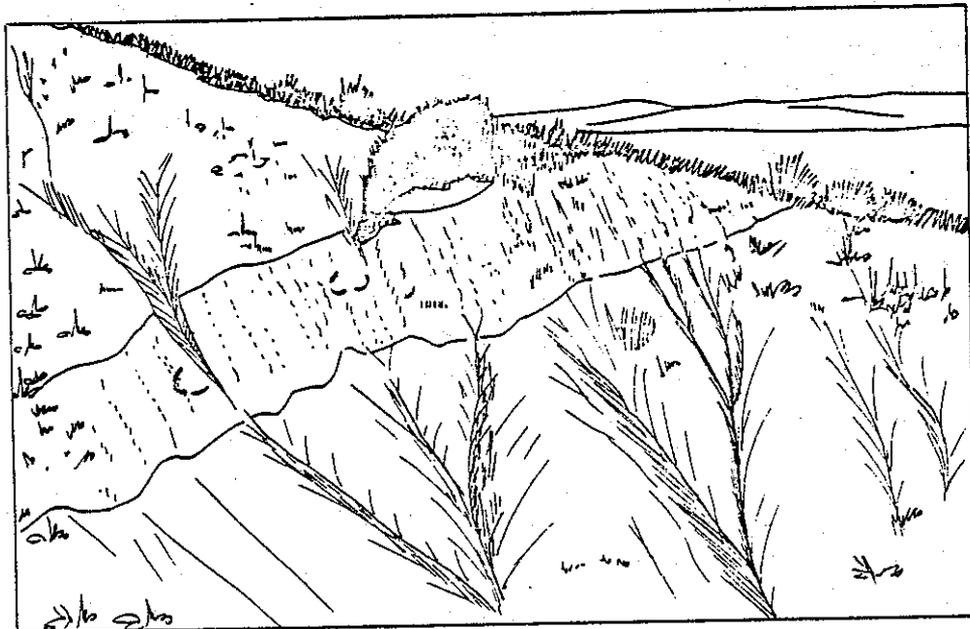


Figure 29 : le paléosol à nodules calcaires et oeufs de Dinosaures de St André de Roquelongue (Maastrichtien inf.).

- 3, Cuirasses ferrugineuses ne nappe aquifère dans les grés de chenaux fluviatiles campaniens, NO de St André de Roquelongue (pl. I).
- 4, Carrière de la Cave Coopérative de Thézan : Maastrichtien supérieur calcaire, avec faciès palustres à Microcodium, cavités de type pseudo-microkarst et faciès lacustres véritables. On peut encore ramasser des coquilles de Gastéropodes (gisement décrit par DONCIAUX en 1903) : Bauxia disjuncta, B. fuscostriata, Vivipara bosquiana, Cyclotus solarium, Cyclophorus matheroni, Palaeostoa marignanensis.

5, delta de Monplaisir (Maastrichtien inférieur et supérieur). Le Maastrichtien inf. se présente sous forme de chenaux fluviatiles à oncolites alternant avec des limons calcaires marmorisés. Cette formation représente l'équivalent de la série de Roquelongue. Au dessus, le Maastrichtien sup. est formé d'une alternance de calcaires micritiques plus ou moins noduleux et de limons marmorisés : cet ensemble fluvio-marécageux passe latéralement au calcaire lacustre de la carrière de la Cave Coopérative de Thézan.

La figure 30 donne les relations géométriques entre les diverses coupes.

La figure 31 représente la coupe du Maastrichtien de Monplaisir (273 m).

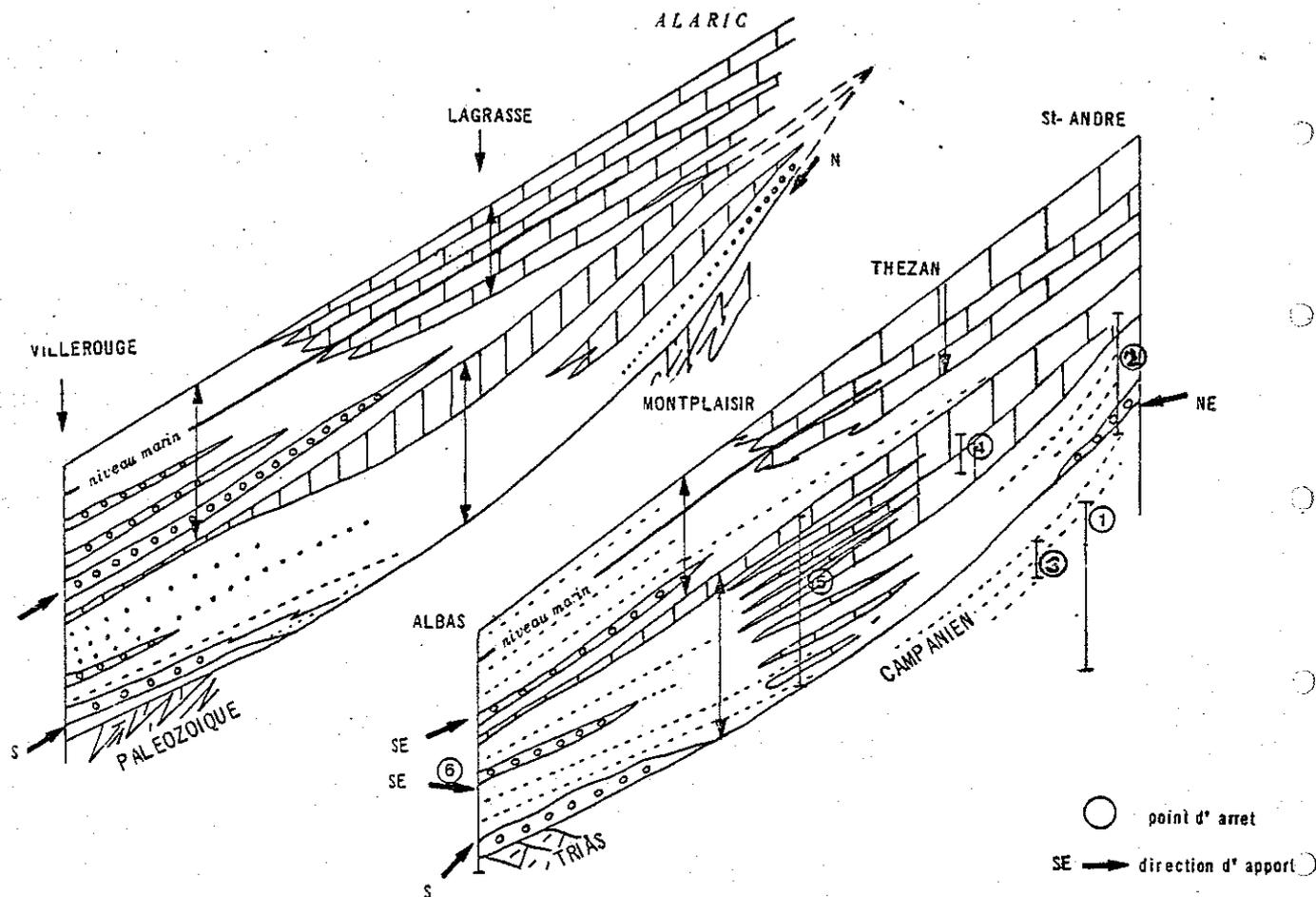


Figure 30. Relations géométriques entre les diverses coupes de Maastrichtien dans les Corbières orientales, d'après COMBES et al. (1975) (Livret guide de l'excursion 4 du Congrès de Nice).

6, le Maastrichtien d'Albas. La série y est totalement différente (fig.30 et 32), et varie très rapidement de faciès. Nous verrons les points suivants : paléokast antémaastrichtien sur dolomie du Muschelkalk, chenaux à graviers de quartz, oncolites et débris d'oeufs de Dinosaures, paléodoline à remplissage de blocs de dolomie triasique, épandage de matériel paléozoïque d'origine locale, série fluviatile à chenaux et dépôts de plaine d'inondation, barre conglomératique faisant la base de la 3ème décharge détritique, calcaire marmorisé sommital (voir fig. 30 et aussi 26).

Figure 31. Coupe du Maastrichtien de Monplaisir (Corbières orientales), avec la teneur en carbonate (colonne 2) et la minéralogie des argiles (colonne 3); On note la prédominance de la smectite (M), néoformée dans le milieu.

(d'après COMBES et al., 1975, Livret guide de l'Excursion 4 du Congrès de Nice).

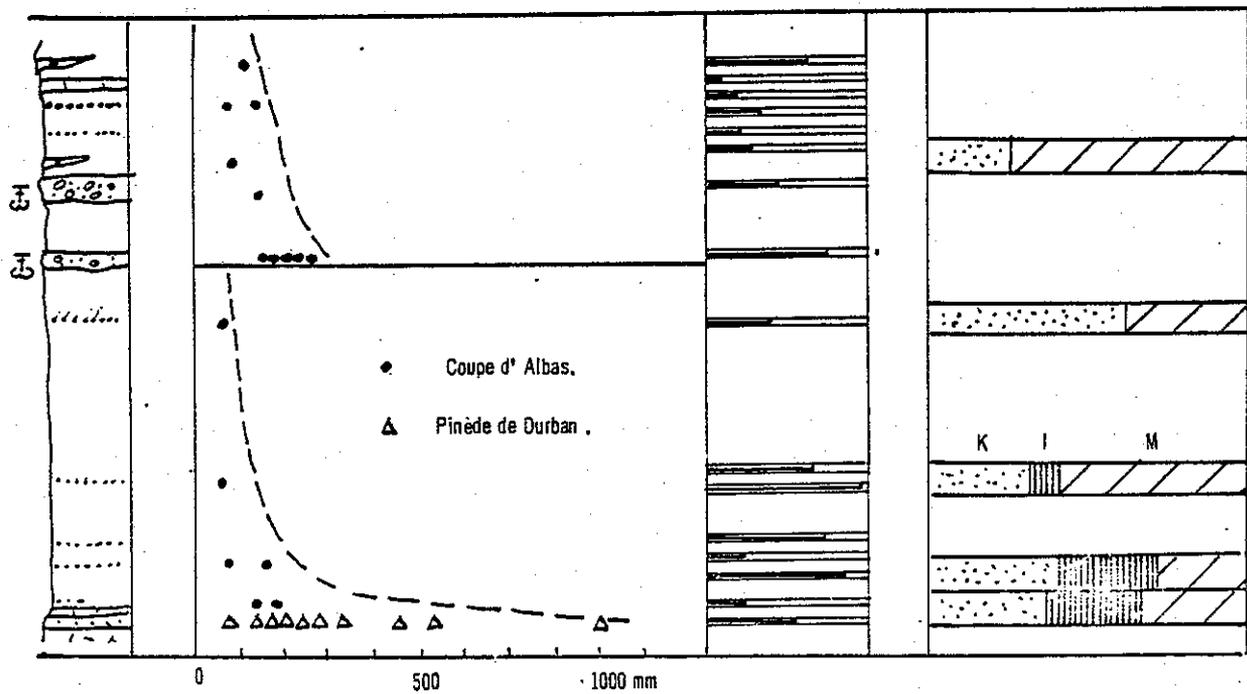
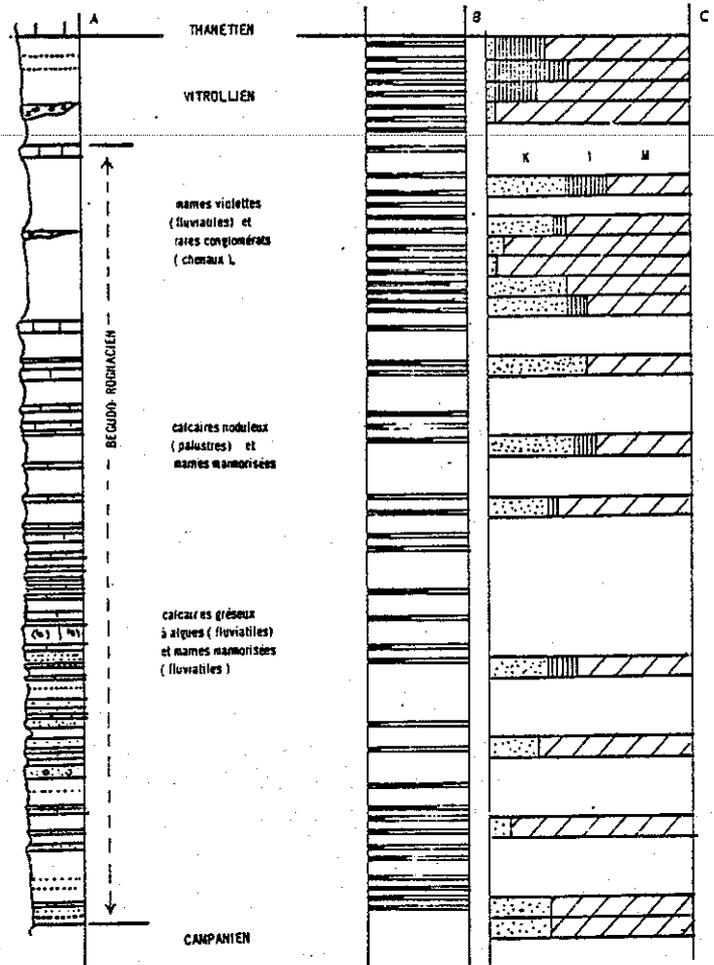


Figure 32. Données sédimentologiques sur le Maastrichtien d'Albas (P.FREYDET, 1970). colonne 1 : série stratigraphique; 2, granulométrie des galets exprimée par le centile; 3, teneur en carbonate; 4, minéralogie des argiles.

CHAINON DE SAINT CHINIAN.

- 1, environs de Pierrerue :
 - le cours d'eau principal de Pierrerue (ancienne gare)(Campanien) (figures 20, 21 et 22)
 - la bauxite de Pierrerue, et sa couverture.
- 2, environs de St Chinian : Campanien inférieur à oeufs de Dinosaures.
- 3, près du hameau de Tudéry : Maastrichtien, sommet de la première intercalation fluviatile et seconde barre calcaire à faciès palustres, principalement bréchiques (pl. III).
- 4, Assignan, coupe de la série réduite du Campanien et du Maastrichtien, sous le calcaire à Alvéolines ilerdien (fig. 27)
- 5, fond du synclinal de Cébazan, Campanien inférieur, cône fluvial à graviers de quartz et croutes ferrugineuses (fig. 20, 21, 23).
- 6, région de Gabelas : chenaux fluviatiles et dépôts de plaine d'inondation à paléols dans la série à graviers de quartz (fig. 23).
- 7, Fargoussières, coupe des marnes grises (sommet de Campanien) et de la première barre calcaire du Maastrichtien, lacustre (calcaire micritique en bancs décimétriques, passées marneuses à terriers, calcaires "cristallins" représentant une dédolomitisation, surfaces noduleuses, silex).

LISTE DES PARTICIPANTS A L'EXCURSION ET ADRESSES.

- ARNAUD M. et Mme, Université de Grenoble, rue Maurice Gignoux, Grenoble.
- FLOQUET M., Institut des Sciences de la Terre, Univ. Dijon, 6 Bd Gabriel,
21100 - DIJON
- DAMOTTE R., Lab. Micropaléontologie, Univ. Pierre et Marie Curie, 2 Place Jus-
sieu, 75230 PARIS Cedex 5
- SALOMON J., Institut des Sciences de la Terre, 6 Bd Gabriel, 21100 DIJON
- SORNAY M. et Mme, 37 rue Jules Nadi, 26600 TAIN L'HERMITAGE
- MONGIN-PETITBOIS D., Lab. Pal. Algues et Invertébrés, Univ. Paris 6, 4 place Jus-
sieu, 75230 PARIS Cedex 5
- REY J., Lab. Géologie, Univ. Paul Sabatier, 39 Allées Jules Guesdes, 31077
TOULOUSE CEDEX
- DHONT A. , K.B.I.N., Vautierstr. 29, B 1040 BRUXELLES Belgique
- MAS J.R., Dpto Estratigrafia, Facultad Ciencias Geologicas, Univ. Complutense
MADRID 3. Espagne
- MASSIEUX M., Lab. Paléobotanique, Univ. Sciences et Techniques Languedoc, Place
E. Bataillon, 34060 MONTPELLIER
- AMIOT M., Institut des Sciences de la Terre, 6 Bd Gabriel, 21100 DIJON
- FEIST M., Lab. Paléobotanique, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Place
Eugène Bataillon, 34060 MONTPELLIER.
- MOREAU M., Lab. Géologie, 40 rue du Recteur Pineau, 86022 POITIERS
- ALONSO A., Dpto Estratigrafia, Facultad de Ciencias Geologicas, Universidad Com-
plutense, MADRID 3, Espagne.
- GASPARD D., Lab. Pétrographie sédimentaire et paléontologie, Univ. Paris-Sud,
Bat 504, 91405 ORSAY Cedex
- BADRE B., Lab. Pal. Vertébrés, Univ. Paris-6, 4 Place Jussieu, 75230 PARIS cedex5
- SERONIE M., 125 Av. d'Eysines, 33110 Le BOUSCAT
- BABINOT J-F., Lab. Géol. Historique, Centre St Charles, Place Victor Hugo
13331 MARSEILLE CEDEX 3.
- BEETSCHEN J-C., Lab. Biol. Générale, Univ. Paul Sabatier, 118 route de Narbonne,
31062 TOULOUSE CEDEX
- PENNER M., Lab. Pal. Vertébrés, Univ. Paris-6, 4 place Jussieu, 75230-Paris Cedex5
- DEBROAS E.J., Lab. Géologie, Univ. Paul Sabatier, 39 Allées Jules Guesdes,
31077 TOULOUSE DEDEX
- FREUDENTHAL T., Esso EPR.E, 213 cours Victor Hugo, 33321 BEGLES
- BODEUR Y., Lab. Géologie, Fac. Sciences, 2 rue de la Houssinière, 44072 NANTES cede
- KERURIO P. Résidence le Fig onnet, A2, 34 Av. P. Erossollette, 13090 AIX en Proven
- PLATEL J-P., B.R.G.M. Aquitaine, Av. Dr. A. Schweitzer, 33600 PESSAC
- ASTRUC J., B.R.G.M. Midi-Pyrénées, Av. Pierre-Georges Latécoère, 31400 TOULOUSE
- RAT P., Institut des Sciences de la Terre, 6 Bd Gabriel, 21100 DIJON

