



HAL
open science

Cônes d'épandage bioclastique en eau profonde et glissements sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontiens de la Drôme : implications paléostratigraphiques

Serge Ferry

► **To cite this version:**

Serge Ferry. Cônes d'épandage bioclastique en eau profonde et glissements sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontiens de la Drôme : implications paléostratigraphiques. Stratigraphie. Université Claude Bernard - Lyon I, 1976. Français. NNT: . tel-00815666

HAL Id: tel-00815666

<https://theses.hal.science/tel-00815666v1>

Submitted on 19 Apr 2013

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.

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD – LYON

pour obtenir

le diplôme de DOCTEUR DE SPECIALITE (3ème Cycle)

DE SCIENCES DE LA TERRE

(Géologie des ensembles sédimentaires)

par

Serge FERRY

CONES D'EPANDAGE BIOCLASTIQUE EN EAU PROFONDE
ET GLISSEMENTS SOUS-MARINS DANS LE BARREMIEN
ET L'APTIEN INFERIEUR VOCONTIENS DE LA DROME
IMPLICATIONS PALEOSTRUCTURALES

1er fascicule : texte

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 46 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

soutenue le 22 décembre 1976, devant la commission d'examen :

MM. R. Enay Président
J. Flandrin
P. Cotillon
M. Lemoine Examineurs
R. Busnardo

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I

Président honoraire : Mr le Pr J. BOIDIN

Président : M. le Pr D. GERMAIN

Premier Vice-Président : M. le Pr E. ELBAZ

Deuxième Vice-Président : M. P. PONCET, Maître-Assistant

Troisième Vice-Président : M. M. BONNET, Etudiant

Secrétaire Général de l'Université : M. J. RAMBAUD, Administrateur Civil

UNITES D'ENSEIGNEMENT ET DE RECHERCHE (U.E.R.)

- U.E.R. médicale GRANGE-BLANCHE : M. B. SALLES, Maître de Conférences agrégé
U.E.R. médicale ALEXIS-CARREL : M. le Pr C. GIROD
U.E.R. médicale LYON-NORD : M. le Pr J.P. GARIN
U.E.R. médicale SUD-OUEST : Mr le Pr J. ROBERT
U.E.R. des Sciences Pharmaceutiques : M. le Pr L. ODDOUX
U.E.R. des Techniques de Réadaptation : M. A. MORGON, Maître de Conférences
U.E.R. de Biologie Humaine : M. le Pr J.C. CZYBA
U.E.R. d'Education Physique et Sportive : M. A. MILLON, Professeur d'E.P.S.
U.E.R. des Sciences Odontologiques : Mr le Dr R. VINCENT
U.E.R. de Mathématiques : Mr le Pr H. BUCHWALTER
U.E.R. de Physique : M. le Pr R. UZAN
U.E.R. de Chimie et Biochimie : M. le Pr J. HUET
U.E.R. des Sciences de la Nature : M. le Pr J. BRUN
U.E.R. de Sciences Physiologiques : M. R. FONTANGES, Maître de Conférences
U.E.R. de Physique Nucléaire : M. le Pr M. GUSAKOW
U.E.R. de Mécanique : M. le Pr J. MATHIEU
OBSERVATOIRE DE LYON : M. MIANES
I.U.T. 1 : M. le Pr B. POUYET
I.U.T. 2 : M. J. GALLET, Directeur E.N.S.A.M.
-

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD – LYON

pour obtenir

le diplôme de DOCTEUR DE SPECIALITE (3ème Cycle)

DE SCIENCES DE LA TERRE

(Géologie des ensembles sédimentaires)

par

Serge FERRY

CONES D'EPANDAGE BIOCLASTIQUE EN EAU PROFONDE
ET GLISSEMENTS SOUS-MARINS DANS LE BARREMIEN
ET L'APTIEN INFERIEUR VOCONTIENS DE LA DROME
IMPLICATIONS PALEOSTRUCTURALES

1er fascicule : texte

soutenue le 22 décembre 1976, devant la commission d'examen :

MM.	R. Enay	Président
	J. Flandrin	
	P. Cotillon	
	M. Lemoine	Examineurs
	R. Busnardo	

R E S U M E

Le Barrémien et l'Aptien vocontiens sont représentés par une alternance de marnes et de calcaires fins, autrefois considérés comme des dépôts bathyaux, par opposition aux calcaires de plateforme (faciès urgoniens) qui les bordent au Nord, au Sud et à l'Ouest.

La découverte ultérieure (1940 - 1965) de fréquentes intercalations de calcaires bioclastiques dans ces faciès ^{fins} et leur mésinterprétation conduisit à rejeter l'image de la "fosse vocontienne" des anciens auteurs, au profit de celle d'un bassin nettement moins profond, accidenté de hauts-fonds.

L'étude sédimentologique de ces calcaires bioclastiques, qui sont en fait des turbidites (lato sensu), la découverte de coulées boueuses sous-marines parfois spectaculaires, la mise en évidence d'importants décapages mécaniques sur certains talus bordiers obligent désormais à revenir à l'image ancienne d'un cul-de-sac relativement profond où les divers épandages ont été cartographiés en détail.

L'étude de la répartition des minéraux argileux indique en outre que la fraction terrigène des sédiments se répandait dans le bassin en empruntant le dispositif morphologique qui permettait l'épandage des sédiments bioclastiques en eau profonde.

Il apparaît enfin que les actuelles fractures orientées NE-SO et NO-SE étaient déjà déterminantes dans la répartition de ces faciès anciens; autrement dit, elles commandaient la morphologie du bassin de l'époque.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél: 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf grenoble.fr

FERRY S. (1976). - Cônes d'épandage bioclastique en eau profonde et glissements sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontien de la Drôme. Implications paléostratigraphiques. Thèse 3^e Cycle, Lyon, 144 p., 48 fig.H.T., (inédit).

A V A N T - P R O P O S

Au terme de trois années de recherche, ce mémoire constitue un effort nécessaire de synthèse, une pause salutaire dans un travail de plus longue haleine entrepris à l'échelle du bassin vocontien.

En pariant sur l'étudiant que j'étais au moment où ils me proposèrent un sujet de thèse en même temps qu'un poste d'assistant, le Professeur Jacques FLANDRIN* et Pierre COTILLON,* alors responsable de l'enseignement des travaux pratiques de sédimentologie, prenaient un risque. J'espère qu'en dépit de ses inévitables défauts de jeunesse, ce premier mémoire répondra à leur attente.

Je sais gré au Professeur Raymond ENAY* d'avoir accepté, malgré ses tâches fort nombreuses, de succéder au Professeur FLANDRIN à la présidence de ce jury.

Je remercie d'autre part monsieur Marcel LEMOINE** de l'intérêt qu'il porte à mes recherches sur les phénomènes de resédimentation ainsi que Robert BUSNARDO* pour son aide précieuse en ce qui concerne la stratigraphie.

A tous mes collègues du laboratoire de géologie, dont l'aide directe ou indirecte fut précieuse, je dis enfin merci.

Le Centre National de la Recherche Scientifique, par l'intermédiaire du Laboratoire de Paléontologie stratigraphique et Paléocologie de Lyon (L.A. n° 11), a financé ce travail.

* Université Claude Bernard - Lyon.

** Institut Dolomieu - Grenoble.

TABLE DES MATIERES

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53

F. 38041 GRENoble CEDEX
 Tél: 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: alalour@ujf-grenoble.fr

pages

Résumé.....	1
Avant-Propos.....	2
Table des matières.....	3

INTRODUCTION

I - CADRE DE L'ETUDE.....	6
II - MOTIVATIONS ET DIRECTIONS DE RECHERCHE.....	9

CHAPITRE I - STRATIGRAPHIE

I - BIOZONATION DE LA SERIE VIRTUELLE PELAGIQUE.....	11
II - ZONATION PARASTRATIGRAPHIQUE.....	16
2.1. Méthodes.....	16
2.2. Evolution verticale de la fraction argileuse.....	17
2.2.1. Coupe de Crupies.....	18
2.2.2. Données complémentaires.....	20
2.3. Ubiquité de la séquence argileuse dans le bassin.....	22
2.4. Conclusions.....	24
2.5. Exemples d'application.....	26
2.5.1. Reconnaissance de la "Vire à Hétérocères".....	27
2.5.2. Corrélations par les argiles dans les séries à coulées boueuses.....	27
III- LES LIMITES STRATIGRAPHIQUES MAJEURES DANS LES SERIES PER- TURBEES ; OBSERVATIONS PERSONNELLES.....	29
3.1. Limite Hauterivien - Barrémien.....	29
3.2. Limite Barrémien inférieur - Barrémien supérieur.....	30
3.3. Barrémien supérieur.....	32
3.4. Limite Barrémien - Aptien.....	32
3.5. Limite Aptien inférieur - Aptien supérieur.....	34
3.6. Les "hard-grounds" fini-bédouliens.....	37
IV - CONCLUSIONS.....	40

CHAPITRE II - ETUDE ANALYTIQUE DES PERTURBATIONS
SYNSEDIMENTAIRES AFFECTANT LA SERIE PELAGIQUE

I - LES PRINCIPALES CATEGORIES DE REMANIEMENTS GRAVITAIRES; ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE.....	41
1.1. Les courants de turbidité.....	43
1.1.1. Courants de turbidité de faible densité; couches néphéloïdes.....	43
1.1.2. Courants de turbidité de haute densité.....	45
1.2. Coulées de sable.....	49
1.3. Coulées boueuses et glissements.....	51
II - LES FACIES BIOCLASTIQUES VOCONTIENS.....	53
2.1. Historique.....	53
2.2. Présentation du faciès bioclastique.....	55
2.3. Réinterprétation.....	59
- Arguments de gisement.....	59
- Arguments de microfaciès.....	60
- Arguments en faveur d'un transport brutal et d'une accumulation relativement rapide.....	62
- Arguments tirés de la structure interne des bancs.....	64
- Discussion.....	66
2.4. Modalités de la resédimentation.....	68
2.5. Les courants de fond ont-ils un rôle dans l'épandage des débris ?	70
2.6. Informations directionnelles; orientation des grains....	73
2.6.1. Figures de semelle.....	73
2.6.2. Orientation des grains.....	74
- Historique.....	74
- Méthodes.....	75
- Résultats.....	78
- Interprétation.....	79
- Utilisation.....	81
III- COULEES BOUEUSES.....	82
3.1. Caractères généraux des coulées vocontiennes; la turbidite associée.....	83
- coulée-type.....	83
- Nature et forme des éléments.....	85
- Semelle des coulées.....	86
- Pouvoir érosif des coulées.....	87
3.2. Mégabrèches de resédimentation.....	87
3.3. Autres types de coulées.....	90
3.4. Informations directionnelles.....	90
IV - LES GLISSEMENTS.....	91
V - CONCLUSIONS.....	94

CHAPITRE III - REPARTITION DES SEDIMENTS
DANS LE BASSIN - CONSEQUENCES PALEOGEOGRAPHIQUES

I - LES FACIES HEMIPELAGIQUE ET PELAGIQUE.....	95
1.1. Définitions.....	95
1.2. Répartition.....	97
1.2.1. Stabilité de la Répartition.....	98
1.2.2. Influence précoce des accidents tectoniques sur la sédimentation autochtone.....	99
1.3. Signification paléogéographique du passage entre faciès hémipélagique et pélagique.....	100
1.4. Cas d'interpénétration des faciès hémipélagique et pélagique.....	101
II - REPARTITION DES SEDIMENTS ALLOCHTONES.....	103
2.1. Barrémien inférieur.....	103
2.2. Barrémien supérieur calcaire.....	105
2.2.1. L'aire d'épandage bioclastique du Pays de Bordeaux.....	107
2.2.2. La zone de l'Ouvèze.....	111
2.2.3. La zone du Diois oriental et du Bochaine.....	112
2.2.4. La flaque des Mouyons.....	113
2.2.5. Les coulées boueuses axiales.....	113
2.2.6. Les glissements pélagiques.....	118
2.3. Bédoulien calcaire.....	119
2.3.1. L'épandage bioclastique.....	119
2.3.2. Les coulées axiales.....	120
2.3.3. Les glissements pélagiques.....	122
2.4. Bédoulien marneux.....	122
III- ETUDE DE LA FRACTION TERRIGENE DES SEDIMENTS.....	125
3.1. Répartition des minéraux argileux au Barrémien inférieur	125
3.2. Répartition de la fraction sableuse dans les diverses catégories de sédiments.....	127
3.3. Interprétation paléogéographique.....	129
CONCLUSIONS	131
PROFONDEUR DU BASSIN VCONTIEN.....	134
BIBLIOGRAPHIE.....	136

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

- CADRE DE L'ETUDE

- La région étudiée est située dans les Chaînes Subalpines méridionales (fig. 1). Elle correspond approximativement au Diois occidental et déborde légèrement sur les Baronnies. Elle est donc incluse dans les limites de ce qu'il est convenu d'appeler le "bassin", le "domaine" ou encore la "zone" vocontienne depuis que le terme de "fosse" est tombé en désuétude.

Une étude détaillée concerne le domaine géographique compris entre le flanc nord du synclinal de Saou (limite nord), la région de Nyons (limite sud), le méridien de Crest à l'Ouest et celui de Die à l'Est.

J'ai recueilli également un certain nombre de données qui se situent en dehors de ce périmètre, notamment en direction du Sud-Est (synclinaux de La Charce, Rosans et Saint-Auban-sur-Ouvèze), mais aussi vers le Nord (collines barrémiennes au Nord de la Drôme, entre Saillans et Crest) et le Nord-Ouest (Région de Marsanne-Montélimar). Les observations y sont plus fragmentaires mais les travaux de mes prédécesseurs, une fois réinterprétés, permettent sans trop de peine de combler les lacunes et d'inscrire cette étude, restreinte géographiquement, dans son cadre régional.

La carte de la fig. 2 porte en surcharge les principaux points d'observation.

- Stratigraphiquement, l'étude porte sur le barrémien et l'Aptien inférieur (Bédoulien) qui correspond approximativement à la barre calcaire surmontant les premiers termes marno-calcaires du Crétacé inférieur vocontien (fig.1). Au-dessus, vient la masse puissante des "Marnes bleues" gargaso-albiennes. Le Cénomaniens marno-calcaire fait ensuite la transition avec la falaise massive, calcaire et calcaréo-gréseuse, du Turonien.

Au cours des dernières années, un certain nombre de travaux majeurs ont intéressé l'ensemble de la série sédimentaire du domaine vocontien :
Ph. ARTRU (1972) pour les "Terres Noires" callovo-oxfordiennes,
G. LE HEGARAT (1973) pour le Berriasien, M. MOULLADE (1966) pour le Crétacé

inférieur et enfin B. PORTHAULT (1974) pour le Crétacé supérieur. L'apport stratigraphique est considérable et par voie de conséquence la structure du bassin au cours de la sédimentation est mieux connue. En outre, ces auteurs ont mis en évidence la persistance de phénomènes sédimentaires particuliers (turbidites, glissements, etc.) dont certains étaient déjà connus. Ces phénomènes ont été récemment abordés plus en détail dans l'intervalle Tithonique-Berriasien (J. REMANE, 1960, 66, 70 ; C. ALLIOT, J. FLANDRIN et M. MOULLADE, 1964 ; B. BEAUDOIN, 1968, 72). Ils font surtout l'objet du présent travail pour l'intervalle Barrémien-Aptien inférieur (Bédoulien).

- En ce qui concerne la lithologie, l'opposition entre les marno-calcaires vocontiens, encore appelés faciès à Céphalopodes, faciès vaseux ou même faciès pélagiques, et les calcaires urgoniens des plateformes environnantes (Vercors, Ardèche, Vaucluse) est bien connue. En 1912 W. KILIAN en publie une première carte de répartition.

Les travaux ultérieurs (cf 2^o chapitre, partie historique consacrée aux faciès bioclastiques) contribueront peu à peu à amoindrir cette antinomie entre une "fosse" où s'accumulent des sédiments fins à caractère "bathyal" et les zones hautes qui la bordent sur trois côtés. Ils révéleront en effet que les faciès considérés comme profonds montrent, beaucoup plus fréquemment qu'on ne le pensait, des intercalations de calcaires bioclastiques ("calcaires à débris" des auteurs) à patine rousse, en bancs isolés mais qui s'assemblent souvent en barres massives dans le Barrémien supérieur et l'extrême base de l'Aptien. Ces barres s'insèrent à différents niveaux dans les calcaires argileux gris de la falaise barrémienne depuis le Sud de la Forêt de Saou jusque dans l'anticlinal de La Lance. Elles se raccorderaient aux faciès urgoniens ardéchois sous le bassin tertiaire de Valréas (J. MAILLARD, 1963 ; M. MOULLADE, 1966). Elles caractérisent la partie occidentale du domaine vocontien et disparaissent vers l'Est. On retrouve cependant ces barres en d'autres secteurs du bassin, comme dans le Bochaîne (bord sud-ouest du massif du Devoluy) et la vallée de l'Ouvèze, au pied du chaînon Ventoux-Lure, où elles possèdent les mêmes caractères fondamentaux (fig.3).

Dans l'hypothèse où ces faciès bioclastiques sont des faciès de hauts-fonds (J. GOGUEL, 1944, M. MOULLADE, 1966), la zone vocontienne paraît nettement plus diverticulée qu'il ne l'était admis autrefois.

- La structure du domaine vocontien est due à une tectonique polyphasée s'exerçant sur une région aux sédiments relativement marneux situés entre deux môles plus rigides.

Cette structure paraît assez claire dans ses grandes lignes (J. FLANDRIN, 1966). Les plis vocontiens ont en moyenne une orientation provençale ouest-est. Ils trahissent des mouvements qui ont débuté dans le Crétacé supérieur (achevés avant le dépôt du Santonien dans le Dévoluy) mais qui se sont sans doute poursuivis au cours du Tertiaire, avec des intensités plus ou moins grandes selon les secteurs. Il s'y superpose un certain nombre de traits structuraux, acquis postérieurement, qui gauchissent ou segmentent les précédents : c'est le cas en particulier des accidents méridiens de Comdorcet et de La Motte-Chalancon, attribuables en principe à une phase proprement alpine (post-miocène) et qui décalent les plis ouest-est. Certains accidents obliques orientés NE-SW, auraient encore rejoué à cette époque.

Dans les régions plus orientales (territoires couverts par les cartes à 1/50.000 de Gap et de Mens), P. GIDON et H. ARNAUD (in notices des cartes citées) admettent la succession de plusieurs trains de plis : le premier d'orientation N 80 (plis antésénoniens du Dévoluy, cf. ante), le second N 120-130 et N 150 (plis tertiaires obliques, mais il n'est pas sûr que cette direction ne se soit pas manifestée plus tôt), et enfin méridiens, associés aux grandes fractures de même orientation.

L'importance de la structuration Ouest-Est, d'âge crétacé supérieur serait plus grande dans la zone vocontienne proprement dite (B. PORTHAULT, 1974).

Le style tectonique est souple en raison du caractère essentiellement marneux et marno-calcaire de la série lithologique. La barre tithonique ainsi que la masse calcaire du Crétacé supérieur, dans les synclinaux où ce dernier est conservé, jouent le rôle morphologique majeur. L'importance du ressaut barrémo-bédoulien est un peu plus limitée.

Ce style tectonique, une déformation polyphasée interférant avec l'action de l'érosion au cours du Crétacé terminal et du Tertiaire (morphotectonique) expliquent l'apparence un peu confuse de l'orographie vocontienne qui s'oppose à la morphologie plus ordonnée des chaînes subalpines septentrionales.

II - MOTIVATIONS ET DIRECTIONS DE RECHERCHE :

Les travaux antérieurs sur le Crétacé inférieur de la fosse vocontienne avaient des objectifs cartographiques (diplômes de l'Ecole Nationale Supérieure du Pétrole et des Moteurs et cartes géologiques à 1/50 000) et biostratigraphiques (thèse de M. MOULLADE, 1966). Ils n'ont pu aborder, ou que très partiellement, l'étude de la répartition des faciès et de leur géométrie, ainsi que les problèmes sédimentologiques et paléostratigraphiques. Par exemple, ils ont mis en évidence la variabilité des faciès sur la bordure du Vercors entre Crest et Die (feuille de DIE à 1/50.000) mais sans en proposer d'explication.

Mes propres recherches se sont engagées dans des directions encore neuves tout en s'inscrivant dans un vaste programme concernant le Barrémien-Bédoulien du Sud-Est de la France, avec A. et H. ARNAUD dans le Vercors, G. FOURY dans le chaînon Ventoux-Lure, J.P. MASSE dans le Vaucluse et en Provence ; des projets sont en outre élaborés à Lyon pour l'étude de l'Urgonien de l'Ardèche que R. BUSNARDO a déjà abordée. Il était logique que l'on reprît en détail le secteur vocontien et ses bordures immédiates.

Ce travail a débuté par un réexamen approfondi de la coupe de Crupies (cf. CRU, in fig. 2), coupe classique déjà mentionnée au siècle dernier et réétudiée par M. MOULLADE dans sa thèse. Le principal intérêt de cette coupe est de montrer qu'il existe, au coeur du domaine vocontien, des faciès grossiers, "péri-urgoniens", du type "calcaires à débris". Les auteurs antérieurs ont tous associé le caractère benthique du faciès avec un dépôt en mer peu profonde en assimilant, à une nuance près, profondeur d'élaboration et profondeur de dépôt. Ainsi est née la notion de hauts-fonds intra-vocontiens, témoins d'une instabilité du fond, voire d'une tectonique embryonnaire, sur lesquels se serait développé périodiquement un biotope sub-urgonien, sans jamais pouvoir s'installer de façon durable (intercalations de calcaires argileux entre les barres bioclastiques). Cette conception, qui n'a pas été contestée jusqu'à maintenant, est entre autres responsable de l'abandon du terme de "fosse vocontienne". Or la lecture des structures sédimentaires, assortie d'un certain nombre d'arguments indirects, montre, sans ambiguïté possible, que ces calcarénites se sont mises en place grâce à des processus qui entrent dans la catégorie des courants de turbidité (sensu lato). Un tel déplacement gravitaire nécessite des pentes. Il faut par conséquent repenser à nouveau la topographie sous-marine du domaine vocontien.

Associés à ces carbonates détritiques allochtones, il existe d'autres formes de resédimentation sous-marine déjà signalées par J. GOGUEL (1938). Il s'agit de glissements synsédimentaires du type "slumping" décrits principalement dans la partie orientale du bassin vocontien (J. RECY, 1965), c'est à dire dans un secteur situé, pour l'essentiel, en dehors du cadre géographique de cette étude.

Cependant, en dehors de ce secteur, certains glissements en masse peuvent se développer singulièrement au point de prendre des proportions assez extraordinaires et de charrier des mégablocs hectométriques à faciès exotiques, ce qui était passé inaperçu jusqu'à présent. L'autochtonie des matériaux constituant ces coulées était un fait acquis. La notice de la carte géologique de Dieulefit (1/50.000) mentionne ainsi (p.9) :

"A Bezaudun, on récolte des colonies de Polypiers qui peuvent dépasser 20 centimètres de diamètre, donc sûrement autochtones."...

Ceci montre que les sédiments détritiques calcaires qui constituent l'une des originalités du Barrémo-Bédoulien vocontien ne peuvent en aucune manière se prêter à une étude paléoécologique. En revanche, ils conviennent à des recherches sur les processus de mise en place; ainsi, l'étude de l'orientation des grains dans les calcarénites a permis non seulement de mieux comprendre le système d'épandage profond mais aussi d'obtenir des renseignements sur le fluide en mouvement, ce qui est un problème à l'ordre du jour en sédimentologie. D'autre part, grâce aux informations directionnelles qu'ils ont fournies, ces sédiments détritiques ont permis de donner une image précise du bassin.

Les axes de recherche sont les suivants :

- amélioration de la stratigraphie;
- étude systématique des minéraux argileux dans un double but, stratigraphique et sédimentologique;
- étude spécifique des remaniements synsédimentaires : turbidites et coulées de sable dans le pôle carbonaté, coulées boueuses et glissements sous-marins, avec comme but la recherche de solutions aux problèmes suivants : modalités des phénomènes de resédimentation, quelles qu'en soit les formes, rôle des courants marins normaux, mécanismes exacts de l'alimentation du bassin en terrigènes fins, part de la sédimentation pélagique et, en définitive, une meilleure vision, plus "actuelle", de ce bassin vocontien.

CHAPITRE I - STRATIGRAPHIE.

La biostratigraphie du Crétacé inférieur vocontien est aujourd'hui bien connue grâce aux divers travaux suscités par le colloque de 1963. Les problèmes majeurs de corrélation m'ont donc été évités. Néanmoins j'ai dû faire appel, pour des résolutions stratigraphiques ponctuelles, aux moyens classiques de repérage basés sur les faunes et la lithologie. J'ai essayé d'utiliser également à cette fin l'outil parastratigraphique que représente l'évolution verticale des minéraux argileux.

Il importe donc, dans un premier temps, de rappeler puis de préciser les repères que j'ai utilisés pour corréler les séries, même s'ils n'apportent rien de fondamental à la zonation déjà connue.

- BIOZONATION DE LA SERIE VIRTUELLE PELAGIQUE.

M. MOULLADE, dans sa thèse (1966), a mis en parallèle une échelle de Foraminifères, soigneusement établie à l'aide de plusieurs coupes fondamentales du Crétacé inférieur vocontien, et l'échelle d'Ammonites en usage depuis le colloque de 1963. Ainsi, pour l'intervalle Barrémien-Bédoulien, s'appuie-t-il sur la biozonation de la série d'Angles (Alpes de Haute-Provence) mise sur pied par R. BUSNARDO.

La thèse de P. COTILLON (1968) sur le Crétacé inférieur de l'arc de Castellane n'apporte rien de fondamentalement nouveau en ce qui concerne le découpage vertical de la tranche de terrains concernée, dans le secteur pélagique. Cependant, certaines des observations de l'auteur (limite Barrémien-Bédoulien, en particulier) semblent être confirmées par mes propres recherches et j'y ferai allusion le moment venu.

Rappelons brièvement cette biozonation et ses rapports avec la lithostratigraphie (fig.4).

1.1. La limite Hauterivien-Barrémien, définie par les Ammonites, est classiquement caractérisée par l'extinction de Pseudothurmannia angulicostata d'ORB. L'espèce angulicostata est cependant de détermination délicate. Si l'on choisit, cette fois, l'extinction du genre Pseudothurmannia pour définir la limite, il apparaît que la forme guide retenue par M. MOULLADE pour caractériser le Barrémien inférieur, Emericiceras emerici LEV., coexiste avec les derniers représentants du genre en question.

De l'examen des diverses coupes étudiées par les auteurs précités et en tenant compte également de leur biozonation par les Foraminifères, il ressort que cette limite se situe approximativement, lorsque la série n'est pas trop perturbée, aux deux tiers supérieurs de la zone plus calcaire séparant les alternances calcaréomarneuses de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur.

Il s'agit en fait d'une position moyenne susceptible de varier selon les aléas des récoltes paléontologiques ou selon que l'on privilégie les macro ou les microfaunes. A ce propos, bien des inconnues subsistent encore sur la répartition des ammonites à la limite Hauterivien-Barrémien. Elles concernent en particulier P.angulicostata (G. THOMEL, 1974). On sait par ailleurs que les Holcodiscidés, formes typiquement barrémiennes, n'apparaissent pas dès la base de l'étage. C'est une raison supplémentaire de maintenir, tout au moins provisoirement, cette convention commode de la limite "aux 2/3 de la barre calcaire" en dépit des lacunes toujours possibles, (glissements synsédimentaires).

1.2. La limite Barrémien inférieur - Barrémien supérieur, fondée sur la répartition des Ammonites, est imprécise, tant à la fois dans la série stratotypique d'Angles qu'en secteur vocontien au sens strict. Ainsi, selon M. MOULLADE, la répartition exacte de Moutoniceras moutoni d'ORB. n'est pas encore suffisamment connue pour être utilisable en toute certitude.

Les microfaunes sont d'un emploi plus commode ; en effet, l'extinction de Gavelinella sigmoicosta DAM ainsi que de Clavhedbergella sp. aff. simplex MORROW coïncide avec celle des Pulchellies dans plusieurs coupes. Ce changement faunique correspond approximativement à une limite lithologique utilisée cartographiquement pour séparer un Barrémien inférieur relativement marneux d'un Barrémien supérieur plus calcaire, aux interbancs marneux minces ou inexistants. Gavelinella barremiana BETTENSTAEDT, forme-guide du Barrémien supérieur, apparaît assez vite dans les interbancs de la formation calcaire mais pas toujours dès la base, d'après les coupes publiées par M. MOULLADE.

La rupture lithologique précitée devrait donc constituer, en première approximation, un repère acceptable puisqu'il est admis par les biostratigraphes cités dans des coupes aussi éloignées les unes des autres que

Crupies, Angles, Montclus (Hautes-Alpes cf. MC, in fig. 2) et Sisteron (Alpes de Haute Provence).

Toutefois, P. COTILLON (1968) signale Holcodiscus sp. et Pulchellia sp. à l'extrême base de la formation calcaire supérieure dans l'arc de Castellane. En raison du petit nombre des formes récoltées dans ces quelques bancs et de leur situation encore imprécise vis-à-vis des premiers Silesites seranonis d'ORB. et Emericoceras du gr. barremense KIL. et surtout pour des raisons de commodité, l'auteur se rallie malgré tout au découpage traditionnel.

A La Charce (LCH, in fig. 2), M. MOULLADE fait état des observations analogues : la base de la formation calcaire du Barrémien supérieur contient encore des faunes (Ammonites et Foraminifères) du Barrémien inférieur sur une bonne dizaine de mètres. On y reviendra plus loin.

1.3. Le Barrémien inférieur correspond donc lithologiquement à la formation alternante (bancs calcaires et marneux) plus tendre, parfois très marneuse dans tout ou partie de sa moitié supérieure, qui se développe entre les deux limites précédentes.

En ce qui concerne les Ammonites, les subdivisions mises en évidence à Angles (BUSNARDO, 1963) ne semblent pas avoir une valeur générale d'après M. MOULLADE (1966). De fait, les formes-guides retenues par les sous-zones varient d'un auteur à l'autre (cf. fig.4).

En ce qui concerne les microfaunes, le sous-étage est caractérisé dans son entier par l'association de Gavelinella sigmoicosta DAM et d'Hedbergella sigalli MOULLADE. Toutefois dans la série de Montclus, (M. MOULLADE, 1966), cette association apparaît à une dizaine de mètres sous la limite Hauterivien Barrémien.

Le confinement de Clavihedbergella sp. aff. simplex MORROW, à la moitié supérieure, plus marneuse, du sous-étage permet d'y établir une subdivision.

1.4. La limite Barrémien supérieur - Aptien inférieur (Bédoulien) est définie conventionnellement, à l'aide des Ammonites, par l'apparition de Pseudohaploceras matheroni d'ORB. (R. BUSNARDO, 1963; G. THOMEL, 1964). Cela en zone vocontienne où la zonation anglaise proposée par R. CASEY (1961) ne s'appliquerait pas; en effet, le genre Prodeshayesites semble être absent

à la base de l'Aptien, dans ce domaine de mer ouverte relativement profonde. Il vient cependant d'être trouvé en Basse Provence (J.P. MASSE et J.P. THIEULOUY, 1975), ce qui réduit le hiatus géographique, mais il s'agit toujours d'un secteur moins pélagique que le nôtre. Dans les séries pélagiques, les macrofaunes typiques (Deshayesites, Procheloniceras, Cheloniceras) apparaissent nettement plus haut que la limite conventionnellement retenue (cf J. FLANDRIN, 1963, rapport sur l'étage Aptien - Colloque sur le Crétacé inférieur).

Les microfaunes ne sont d'aucun secours : la limite entre les deux étages ne peut être caractérisée que par "l'extinction plus ou moins floue d'une Lenticuline (L. eichenbergi BARTENSTEIN et BRAND) existant depuis le Valanginien supérieur. D'autre part, l'apparition d'Hedbergella sp. aff. planispira TAPPAN, forme d'ailleurs rare, n'a pu être étalonnée avec la rigueur souhaitable à cause de la pauvreté en macrofaunes et de la possibilité de lacunes de sédimentation variables et difficilement décelables" (M. MOULLADE, 1966).

Il n'existe pas non plus de repère lithologique qui puisse servir de coupure dans la série virtuelle : dans la série stratotypique d'Angles, il existe un hiatus faunique important entre le niveau marneux à Hétérocères (repère commode, lui) et l'apparition des premiers P. matheroni, de sorte que la célèbre "Vire à Hétérocères" de V. PAQUIER (1900) est théoriquement en position moyenne dans le Barrémien supérieur. Les conclusions de M. MOULLADE vont un peu dans le même sens puisque, selon lui, la limite Barrémien-Aptien ne correspond pas exactement avec le toit du niveau marneux. C'est pourtant cette vire qui, lorsqu'elle existe, est le seul moyen de distinguer rapidement "Barrémien" et "Bédoulien". Une complication peut naître cependant de l'existence possible d'une autre vire marneuse, située un peu au-dessous de la première et généralement moins épaisse. Elle peut être confondue avec la "Vire à Hétérocères" lorsque celle-ci a disparu mécaniquement sous l'effet de glissements synsédimentaires.

1.5. A l'intérieur du Barrémien supérieur si mal défini par sa base et son sommet, la forme-guide Silesites seranonis d'ORB. n'est ni très abondante, ni régulièrement répartie dans tout l'intervalle.

D'autre part, en dehors des niveaux à Hemihoplites, Heteroceras et Leptoceras (R. BUSNARDO, 1963) qui se suivent et n'occupent en principe

à Angles que 7 mètres de sédiments sur les 35 du Barrémien supérieur, les possibilités de repérage fin au sein du sous-étage sont assez limitées, en particulier au sein de la falaise calcaire qui précède la "Vire à Hétérocères".

La microfaune n'est d'aucun secours non plus puisqu'elle permet seulement de définir le Barrémien supérieur dans son entier (association de Gavelinella barremiana BETTENSTAEDT et de Lenticulina eichenbergi BARTENSTEIN et BRAND et de reconnaître approximativement la "Vire à Hétérocères" par l'apparition de Globorotalites aptiensis BETTENSTAEDT et sa brève coexistence avec les dernières Lenticulines du gr. eichenbergi.

Cartographiquement, il est cependant d'usage de distinguer un Barrémien supérieur calcaire d'un Barrémien supérieur marneux (la "Vire à Hétérocères").

1.6. La limite Aptien inférieur (Bédoulien) - Aptien supérieur (Gargasien)

Cartographiquement, elle est habituellement placée, pour des raisons de commodité, à la grande coupure lithologique entre calcaires "barrémo-bédouliens" et marnes bleues "gargaso-albiennes", mais cette coupure est critiquable car elle ne correspond pas, lorsque la série est complète, à la coupure biostratigraphique. Les travaux de M. MOULLADE ont en effet montré:

- . d'une part l'excellence du marqueur Schackoina cabri SIGAL, espèce planctonique très caractéristique, à très brève longévité, mais qui peut, selon cet auteur, débiter dès l'extrême sommet du Bédoulien,
- . d'autre part que le changement lithologique majeur que constitue le passage des calcaires aux marnes est en réalité intrabédoulien en zone vocontienne. Ainsi à Crupies les cinquante premiers mètres de la formation marneuse sont-ils encore d'âge bédoulien d'après la microfaune. De même à Lesches en Diois, où la série n'est pas perturbée à ce niveau, les deux bancs de calcaire argileux qui couronnent les 7 premiers mètres de marnes bleues contiennent des Ammonites bédouliennes; S. Cabri apparaît au niveau de ces bancs.

Ailleurs, lorsque les marnes sont d'âge gargasien dès la base, l'auteur conclut à l'existence de discontinuités de sédimentation. Celles-ci sont précisément soulignées par des "hard-grounds".

1.7. A l'intérieur du Bédoulien, la répartition des différents genres et espèces d'Ammonites n'est pas connue avec suffisamment de précision dans le domaine

vocontien pour conduire à des subdivisions du type de celles de R. CASEY (1961) (cf. J. FLANDRIN, 1963, op. cit.)

La microfaune permet de distinguer une sous-zone supérieure par l'association d'Hedbergella sigali MOULLADE et d'H. sp. aff. planispira TAPPAN, tout comme la répartition des Ammonites bédouliennes typiques permet de différencier un Bédoulien sensu stricto d'un Bédoulien "inférieur", défini "négativement" par l'absence de ces mêmes formes.

Cependant, un certain nombre d'indices (J.P. MASSE et J.P. THIEULOY, 1975) semblent montrer que la solution de continuité qui apparaît lorsque l'on compare la zonation anglaise et celle en usage dans les chaînes subalpines n'est qu'apparente et due à la rareté des formes utilisables. Des recherches plus soigneuses dans le Diois et les Baronnies devraient permettre de combler le hiatus.

II - ZONATION PARASTRATIGRAPHIQUE :

La reconnaissance de repères paléontologiques précis est difficile à effectuer dans un contexte sédimentaire aussi complexe que celui du Barrémo-Bédoulien vocontien, d'autant que les faunes sont relativement rares et de valeur stratigraphique souvent/insuffisante. Aussi ai-je été conduit, pour corrélérer avec précision les coupes relevées dans les divers secteurs de ma région d'étude, de mettre en oeuvre des "outils" autres que les fossiles,

Le principal de ces outils, dont H. CHAMLEY (1971) a récemment mis en évidence la valeur, est l'étude des minéraux argileux dont la détermination a l'avantage de pouvoir être effectuée rapidement en travail de routine.

Dans un bassin tel que le bassin vocontien, dont l'étendue est relativement réduite et la profondeur assez grande (voir 3ème chapitre) on peut supposer que la dissémination des minéraux a été de ce fait comparable en tous points du bassin. Dans cette hypothèse - qui suppose l'absence de néoformations et des transformations diagénétiques faibles ou nulles - les changements dans la constitution minéralogique de ces argiles auront valeur d'isochrones et pourront être utilisés pour l'établissement des corrélations.

2.1. Méthodes :

Les prélèvements sont dans la mesure du possible, effectués dans les marnes grises fraîches. Dans le cas contraire, la prudence incite à suspecter une distortion "rétrodiagénétique" (G. DUNOYER DE SEGONZAC, 1969).

Les vérifications effectuées en ce sens (marnes plus oxydées, jaunâtres) ont cependant montré que la distortion, si elle existe, est trop faible pour que l'on en tienne compte, eu égard aux buts poursuivis.

Le protocole expérimental utilisé est connu (DUNOYER, op. cit.). La décalcification des marnes (acide chlorhydrique de normalité ≈ 1) est la plus brève possible. Le diffractomètre est utilisé avec anticathode Cu et filtre Ni. Tension d'alimentation : 30 Kv ; intensité : 15 mA. Balayage angulaire du goniomètre : 2 degrés/minute. Vitesse de défilement du papier enregistreur correspondant à 1 degré/cm. Amortissement de la réponse : 4 ou 8. Constante de temps : 4 s.

La quantification des composants de la fraction argileuse des marnes est délicate pour diverses raisons. Elle est effectuée d'après la hauteur des pics sur l'essai glycolé, après correction approximative du bruit de fond vers les grands angles. La kaolinite est minorée, les interstratifiés majorés. La distinction kaolinite/chlorite repose sur l'action de l'hydrazine monohydratée sur la kaolinite ainsi que sur la présence éventuelle d'un doublet à $25^\circ/2\theta$ et du pic spécifique à $4,7 \text{ \AA}$. (chlorite).

2.2. Evolution verticale de la fraction argileuse :

Les argiles des interbanes marneux "indigènes" (ou supposés tels) (1) sont seules concernées dans l'étalonnage stratigraphique, sauf figuré spécial sur les coupes. Les marnes glissées, celles qui contiennent par exemple, à l'état dispersé, des bioclastes divers (texture "wackestone" au sens de DUNHAM, 1962 ; "faciès mixte" de M. MOULLADE, 1966), sont exclues provisoirement.

Il convient dans un premier temps, de "caler" l'évolution des argiles par rapport aux repères stratigraphiques conventionnels, dans quelques coupes de référence ; on vérifiera ensuite l'ubiquité de la séquence à l'échelle du bassin.

-
- (1) Sont qualifiés de la sorte les sédiments pour lesquels on ne dispose d'aucun indice de remaniement visible, au contraire des glissements et desturbidites grossières. Mais rien ne prouve que ces sédiments fins, malgré leur apparente autochtonie, soient en réalité indigènes, c'est à dire entièrement formés in situ. Le caractère "indigène" de ces sédiments n'est donc en définitive que tout à fait relatif et plutôt déductible d'un manque de connaissances sur leur origine.

2.2.1. Coupe de Crupies :

M. MOULLADE (1966, p 273-277) en a fait une coupe de référence pour la partie du domaine vocontien où se développent les "calcaires à débris". Je lui ai conservé ce caractère, eu égard à sa position centrale dans le bassin. L'épaisseur cumulée des niveaux remaniés (hachurés en regard de la colonne stratigraphique schématisée dans la figure 5) est cependant importante et constitue une source évidente d'imprécision. Il faut pourtant s'en accommoder aucune coupe du secteur n'étant exempte de perturbations synsédimentaires.

Sans s'étendre sur des descriptions de faciès qui feront l'objet du second chapitre, on peut néanmoins distinguer très schématiquement :

- . un Barrémien inférieur à bancs bioclastiques d'abord épars dans l'alternance calcaréo-marneuse puis qui s'assemblent en un faisceau au niveau de la "barre à Orbitolines", formation d'ailleurs tout à fait locale puisqu'elle disparaît en quelques centaines de mètres, en direction du Nord. L'épaisseur du sous-étage diffère sensiblement de la valeur indiquée par MOULLADE, en raison de l'omission d'une faille et de plusieurs accidents satellites.

- . Un Barrémien supérieur où les sédiments pélagiques sont dilatés par cinq barres bioclastiques (ou faisceaux). Je suivrai l'opinion de l'auteur en laissant la limite Barrémien inférieur - Barrémien supérieur au niveau où il l'a placée, cela malgré l'allochtonie des sédiments constituant les couches de passage; le premier faisceau qui surmonte la "barre à Orbitolines" est en effet scellé par des sédiments fins dans lesquels les Clavhedbergelles ont disparu : la base de ce faisceau constitue donc un moyen commode de matérialiser cette limite.

- . Un sommet de série ("Vire à Hétérocères" et calcaires bédouliens) exempt d'apports bioclastiques. Une coulée marneuse "fini-bédoulienne" (voir discussion p. 34 à 37) termine l'Aptien inférieur dans cette coupe.

L'analyse des argiles a fourni les résultats suivants (fig. 5) :

- . Une association à illite (I), montmorillonite (M) et kaolinite (K) marque l'Hauteriviem supérieur et le Barrémien inférieur. La limite entre les deux étages ne peut être matérialisée par ce moyen. Les interstratifiés (essentiellement I-M, auxquels s'ajoutent des feuilletés à comportement de chlorite ou de vermiculite) sont peu importants et seront regroupés systématiquement avec la montmorillonite dans toutes les évaluations quantitatives.

Notons cependant que la montmorillonite décline dans la partie marneuse du Barrémien inférieur au point parfois de ne subsister que dans ces interstratifiés.

. La kaolinite disparaît presque totalement dans les interbancs de la formation calcaire du Barrémien supérieur. En même temps, l'illite cesse d'être le minéral dominant. La montmorillonite envahit progressivement la phase argileuse, amorçant ainsi, dès la base du Barrémien supérieur, une évolution qui ne cessera qu'au sommet du Bédoulien, exception faite de l'accident que constitue la "Vire à Hétérocères".

Il n'est pas possible, dans cette coupe, d'apporter des précisions quant à l'allure exacte des courbes évolutives moyennes (traits pleins puis pointillés) au niveau du passage entre les deux sous-étages puisque les marnes échantillonnées entre les bancs bioclastiques (niveaux hachurés) sont vraisemblablement remaniées. Noter le caractère aberrant de ces analyses (courbe en pointillés fins: fortes teneurs en kaolinite dans les interbancs de la "barre à Orbitolines", proportions parfois anormales de montmorillonite dans le premier faisceau du Barrémien supérieur).

La coupe de La Charce fournit par contre des renseignements complémentaires à ce sujet.

. La kaolinite réapparaît brusquement dans la base de la "Vire à Hétérocères pour décliner ensuite très vite, jusqu'à sa disparition totale dans l'alternance encore assez marneuse qui fait le passage à l'Aptien. Notons cependant que la résurgence de la kaolinite n'équivaut pas à un retour pur et simple aux conditions existant dans le Barrémien inférieur par le fait que les proportions respectives d'illite et de montmorillonite sont inversées. La Vire conserve donc un certain "cachet barrémien supérieur".

. Dans le ressaut bédoulien, la montmorillonite domine largement comme constituant de la phase argileuse.

La kaolinite est latente (traces sur plusieurs diagrammes d'enregistrement) ; son importance par rapport à l'illite ne serait pas négligeable si la montmorillonite ne "noyait" littéralement la fraction fine.

. Les argiles ne marquent pas de manière très nette le changement lithologique que constitue la base des "marnes bleues".

Si l'on exclut la coulée marneuse, on voit en effet que se poursuit l'évolution amorcée dans les niveaux terminaux de la formation calcaire bédoulienne (diminution de montmorillonite) et que s'affirme une association argileuse évoquant celle du Barrémien inférieur (importance croissante de l'illite devant la montmorillonite).

2.2.2. Données complémentaires :

Limite Barrémien inférieur - Barrémien supérieur : coupe de La Charce.

J'aurai l'occasion de reparler plus longuement de cette coupe dans le cadre d'une discussion sur la position séquentielle, dans la série virtuelle débarassée de ses "accidents" synsédimentaires, de la limite Barrémien inférieur-Barrémien supérieur. D'après la répartition des faunes dans cette série, M. MOULLADE avait montré que la limite entre les deux sous-étages ne coïncidait pas avec le repère cartographique usuel : la base de la falaise calcaire. Notons cependant dès à présent (coupe LCH, f.6) que l'association argileuse caractérisant le Barrémien inférieur "monte" en effet légèrement dans la base de cette formation calcaire. Autrement dit ; si l'on fait abstraction de la première coulée de cette coupe, nous constatons que la disparition de la kaolinite y coïncide pratiquement avec la limite biostratigraphique.

La coupe de La Charce permet donc de caler stratigraphiquement ce changement dans les argiles avec une grande précision, alors que la coupe de Crupies, trop affectée par les remaniements à ce niveau n'avait pas permis de le faire. Nous disposerons maintenant d'une limite parastratigraphique dont la reconnaissance peut être effectuée en travail "de routine".

. Résultats globaux pour le domaine étudié :

Ils correspondent à plusieurs coupes régulièrement échantillonnées et réparties dans tout le secteur d'étude. Les résultats d'analyse, exprimés sous forme de diagrammes triangulaires (fig.7), confirment les grandes subdivisions mises en évidence précédemment : Barrémien inférieur, Barrémien supérieur calcaire, "Vire à Hétérocères" (partie inférieure à kaolinite), Bédoulien calcaire, "marnes bleues". En outre, une autre vire marneuse apparaît fréquemment dans la série en dessous de la "Vire à Hétérocères" (sous le 5e faisceau bioclastique à Crupies, mais à environ 8 mètres sous la précédente dans la série pélagique virtuelle). Par leurs compositions différentes (fig. 7bis), les argiles permettent de distinguer sans ambiguïté ces deux

niveaux marneux assez proches stratigraphiquement.

Faisons quelques remarques :

- l'association à illite, montmorillonite et kaolinite du Barrémien inférieur (fig. 7, diagr. 1) s'étale sur un domaine assez vaste sur le diagramme. 80% des analyses se regroupent toutefois dans une aire plus restreinte. Les points situés à l'extérieur de cette zone correspondent, vers le bas, à des coupes situées dans le secteur sud et sud-ouest (La Lance, Crupies, Verclause), vers le haut, à des coupes éloignées de ce premier secteur, soit en direction du Nord (flanc septentrional de la Forêt de Saou), soit en direction de l'Est (La Charce, etc.). Un tel glissement vers le pôle montmorillonite n'altère pas le "cachet barrémien inférieur" de l'association argileuse. Il correspond à une différenciation spatiale dont je reparlerai en temps utile. Cet exemple souligne que l'échantillonnage, dans un but parastratigraphique, d'une coupe donnée doit être systématique afin de retrouver surtout les coupures, ce qui permet de s'affranchir de tels phénomènes de dérive.

- des traces de chlorite apparaissent parfois (non représentées sur les diagrammes de la figure 7). Aussi bien pour le Barrémien inférieur que pour le Barrémien supérieur, cela est plus fréquent dans les régions méridionales (Nyons, Verclause) qu'ailleurs.

- les interbanes de la formation calcaires du Barrémien supérieur (diagr. 2) révèlent parfois des teneurs anormales en kaolinite (supérieures à 5%). Elles ne représentent jamais que des exceptions au sein de successions aux caractères homogènes, et pour lesquelles je n'ai pas trouvé de lien logique ni géographique, ni stratigraphique. J'ai pu cependant suspecter que les parties les plus distales ou latérales de coulées boueuses puissent s'amincir jusqu'à ne plus représenter qu'une couche marneuse apparemment homogène, mimant un interban "normal" ; il est possible qu'une partie de ces anomalies (K > 5%) puisse s'expliquer par des phénomènes de remaniement dont la reconnaissance sur le terrain échappe à l'oeil. Signalons au passage que H. CHAMLEY (1971) avait effectué des observations analogues dans les vases profondes récentes de Méditerranée. Il serait intéressant à l'avenir de coupler l'analyse des argiles et l'étude des microfaunes de manière à vérifier si les "influences néritiques" que M. MOULLADE (1966, p 209-210) avait décelées dans les interbanes de formations dont le faciès était en apparence parfaitement pélagique, où les apports néritiques n'étaient pas décelables macroscopiquement, sont à mettre sur le compte

de phénomènes de remaniements (faciès distaux de coulées boueuses ou de courants de turbidité uniquement vaseux).

Eu égard à l'amplitude stratigraphique de certains remaniements, ces phénomènes, s'ils ne sont pas décelés, risquent de perturber l'analyse biostratigraphique, par exemple en "ajoutant" un "interbanc" d'âge barrémien inférieur à quelque distance au-dessus de la base du Barrémien supérieur.

- dans la "Vire à Hétérocères" (diagr. 3) la kaolinite atteint parfois des teneurs élevées, cela uniquement dans sa partie inférieure. Les valeurs très fortes relevées au niveau de l'anticlinal de La Lance confirment une tendance à la différenciation spatiale (cf. Barrémien inférieur) qui avait provisoirement disparu dans les interbanco de la falaise calcaire du Barrémien supérieur.

- la comparaison entre les diagrammes 2 et 4 (fig. 7) montre que la montmorillonite est en moyenne plus abondante au-dessus qu'en-dessous de la "Vire à Hétérocères". Cependant, comme nous l'avons déjà noté à Crupies, la kaolinite, de son côté, est souvent plus fréquente dans le Bédoulien que dans le Barrémien supérieur (pars. inf. calcaire).

- les distinctions effectuées dans la base des "marnes bleues" (diagr. 5) correspondent à différents niveaux sur lesquels je reviendrai à propos de la limite Bédoulien-Gargasien (p. 34 à 37). Constatons dès maintenant que ces distinctions se retrouvent mal dans les associations argileuses puisque les subdivisions correspondantes se superposent plus ou moins sur le diagramme. Les remaniements synsédimentaires compliquent d'ailleurs sérieusement l'analyse stratigraphique à ce niveau et sont peut-être en partie responsable de cette confusion.

2.3. . Ubiquité de la séquence argileuse dans le bassin:

Quelques prélèvements ponctuels effectués dans la partie orientale du domaine vocontien (région de Serres, Montclus) ont fourni des résultats comparables aux précédents, malgré une certaine croissance de la montmorillonite.

A Angles et à Vergons (Alpes de Haute Provence), localités situées dans la partie franchement pélagique du domaine vocontien (sensu lato), c'est-à-dire à une distance des rivages occidentaux plus grande que celle de la région de Crupies, l'étude des argiles a fourni des résultats qui peuvent s'intégrer à ceux obtenus dans le Diois. Ces argiles de Vergons ayant déjà

fait l'objet d'une étude de M. BONHOMME et al. (1969), je ne parlerai avec quelques détails que de celles d'Angles, en me référant, pour la stratigraphie, aux coupes de R. BUSNARDO (1963) et M. MOULLADE (1966).

A l'examen de la figure 8, nous noterons des analogies remarquables avec les résultats obtenus dans le domaine vocontien occidental:

- kaolinite localisée dans le Barrémien inférieur et la "Vire à Hétérocères"
- diminution de la montmorillonite dans le sommet du Barrémien inférieur où il ne subsiste plus que les interstratifiés (I.M).
- retour à une plus grande abondance de montmorillonite dans le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur, ce minéral étant, comme à Crupies, plus abondant dans le Bédoulien qu'en-dessous de la "Vire à Hétérocères".
- les résultats obtenus par M. BONHOMME et al. (1969) dans la base des "marnes bleues" de Vergons (non échantillonnées à Angles) sont comparables à ceux obtenus à Crupies à ce niveau stratigraphique, à l'exception de la chlorite qui s'ajoute ici.

Mais il existe aussi des dissemblances :

- la montmorillonite n'atteint pas les proportions observées dans le Diois, dans le Barrémien supérieur et le Bédoulien ; l'illite est toujours plus abondante à Angles. On remarquera notamment la persistance des interstratifiés dans la base de la falaise calcaire, alors qu'à Crupies on observait des teneurs en montmorillonite de l'ordre de 50% dès la base du Barrémien supérieur .

- on n'observe jamais de kaolinite dans les formations calcaires du Barrémien supérieur et du Bédoulien, à Angles.

- la présence de chlorite est presque systématique ici, alors qu'elle était sporadique et toujours accessoire dans le domaine vocontien occidental. Elle peut atteindre des teneurs importantes (Barrémien supérieur). M. BONHOMME et al. (1969) envisagent, pour ce minéral, une origine diagénétique par transformation des minéraux hérités. Cependant, P. ARTRU (1972) argumente en faveur de son origine détritique dans les "Terres Noires", c'est à-dire des sédiments plus anciens, enfouis plus profondément et par conséquent plus sensibles aux transformations. On peut remarquer d'autre part que la présence de chlorite n'est pas systématique dans cette coupe ; plusieurs niveaux de l'Hauterivien supérieur, non représentés sur la fig. 8, n'en contiennent pas, alors qu'ils révèlent de la kaolinite et de la montmoril-

lonite, c'est-à-dire des minéraux qui sont susceptibles de se transformer. Enfin, dans les Alpes maritimes, P. COTILLON (1968) note la disparition de la chlorite en direction du Nord-Est (Gorges du Cians), toujours en secteur pélagique, là précisément où l'on pourrait s'attendre à des transformations aussi poussées (orogénèse alpine), donc à une chlorite aussi abondante. Il relie ce phénomène avec le caractère souvent presque azoïque et la couleur très noire des sédiments, témoignant d'un milieu de dépôt différent. En conséquence l'auteur rejette la possibilité d'apports orientaux pour la chlorite et la kaolinite, pour lesquelles il faut alors rechercher une origine (alpine) plus nordique. A propos de variations spatiales, il est bon de noter que P. ARTRU avait mis en évidence, dans le bassin des "Terres Noires", le contrôle morphostructural exercé par un haut-fond (la "dorsale dauphinoise") sur la répartition des argiles, à la latitude de Gap (Hautes-Alpes). Il est fort possible qu'un phénomène de ce type ait joué, au Crétacé inférieur cette fois, dans la province pélagique de l'arc de Castellane, en bloquant les apports (nordiques) de chlorite et de kaolinite. La chlorite d'Angles et de Vergons paraît être d'origine détritique tout autant que la kaolinite.

Malgré les dissemblances qui viennent d'être énumérées, il est néanmoins évident qu'une bonne partie du domaine pélagique de l'arc de Castellane reproduit les principaux caractères de la séquence argileuse relevée dans le bassin vocontien occidental, quelques particularités mises à part, qui témoignent d'une alimentation différente. Notamment les coupures de la séquence s'observent aux mêmes niveaux.

2.4. Conclusions :

La séquence argileuse montre des variations similaires et remarquablement synchrones dans la majeure partie du domaine pélagique au Barrémien et à l'Aptien et il ne semble pas que des transformations diagénétiques ni des néoformations importantes aient modifié sensiblement le stock de minéraux argileux hérités dans le bassin. On notera que H. CHAMLEY (1971) a reconnu le caractère extrêmement discret de la diagenèse dans les premiers mètres de la couverture sédimentaire vaseuse récente des fonds de Méditerranée occidentale. D'un autre côté, P. ARTRU (1972) a montré que l'action de la diagenèse d'enfouissement n'était plus décelable au niveau du deuxième membre des "Terres Noires" (Oxfordien) au droit du bassin vocontien occidental. Pour les néoformations, on sait qu'elles se produisent essentiellement en milieu marin au dépens des produits volcaniques (néoformation

de montmorillonite) et l'on ne connaît aucun appareil volcanique sous-marin dans le bassin vocontien. D'autre part, on n'a jamais prouvé, à ma connaissance, la néoformation sur le fond d'argiles telles que l'illite, la kaolinite ou la chlorite.

On doit relier l'ubiquité des coupures de la séquence argileuse à un phénomène vraisemblablement d'ordre climatique. On peut également admettre l'intervention des mouvements épirogéniques qui auraient plus ou moins favorisé l'érosion des pmfils pédologiques continentaux. Les récents travaux des pédologues (thèse de H. PAQUET, 1970) ont en effet montré quel était le lien existant entre la nature des argiles, le climat et les conditions de drainage des sols où ces minéraux naissent et/ou se transforment.

Sur le plan pratique, parastratigraphique, les argiles prélevées ponctuellement ne permettront pas de distinguer entre eux (fig.8):

- soit des sédiments d'âge barrémien supérieur (pars. inf. calcaire) ou d'âge bédoulien;
- soit des sédiments prélevés dans le Barrémien inférieur, la "Vire à Hétérocères" ou la base des "marnes bleues".

Par contre, l'échantillonnage régulier d'une coupe permettra, avec précision :

- Le repérage de la limite Barrémien inférieur-Barrémien supérieur, par la disparition temporaire de la kaolinite. Nous pouvons constater en effet, sur les diagrammes de la fig 10, l'excellente disjonction des aires correspondant à ces deux tranches de terrains, de part et d'autre de la ligne K = 5%.

- La disparition du niveau correspondant à la "Vire à Hétérocères" par la brève mais constante réapparition d'une kaolinite abondante.

A propos du premier repère, notons que la disparition de la kaolinite dans le bassin correspond à l'extinction d'un groupe de Foraminifères planctoniques (Clavhedbergella sp. aff. simplex) dont M. MOULLADE (1966, p. 97) avait déjà souligné la sensibilité aux caractères du milieu pélagique. La répartition stratigraphique de ce groupe (partie supérieure, plus marneuse, du Barrémien inférieur) paraît cependant liée non pas à la présence de kaolinite en elle-même, puisque ce minéral se rencontrait déjà plus bas (dans l'Hauterivien au moins) mais plutôt à la diminution de la montmoril-

lonite. Après un laps de temps assez long marqué par l'installation progressive d'une période à montmorillonite (Barrémien supérieur-Bédoulien, excepté l'"accident" que constitue la "Vire à Hétérocères" dans cette évolution), les Clavihedbergellas ne réapparaîtront, avec *C. bizonae* CHEVALIER dans la base des "marnes-bleues", qu'après réinstallation durable de conditions qui seront à l'origine de l'entraînement dans le bassin d'une association à illite et kaolinite (montmorillonite accessoire). Tout se passe comme si périodes à Clavihedbergellas et périodes à montmorillonite étaient incompatibles. Nous discernons ici une relation d'ordre général entre l'évolution des faunes et des facteurs extérieurs au bassin tel le climat, hypothèse qui demanderait à être approfondie.

La soudaineté de la "résurgence" de la kaolinite au niveau de la "Vire à Hétérocères", son ubiquité dans le bassin montrent qu'il s'agit là d'un événement ayant des causes profondes mais qui peut difficilement être relié à des phénomènes de fluctuations climatiques dont la "longueur d'onde" paraît plus grande (cf. l'évolution "sinusoïdale" des proportions respectives d'illite et de montmorillonite, au cours de l'intervalle Barrémien-Aptien dans la coupe de Crupies, (fig. 5)). Sa soudaineté même, son caractère "accidentel" dans la séquence argileuse, inclinent à penser que cet apport de terrigènes fins particulièrement riche en kaolinite résulte de mouvements du sol ayant entraîné, sur les bordures du bassin, des bouleversements dans les conditions d'équilibre des profils pédologiques. A l'inverse, l'important changement lithologique correspondant au passage des calcaires bédouliens aux "marnes bleues" se traduit par une modification plus progressive du cortège des minéraux argileux puisqu'elle s'amorce dans l'extrême sommet des calcaires puis des marnes bleutées bédouliennes, là où la série est complète (voir p. 34 à 37, discussion sur la limite Bédoulien-Gargasien). Parallèlement, on enregistre la persistance momentanée des faunes bédouliennes dans la base des "marnes bleues", autochtones, de Lesches-en-Diois, coupe de référence où M. MOULLADE (1966) avait déterminé la position lithologique de la limite entre les deux premiers sous-étages de l'Aptien vocontien. Le passage aux "marnes bleues" correspond sans doute à un phénomène à plus grande "longueur d'onde" (changement climatique?).

2.5. Exemples d'application :

Les argiles ont permis d'effectuer des corrélations stratigraphiques rapides, même dans des séries totalement perturbées par les coulées boueuses.

251. : Reconnaissance de la "Vire à Hétérocères".

- . Premier exemple, dans une série à glissements synsédimentaires :
(coupe de Verclause, VER, fig. 6)

La "Vire à Hétérocères" est bien individualisée dans la topographie au Nord de Rosans (ROS, in carte fig.6) où son âge est attesté à la fois par une kaolinite abondante et un fragment d'Hétérocères pyriteux.

Plus au Sud (Verclause, Lemps, in carte fig. 6), dans des séries également affectées par les glissement synsédimentaires, on rencontre encore une vire marneuse continue, certes moins épaisse, mais qui scinde le ressaut barrémo-bédoulien en deux masses. Comme il n'est pas possible, pour une simple question de temps, de réétalonner des coupes trop proches à l'aide des faunes il est tentant d'assimiler, dans ces dernières coupes, la partie inférieure du ressaut au Barrémien supérieur et la partie supérieure au Bédoulien. Il n'en est rien ; l'analyse des argiles montre que la "Vire à Hétérocères" n'existe plus, aussi bien à Verclause qu'à Lemps, que sous la forme de flaques discontinues déca-à hectométriques, peu épaisses, qui semblent mouler la partie supérieure d'un glissement synsédimentaire assez désorganisé (coupe VER, fig. 6), situé à l'intérieur du deuxième ensemble calcaire.

- . Deuxième exemple ; dans une série continue : région de Nyons
(coupes VNT et ROC, fig 9).

L'intérêt présenté par les minéraux argileux apparaît bien à La Rochette (ROC, fig. 9) où la nature lithologique particulièrement calcaire du Barrémien supérieur ne permet pas de distinguer morphologiquement de "Vire à Hétérocères" mais où un pic bien caractérisé de la kaolinite indique la place de celle-ci dans la coupe (2 interbanes). Dans un ordre d'idées différent, on notera que la présence de Chelonicerias sp. à quelques mètres au-dessus de ce niveau-repère confirme, contrairement à ce que laisse supposer la carte de NYONS à 1/50.000, l'existence du Bédoulien en-dessous des "marnes bleues" du Gargasien.

252. : Corrélation par les argiles dans les séries à coulées boueuses :

- . Coupe de la Chaudière : (CHD, fig. 10).

Les argiles permettent, d'une part, de situer la limite Barrémien-Bédoulien et, d'autre part, de mesurer l'importance du bouleversement stratigra-

phique occasionné par les coulées boueuses de cette coupe.

La moitié inférieure de la série offre peu de différence avec la série virtuelle, à l'exception de deux minces bancs bioclastiques, situés en position médiane dans le barrémien inférieur et d'un glissement qui occupe le sommet du sous-étage.

Le premier problème était de savoir si la coulée n° 3, d'âge bédoulien puisque surmontée directement par les "marnes bleues", avait érodé ou non la "Vire à Hétérocères" ou si la petite vire située sous la coulée n° 2 pouvait représenter cette dernière également érodée en partie. La répartition des Ammonites dans les bancs normalement stratifiés n'était pas suffisante pour conclure puisque le fragment de hampe d'Hétérocère indiqué sur la figure était de détermination incertaine et que l'exemplaire d'Hemioplites récolté plus bas avait été ramassé en éboulis. La coupe proche de Rochefourchat (RCF, fig. 10) permet de repérer le vrai niveau à Hétérocères (vire à kaolinite) entre les coulées n° 2 et 3 et de le corréliser avec le petit pic mal exprimé, situé entre les deux mêmes coulées à La Chaudière, fournissant par la même occasion la limite approximative entre Barrémien et Aptien. Dans cette localité, la "Vire à Hétérocères" est donc réduite à quelques minces interbancs.

Le bouleversement stratigraphique occasionné par les coulées peut-être important: Ammonites et clavihedbergelles du Barrémien inférieur dans la coulée n° 3, Ammonites barrémiennes dans la coulée n° 4 qui occupe la base des "marnes bleues" et sur laquelle nous aurons l'occasion de revenir.

L'analyse des argiles permet également de mettre en évidence l'intensité de ce bouleversement stratigraphique:

. la coulée 3 a fourni desteneurs en kaolinite trop importantes et surtout trop constantes pour provenir de terrains d'âge bédoulien. On doit donc nécessairement admettre que, soit la "Vire à Hétérocères, soit même des terrains d'âge Barrémien inférieur ont été érodés par cette coulée sur son trajet pour expliquer les proportions anormales de kaolinite qu'on y décèle. Les faunes sont effectivement là pour en témoigner.

. inversment, même en l'absence de faunes, les associations argileuses à illite et montmorillonite révélées par les coulées n° 1 et 2 (d'âge barrémien supérieur) montrent que ces coulées ne remanient que des sédiments d'âge barrémien supérieur.

Les argiles montrent par conséquent que les coulées synsédimentaires qui se sont déposées dans la région de La Chaudière ont remanié des sédiments dont l'âge est d'autant plus ancien que ces coulées sont plus récentes. Nous avons probablement là un exemple assez démonstratif du décapage progressif d'un relief sous-marin, un phénomène analogue à celui que P.C. de GRACIANSKY et al. (1972) avaient ^{mis} en évidence dans le Gargasien de la région de Barrême (Alpes de Haute Provence).

. Coupe d'Arnayon : (ARN, fig. 11)

La coupe levée dans les gorges du torrent d'Arnayon offre l'exemple d'une série presque complètement perturbée par les coulées boueuses dans un intervalle couvrant le Barrémien supérieur et le Bédoulien. Une empreinte de Pseudohaploceras matheroni d'Orb. permet seulement d'y fixer approximativement la passage Barrémien-Aptien dans le seul niveau non remanié ayant quelque épaisseur.

La petite coulée A, dont la matrice est très calcaire remaniée sans doute, en raison même de sa nature lithologique, des sédiments d'âge Barrémien supérieur. Elle repose directement sur une alternance de calcaires et de marnes où la teneur en kaolinite indique le Barrémien inférieur. Par leur association argileuse à illite et montmorillonite, les coulées B et C représenteraient le reste de la formation calcaire du Barrémien supérieur. Le niveau plus marneux susjacent, essentiellement constitué par les coulées D et E, correspondrait alors à la "Vire à Hétérocères", ce que les argiles confirment (pic à kaolinite).

III - LES LIMITES STRATIGRAPHIQUES MAJEURES DANS LES SÉRIES PERTURBÉES ;

OBSERVATIONS PERSONNELLES :

Avant de décrire en détail, comme je le ferai dans le deuxième chapitre du présent mémoire, et d'interpréter sur les plans sédimentologique, paléobathymétrique et paléostrucural les sédiments remaniés qui s'intercalent à différents niveaux de la série pélagique autochtone du bassin vocontien, il convient d'apporter localement quelques précisions sur les limites stratigraphiques majeures que les argiles ne peuvent pas matérialiser.

3.1. Limite Hauterivien-Barrémien :

La convention de la limite "aux deux tiers de la barre calcaire" (p. 42) a été le plus souvent utilisée.

Les couches de passage de l'Hauterivien au Barrémien montrent de fréquents remaniements appartenant presque exclusivement à la catégorie des glissements ("slumpings") ; les apports bioclastiques, dans les régions où ils se manifestent, débutent en effet toujours plus haut, à différents niveaux de la partie basale du Barrémien inférieur. Toutes les Pseudothurmannia recueillies à ce niveau de la série stratigraphique l'ont été soit au-dessous, soit à l'intérieur des couches "slumpées". Le paroxysme dans les phénomènes de glissement correspond donc à une bonne partie de la zone à Angulicostata et déborde peut-être dans l'extrême base du Barrémien. Les Ammonites récoltées au-dessus indiquent toujours en effet un âge plutôt Barrémien inférieur.

Intervant à la limite entre les deux étages, ces perturbations synsédimentaires ne simplifient pas les problèmes biostratigraphiques qui se posent à ce niveau (p. 12).

3.2. Limite Barrémien inférieur-Barrémien supérieur dans la série virtuelle pélagique :

J'ai déjà montré (p. 20 et fig. 6) que cette limite pouvait être matérialisée pratiquement par les argiles qui sont, à une nuance près, en bon accord avec les microfaunes : à La Charce, coupe de référence de M. MOULLADE, la disparition de kaolinite s'effectue en effet dans la base de la formation calcaire.

Il existe un problème de principe en ce sens que l'auteur, dès lors qu'il place la limite paléontologique "au quart inférieur de la formation calcaire" dans cette localité, admet implicitement que ce résultat est généralisable à l'ensemble du bassin. En réalité, il faut éviter de faire une confusion entre la position que cette limite occupe dans la coupe de La Charce et celle qu'elle occupe dans la falaise calcaire de la série pélagique virtuelle. Ce sont deux choses différentes car les "vires marneuses" de l'auteur sont en réalité des coulées boueuses (coulées 1 et 2, coupe LCH, fig. 6) dont l'origine est lointaine (cf. 3e chapitre).

Leur mise en place s'est accompagnée d'une érosion importante du substratum pélagique ; la base de la coulée n° 1 contient notamment une forte proportion de bancs effilochés provenant de l'entraînement des sédiments. La comparaison avec les coupes proches de Verclause et de Rosans (VER, ROS, fig. 6) illustre ce phénomène d'érosion (coulée 1). Rien ne permet de penser que l'épaisseur de sédiments indigènes érodés à La Charce par le front ou le corps de la coulée n° 1 (et incorporés aux matériaux transportés)

est, sous l'effet d'un heureux hasard, égale à celle des matériaux déposés (corps ou queue de la coulée). Rien que pour cette raison, il est déjà impossible de préciser de manière valable la position séquentielle (dans la série virtuelle) de la limite entre les deux sous-étages, surtout en se basant sur cette coupe de La Charce où l'épaisseur des sédiments indigènes conservés est relativement faible. Qu'en est-il alors de la position fondamentale de cette limite? Se situe-t-elle au quart, au sixième ou au tiers inférieur de la formation calcaire?

Pour répondre à la question posée, il faudrait d'abord pouvoir déterminer l'épaisseur de la série virtuelle à La Charce même, c'est-à-dire de la série qui aurait existé en cette localité si les perturbations synsédimentaires ne l'avait affectée. Or il s'agit là d'un problème théoriquement sans solution, étant donné que pour retrouver cette épaisseur virtuelle, on est obligé de faire des recoupements à l'aide d'autres séries (également perturbées) et qu'à ce moment là il n'est pas possible non plus de savoir si les épaisseurs virtuelles sont les mêmes partout.

Sans entrer dans des développements fastidieux, il semble vraisemblable, aux termes des comparaisons de coupes que j'ai effectuées, de pouvoir affirmer que l'épaisseur de la falaise calcaire du Barrémien supérieur avoisine les 45 mètres dans la série virtuelle de ma région d'étude. Cette épaisseur semble assez constante dans toute cette région. Toutes les différences que l'on observe de coupe à coupe ne paraissent être dues qu'aux perturbations synsédimentaires (turbidites, glissements, coulées, sans compter les ablations inapparentes correspondant aux zones d'arrachement) qui, selon les cas, dilatent et/ou érodent des sédiments indigènes.

Pour en revenir à la coupe de La Charce, il existe dans cette localité environ 8 mètres de série calcaire autochtone sous la coulée 1. Si l'épaisseur de 45 mètres, pour la falaise virtuelle, est encore valable dans le secteur, la position de la limite paléontologique entre Barrémien inférieur et Barrémien supérieur se situerait environ au sixième ou au cinquième inférieur de la formation calcaire en quelque sorte reconstituée, épurée de ses perturbations synsédimentaires.

C'est ce résultat qui est dès lors généralisable à l'ensemble du domaine vocontien.

Par bonheur - mais c'était d'ailleurs prévisible - on retombe sur une conclusion qui diffère finalement assez peu de celle à laquelle était arrivé M. MOULLADE. Il était cependant nécessaire de clarifier une situation qui

était devenue trouble, en raison du caractère allochtone des "vires marneuses" de l'auteur.

3.3. Barrémien Supérieur :

Dans cette partie du domaine vocontien, la barre calcaire du Barrémien supérieur est souvent profondément marquée par des perturbations synsédimentaires, qui correspondent soit à des faisceaux de calcaires bioclastiques (Crupies, fig. 5), soit à des coulées boueuses (La Chaudière, fig. 10 ; Arnayon, fig. 11) dont la géométrie dans l'espace est complexe.

Les Ammonites étant rares et présentant parfois une répartition "anormale" (1), des érosions synsédimentaires inapparentes pouvant en outre toujours exister, je n'ai pu établir de corrélation fines à l'intérieur du sous-étage qu'en suivant, lorsque la chose était possible, les différents niveaux sur le terrain. Pour les corrélations à grande distance, je n'ai pu utiliser comme horizons repères que les vires à illite et montmorillonite (vire à Hétérocères).

3.4. Limite Barrémien-Aptien :

D'une façon générale, un faisceau bioclastique se place entre la "Vire à Hétérocères" et les premiers bancs datés du Bédoulien, dans la majeure partie du secteur étudié (fig 12). Ce faisceau n'existe cependant pas partout (voir carte de répartition, fig 3e chapitre) et, d'autre part, dans les régions les plus méridionales (VNT et ROC, fig 10 et 12) sa position séquentielle élevée dans la formation calcaire bédoulienne conduit à lui attribuer à un âge plus récent, ce que confirmeraient la présence de Chelonicerias sp., soit en-dessous (ROC), soit entre les bancs bioclastiques (VNT). C'est donc dans la région plus septentrionale, centrée essentiellement sur le pays de Bordeaux, où les apports paraissent plus anciens, qu'il était intéressant de préciser la position de la limite Barrémien-Aptien par rapport à ce faciès, (c.a.d. toutes les coupes de la fig.12,

(1) M. MOULLADE (1966, fig 24) signale Hemihoplites sp. dans le sommet de la "Vire à Hétérocères" de Crupies, alors que ces formes seraient en principe localisées en-dessous. J'ai également récolté Emericiceras aff. coheni SARKAR dans la base de cette vire, à Rosans, c'est-à-dire plus haut qu'il n'était admis jusqu'à présent selon R. BUSNARDO (communication orale).

celle de Venterol exceptée) car c'est le seul repère lithologique utilisable sur le terrain. La discussion qui suit ne concerne que cette région septentrionale.

Les derniers apports bioclastiques sont scellés par des sédiments pélagiques dont l'âge est vraisemblablement partout bédoulien (Pseudohaploceras matheroni, Deshayesites, dans les bancs sus-jacents). La base du faisceau bioclastique est également d'âge bédoulien en quelques endroits (RIM₁₋₂, ARN), sauf aux Tonils où elle serait d'âge barrémien (Heteroceras sp. récolté entre les premiers bancs grossiers).

En réalité, il paraît peu vraisemblable que ce faisceau bioclastique soit hétérochrone. En premier lieu, la recrudescence des avalanches sous-marines, à un moment donné de l'histoire sédimentaire, possède une ou plusieurs causes qui devraient agir simultanément sur toutes les sources de sable carbonaté disponible à la périphérie du bassin, c'est ainsi que dans le Bochaîne, en dehors du secteur étudié en détail (voir fig.3) une barre bioclastique, dont les éléments proviennent du Vercors et/ou du Devoluy, se place au même niveau stratigraphique (M. MOULLADE, 1966, p269). Cela devrait être le cas dans l'ensemble du Pays de Bourdeaux, étant donné l'origine commune des apports (carte, fig12), déduite d'arguments que j'exposerai plus en détail dans le 3e chapitre. Remarquons d'autre part que l'épaisseur de l'alternance de calcaire et de marne qui constituent le sommet de la combe morphologique ("Vire à Hétérocères") est sensiblement la même dans les coupes RIM₁₋₂ et TON (fig 12).

La solution la plus vraisemblable est d'admettre l'isochronie du faciès bioclastique, ce qui impliquerait la persistance du genre Heteroceras dans les assises qui ont fourni ailleurs les premiers P. matheroni. P. COTILLON (1968, p. 14) signale d'ailleurs un Hétérocère proche de H. bifurcatum d'Orb. très près de sa limite Barrémien-Aptien dans la coupe du Cheiron et à Montblanc (Alpes de Haute Provence), voisinant dans le même banc avec les premiers P. matheroni. J'ai moi-même rencontré à Venterol (VNT, fig. 12) des Hétérocères depuis la base de la vire jusqu'en des niveaux élevés, pratiquement situés dans la base de la falaise "bédoulienne" qui est ici exempte de tout apport bioclastique au passage Barrémien-Aptien.

La discussion qui précède montrant qu'il est un peu illusoire - et sans doute sans grand intérêt - de rechercher la position exacte de la limite Barrémien-Bédoulien, j'ai choisi de considérer comme bédouliennes toutes les assises zoogènes allochtones postérieures au dépôt de la "Vire à Hétérocères".

On peut donc considérer que le toit de la combe morphologique (les premiers gros bancs du ressaut "bédoulien") matérialise valablement la limite Barrémien-Aptien dans le Diois, c'est-à-dire légèrement plus bas qu'il n'était admis jusqu'ici. Dans le stratotype d'Angles (fig. 8), en effet, l'apparition de P. matheroni semble être plus tardive que dans le domaine vocontien occidental, de sorte que la "Vire Hétérocères" y est en position apparemment "basse" dans le Barrémien supérieur.

3.5. Limite Aptien-inférieur-Aptien supérieur :

La position intrabédoulienne du changement lithologique majeur : calcaires - "marnes bleues", en secteur vocontien, appelle quelques remarques (fig. 13).

Dans les secteurs (tel celui de Lesches-en-Diois) où la série ne comporte aucune perturbation à ce niveau stratigraphique, la partie basale (7 à 8 mètres) de l'ensemble lithologique des "marnes bleues" est encore attribuable au Bédoulien. (M. MOULLADE, 1966, fig. 16).

Par contre, sur une bonne partie de la région étudiée (Crupies entre autres) la base de ces "marnes bleues" n'est pas constituée de marnes "indigènes" mais d'une coulée boueuse essentiellement marneuse qui charrie à la fois des blocs à faciès pélagique d'âge bédoulien ou barrémien (CHD, fig. 13) et des masses calcaréo-gréseuses, jaunâtres délitées, plus ou moins effilochées, dont le faciès est inconnu dans la région. L'épaisseur de cette coulée est variable: jusqu'à 50 m à Mornans (MOR-N, fig. 13), nulle au-delà de la montagne de Couspeau, vers l'Est).

Cependant, au droit de la moitié nord du Pays de Bourdeaux (aire hachurée sur la carte et coupes MOR-S, BEZ, fig. 14) la coulée marneuse Bdm₂ repose sur des marnes bleutées (Bdm₁), parfois légèrement glissées (MOR-N), qui admettent en leur sein quelques minces bancs de calcaires argileux et que l'on doit corrélater avec les marnes bédouliennes de Lesches, d'après les microfaunes. Par conséquent, il convient de distinguer dans la partie bédoulienne des "marnes bleues" deux ensembles différents :

- . l'un autochtone, faisant suite normalement aux calcaires bédouliens,
- . l'autre allochtone, qui, dans certains endroits, ravine le précédent et surmonte en discontinuité le Bédoulien calcaire.

En outre, à Mornans et à la Chaudière (MOR-N, CHD, fig. 14), un niveau supplémentaire de marnes à plaquettes rouges (plr) s'intercale entre la coulée marneuse Bdm₂ et, selon l'endroit, le Bédoulien marneux autochtone Bdm₁ ou la coulée n° 3, d'âge "fini-bédoulien calcaire". La découverte d'une empreinte d'Ammonite du Barrémien inférieur à la semelle d'un banc roux (CHD), alors que les marnes dans lesquelles il s'interstratifie seraient d'âge bédoulien d'après la microfaune, incite à envisager des remaniements complexes. Les "marnes bleues" autochtones reposent en effet localement sur le Barrémien inférieur dans la région d'Aouste, précisément vers les sources vraisemblables de ces coulées.

Le terme autochtone Bdm₁ du Bédoulien terminal marneux n'est pas conservé partout (aire hachurée sur carte, fig. 13) soit qu'il ait été érodé par le second terme Bdm₂, allochtone (CRU, fig. 13), soit qu'il ait glissé pour son propre compte (fig. 13 : MOR-N où il est partiellement "slumpé"; CHD et ARN où il n'existe plus sous les marnes à plaquettes rouges, plr). Cette étude n'est pas encore suffisamment avancée pour savoir ce qu'il advient de ce terme dans le reste du bassin : est-il glissé à RCF et PRD (carte, fig. 13) où les marnes gargasiennes reposent directement sur l'équivalent de la troisième coulée de La chaudière, y-a-t-il arrêt de sédimentation pendant l'intervalle correspondant, dans le secteur de La Lance-Venterol où les marnes "gargasiennes" (? - microfaunes peu caractéristiques) reposent directement sur les calcaires bédouliens normalement stratifiés?

Sauf à Crupies (1), Schăkoïna cabri SIGAL, marqueur de la base du Gargasien, s'épanouit de manière soudaine exactement au toit de la coulée marneuse (Bdm₂, coulée n° 4 dans la coupe CHD, fig. 13).

-
- (1) en fait, les deux niveaux marneux qui s'intercalent dans cette coupe entre le toit de Bdm₂ et le moment d'apparition franche de S. cabri, ont révélé une microfaune d'affinité gargasienne, avec une seule Schăkoïna, Globigerinelloides blowi BOLLI, clavhedbergella bizonae CHEVALIER, Hedbergella Sp. aff. planispira TAPPAN, parmi de très nombreuses H. infracretacea GLAESSNER, qu'accompagnent Globorotalites aptiensis BETTENSTAEDT, Gavelinella barremiana BETTENSTAEDT, etc. D'autre part, l'allure particulière des bancs calcaréogréseux roux qui surmontent chacun de ces niveaux, comme d'ailleurs celui qui couronne la coulée sous-jacente (Bdm₂), offrent des affinités avec les caractères de la "turbidite associée" (voir 2e chapitre) qui nivèle très souvent, en continuité de sédimentation, les coulées boueuses sous-marines. Dans ce cas, les deux niveaux marneux en question (supérieurs à Bdm₂) pourraient être des coulées boueuses avec tout ce que

Il est dès lors permis de s'interroger sur l'âge réel de cette coulée car, d'une part l'équivalent du Bédoulien sommital marneux des Lesches existe à sa semelle à Bezaudun (BEZ, fig 13) et d'autre part, l'"explosion" de S. cabri exactement au toit de cette coulée paraît très artificielle. S'agit-il de "marnes bleues" fini-bédouliennes (équivalent latéral du Bédoulien marneux autochtone de Bezaudun) ayant remanié des termes plus anciens du Bédoulien ou du Barrémien? S'agit-il de "marnes bleues" gargasiennes ayant remanié à la fois des "marnes bleues" fini-bédouliennes et des éléments plus anciens ?

La récente découverte de très rares Schákoïnes dans de nouveaux prélèvements (La Chaudière, Valouse, fig. 14) suggèrerait en effet une déformation d'âge gargasien tou à fait basal mais la mise en évidence en serait rendue malaisée par le fait que les Schákoïnes, encore peu fréquentes, peuvent être "diluées" à la fois dans des associations microfauniques d'âge plus ancien (équivalent latéral du Bédoulien marneux de Bezaudun) et dans des assemblages gargasiens à cachet moins pélagique ("marnes bleues" gargasiennes plus nérotiques). M. MOULLADE ayant toutefois signalé que S. cabri pouvait débiter dans l'extrême sommet du Bédoulien daté par des Ammonites à Lesches, les très rares individus recueillis dans cette coulée ne peuvent constituer un élément discriminatoire irréfragable. On peut très bien expliquer autrement (lacunes de sédimentation ?) le fait que, dans la plus part des coupes, les Schákoïnes se mettent à pulluler exactement au toit de la coulée.

Malgré les indices d'une mise en place dont l'âge est peut-être gargasien basal, j'ai donc considéré provisoirement, en attendant que l'étude des talus bordant le bassin vocontien soit plus avancée, que la coulée marheuse de la base des "marnes-bleues" était "fini-bédoulienne", dans la région étudiée.

Cet exemple souligne encore à quel point le "décryptage" stratigraphique est rendu délicat dans un tel contexte sédimentaire, notamment dans les formations entièrement marneuses où les zones perturbées se distinguent très mal, voire pas du tout.

(1) cela comporte comme possibilités de mélanges et de perturbations dans les associations microfauniques. Cela expliquerait que S. cabri "apparaisse" toujours soudainement au sommet de la coulée Bdm₂, sauf précisément à Crupies.

Comment en effet reconnaître des marnes allochtones d'âge gargasien, dont la microfaune (pour quelque raison que ce soit : topographique du fond, régime des courants marins, etc.) est pauvre en Foraminifères planctoniques par rapport aux benthiques et si la coulée a érodé sur son passage des sédiments bédouliens plus profonds, plus riches en planctoniques?

L'existence de marnes curieusement stériles ou dont la microfaune possède un cachet "anormal" par rapport au caractère habituellement pélagique des associations de Foraminifères ne laisse pas de poser des problèmes, non seulement dans la base des "marnes bleues" mais à tous les niveaux des séries vocontiennes. S'agit-il de fluctuations dans les conditions du milieu? S'agit-il de phénomènes de remaniement gravitaire ayant bouleversé la répartition géographique des microfaunes dans le bassin? Il y a là matière à recherches, maintenant que nous possédons le canevas biostratigraphique.

3.6. Les "hard-grounds" fini-bédouliens :

Dans tous les secteurs du bassin où n'existent ni la coulée marneuse "fini-bédoulienne", ni le Bédoulien terminal marneux autochtone, les marnes gargasiennes reposent directement sur les calcaires bédouliens. M. MOULLADE considère qu'en ce cas il y a arrêt de sédimentation et que les "hard-grounds" parfois observés au toit des derniers bancs de la série calcaire barrémobédoulienne témoignent de cette interruption.

Il est exact, que, au toit des assises calcaires du Bédoulien ou même dans le cas d'absence du Bédoulien - d'assises calcaires du Barrémien, des surfaces particulières, généralement ferruginisées, ont été signalées en diverses régions, qui ont été interprétées jusqu'ici comme des "surfaces durcies" témoignant de lacunes de sédimentation antégargasiennes.

Cette interprétation "classique" doit être retenue dans les cas où ces surfaces montrent, outre une ferruginisation, des perforations de lithophages et/ou des enduits phosphatés et/ou glauconieux. C'est certainement le cas sur les bordures du bassin vocontien (sensu lato) comme, par exemple, dans les provinces néritique et hémipélagique de l'arc de Castellane (P. COTILLON, 1968).

En revanche, les caractères présentés en de nombreux points du Diois par ces surfaces particulières conduisent à leur attribuer une origine "mécanique" et à y voir soit des cicatrices d'arrachements synsédimentaires, soit le témoignage du passage de coulées ayant provoqué l'ablation d'épaisseurs plus ou moins fortes de sédiments antérieurs. Il y a mimétisme avec les

lacunes de sédimentation.

L'une de ces surfaces, la plus spectaculaire aussi car elle fait localement reposer les marnes gargasiennes sur le Barrémien inférieur, est située dans les environs d'Aouste et du hameau des Chapeaux (resp. AOU et CHP, fig 2). Elle est ornée de stries de glissements de grande taille, comme l'avait remarqué B. PORTHAULT (photographie, in D.E.S., 1962). Ces stries ne sont plus visibles en cet endroit à l'heure actuelle par suite de la dégradation de l'affleurement. Leur direction, relevée cette fois à proximité des Chapeaux indique qu'il faut relier la genèse de cette cicatrice avec le passage de la coulée n° 3 de la coupe de La Chaudière (fig. 10). Il est d'ailleurs probable que les autres coulées visibles actuellement dans le Barrémien supérieur de cette coupe soient passées au même endroit (voir discussion in 3e chapitre).

Les surfaces de ce type ont surtout attiré l'attention des géologues car elles coïncident avec un changement lithologique majeur. En réalité, il en existe bien d'autres, situées à divers niveaux de la série stratigraphique vocontienne, on ne les remarque qu'à la faveur de conditions d'affleurement exceptionnelles. Il s'agit toujours de surfaces associées à desglissements ou des coulées et qui en portent les marques caractéristiques : plusieurs générations de stries sur une surface ferruginisée intrabédoulienne à l'Estellon (EST, fig. 14), stries et vasques d'impression (1) à la base de la "Vire à Hétérocères" au col de Valouse (VAL), etc. On remarque cependant à l'Estellon, sur quelques mètres carrés, un piquetage (perforations ?) de la surface (fig. 14) qui paraît postérieur aux stries. Il pourrait y avoir là coïncidence entre une lacune mécanique et un réel arrêt de sédimentation, accompagné d'un durcissement de la vase du fond.

En fait, la ferruginisation de ces surfaces de troncature - qui ne sont jamais glauconieuses dans le Diois - peut s'expliquer très simplement par la circulation préférentielle des eaux d'infiltration météoriques le long de ces surfaces : l'oxydation de la pyrite existant toujours l'état diffus dans ces sédiments pélagiques, surtout dans les marnes surmontant ces surfaces, libère des oxydes de fer qui cheminent et se déposent le long de ces rares discontinuités. Lorsque des blocs charriés reposent sur ces surfaces de glissement dans les zones de dépôt, la ferruginisation de la surface s'arrête en effet au contact bloc - substratum : tous deux étant encore relativement mous au moment de la déformation, il y a eu "cicatrisation",

(1) impression, dans le substratum vaseux, des blocs charriés par la coulée.

supprimant ainsi localement la surface de circulation des eaux qui fonctionnera plus tard à l'affleurement.

Il n'en reste pas moins que la localisation de quelques unes de ces surfaces ferruginisées au niveau d'un changement lithologique majeur peut être matière à controverses étant donné que de vrais "hard-grounds", témoignant de réels arrêts de sédimentation, existent à ce niveau sur les bordures du bassin. La présence de stries de glissements est-elle en soi un argument pour conclure à une origine purement "mécanique" des lacunes, même en des secteurs pélagiques relativement profonds ? Faut-il exclure pour autant l'intervention de courants clairs qui ^{pu} auraient inhiber localement le dépôt des vases pélagiques ? Les observations effectuées dans le milieu marin actuel montrent effectivement que les "creux" de la topographie (vallées sous-marines) sont le siège de courants importants (F.P. SHEPARD et al., 1974) car ils canalisent les mouvements des masses d'eaux et exagèrent les vitesses. C'est d'ailleurs sur les bosses du fond et non dans les creux que H. CHAMLEY (1971) a pu carotter des séries complètes de vases quaternaires en Méditerranée occidentale. Or, s'il est permis d'effectuer une comparaison avec le Crétacé inférieur vocontien, ce n'est sûrement pas sur les hauts-fonds que transitaient les coulées boueuses mais bien plutôt dans les creux du substratum ("vallées", "cluses", etc.... accidentant les talus sous-marins bordant le bassin). Il n'est pas interdit de penser que des courants d'eau claire ont pu également être canalisés par une topographie sous-marine vocontienne dont tout porte à croire (cf. 3e chapitre) qu'elle n'était sans doute pas simple.

Il n'est donc pas possible à priori d'exclure l'éventualité de réels arrêts de sédimentation localisés dans des zones propices paradoxalement en creux (ce qui s'oppose pour cette fois à l'image classique que l'on possède des "hard-grounds" situés sur des hauts-fonds balayés par des courants). Leur coïncidence avec des surfaces de troncature "mécanique" (surface intrabédoulienne de l'Estellon ?) est fort possible, celle-ci ayant pour effet de mieux révéler physiquement le premier phénomène.

Je suis cependant d'avis que l'arrêt de sédimentation "fini-bédoulien", si tant est que l'on puisse prouver sa réalité dans le domaine pélagique, n'intéresse qu'une faible tranche de temps correspondant tout au plus au Bédoulien terminal marneux (autochtone) de Lesches et de Bezaudun (p. 34).

IV - CONCLUSIONS :

L'étude des séries vocontiennes à permis de soulever un certain nombre de problèmes stratigraphiques dont la résolution n'a pas pu être totalement menée à bien étant donné l'orientation "sédimentologique" de cette étude.

Il était cependant nécessaire d'attirer l'attention sur les multiples difficultés que posent, sur le plan stratigraphique, les phénomènes de remaniements synsédimentaires de type gravitaire.

La figure 15 résume les principaux repères qui serviront de canevas stratigraphique dans les reconstitutions ultérieures et dont la position vient d'être discutée en détail.

CHAPITRE II : ETUDE ANALYTIQUE DES PERTURBATIONS

SYNSEDIMENTAIRES AFFECTANT LA SERIE PELAGIQUE.

Après avoir exposé les moyens de corrélations, il s'agit maintenant de définir les objets que l'on va corréler, en l'occurrence toutes les formes de remaniements synsédimentaires (ou sub-contemporains de la sédimentation) qui "altèrent" la monotonie des assises de la série pélagique, au point de la rendre parfois lithostratigraphiquement méconnaissable.

Ces perturbations appartiennent essentiellement à la catégorie des déplacements gravitaires mais l'intervention de courants de fond a parfois été suspectée, notamment à propos de certains niveaux particuliers, tels les plaquettes calcaréo-gréseuses rousses.

Avant toute chose, il est nécessaire de définir un certain nombre de notions et de termes se rapportant à ces processus gravitaires et aux dépôts qui leur correspondent. Ce préliminaire bibliographique est rendu nécessaire par la quantité de travaux qu'a suscité ce domaine de la géologie au cours des dernières années et, de plus, il allégera les discussions ultérieures sur les faciès vocontiens.

I - LES PRINCIPALES CATEGORIES DE REMANIEMENTS GRAVITAIRES - ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE.

Après les premières expériences de P.H. KUENEN (cf. analyse in P. JUIGNET et al., 1965) sur les courants de turbidité, et cela dès les années cinquante, les géologues portèrent essentiellement leurs efforts sur la polarité des faciès et des structures de dépôt dans les formations à turbidites (flyschs, "calcaires allodapiques (1) etc...).

Depuis quelques années, on constate une évolution des préoccupations vers l'analyse séquentielle des dépôts (E. MUTTI et F. RICCI - LUCCHI, 1974; C. KRUIT et al., 1975, etc.), en liaison avec l'étude des cônes d'épandage actuels en eau profonde, ainsi que l'analyse très détaillée des processus de resédimentation (G.V. MIDDLETON et M.A. HAMPTON, 1976 ; R.M. CARTER, 1975; DR. LOWE, 1975, 1976).

Il en résulte une meilleure compréhension des phénomènes mais la part de l'hypothèse reste grande et le nombre de questions soulevées sans réponse, notamment en ce qui concerne ces processus. Les distinctions effectuées à ce sujet sont parfois^{si} subtiles au niveau conceptuel que le géologue est parfois un peu agacé de cette pulvérisation car il n'y a

(1) K.D. MEISCHNER (1964).

guère moyen de vérifier ces processus théoriques dans leur expression ultime : le dépôt.

La classification des processus de resédimentation retenue dans ce mémoire regroupe donc, d'un point de vue pragmatique, certains termes que le purisme conduirait peut-être à séparer. Quatre grandes catégories de déplacements gravitaires sont distinguées, outre le phénomène du chute libre sur lequel il ne paraît pas utile de s'étendre :

. Les courants de turbidité qui sont des sortes d'avalanches à comportement turbulent, sauf peut-être à leur semelle où la densité en grains serait plus importante ("flowing grain layer" selon J.E. SANDERS, 1965). Le banc déposé est appelé turbidite (P.H. KUENEN, 1957).

. Les coulées de sable (D.J. STANLEY, 1974) où la charge solide en grains est suffisamment importante pour influencer sur la mécanique du fluide, inhiber ou réduire fortement la turbulence et empêcher le granoclassement. Ce concept regroupe des distinctions telles : "fluidized flows", "sand flows", "grain flows" sur lesquelles je reviendrai. La couche déposée porte le même nom, le terme pouvant se référer aussi bien au processus qu'au dépôt. A mon avis toutefois le terme de fluxoturbidite (S. DZULYNSKI et al., 1959) devrait avoir la priorité, étant donné que les critiques dont il a fait l'objet (R.G. WALKER, 1967) me paraissent exagérées.

. Les coulées boueuses, à matrice argileuse, dont le déplacement est aussi plutôt laminaire ou à turbulence très réduite ("débris flows", "mud flows"). Les dépôts les plus classiques sont de type "pebbly mudstone" mais les éléments figurés peuvent être aussi bien des grains (1) que des mégablocs (olistolithes) et leur concentration dans la boue être très variable, même nulle. Comme précédemment, on peut appeler le dépôt par le même nom que le processus ou utiliser le terme d'olistrostroma.

. Les glissements au sens strict (2) ("slides", "slumpings") où la masse sédimentaire n'est pas complètement désorganisée, ce qui implique en général des déplacements relativement faibles. Ce peuvent être d'épaisseurs

(1). Ils sont en principe dispersés dans la matrice et ne se touchent pas (cf. texture wackestone de R.J. DUNHAM, 1962).

(2) le terme regroupe, au sens large, les coulées et les glissements.

loupes de glissement vite stabilisées dont on connaît les équivalents continentaux où des froncements plus ou moins évolués de couches superficielles. Les klippes sédimentaires sont une forme particulière de glissement où un ensemble garde une certaine cohérence malgré des déplacements importants rendus possibles par les phénomènes physiques qui se produisent sur la sole de friction (notamment vaporisation de l'eau d'imbibition - cf. in P. GIGOT et al., 1975, p. 25).

Ces distinctions sont assez théoriques et leurs frontières sont floues. Un bon sens élémentaire permet de concevoir, malgré des distinctions de principe, notamment entre fluides turbulents et laminaires, qu'un processus qualifié habituellement de "courant de turbidité", entre autre exemple, puisse être multiforme, fortement dépendant de facteurs divers comme la valeur de la pente, sa régularité, la granulométrie et le volume du matériau originel, la quantité de vase érodée et incorporée, la longueur du trajet, etc., toutes choses difficilement accessibles à l'expérimentation ou au calcul. On a d'autre part souvent suggéré que les glissements puissent se désorganiser, dégénérer en coulées boueuses, voir même engendrer par leur déplacement des courants de turbidité turbulents (voir explication théorique in M.A. HAMPTON, 1972). La définition correcte des processus gravitaires est donc délicate en raison de ce continuum de comportements, raison essentielle pour s'en tenir délibérément à des catégories simples.

Il existe d'excellents articles de synthèse sur le transport gravitaire sous-aquatique des matériaux auxquels je renvoie le lecteur désirant des informations plus précises (notamment G.V. MIDDLETON et M.A. HAMPTON, 1976, article auquel on adjoindra ceux de D.R. LOWE, 1975, 1976, qui concernent plus spécialement les phénomènes de liquéfaction et fluidisation).

Je voudrais néanmoins en effectuer une présentation moins sommaire.

1.1. Les courants de turbidité :

Un courant de turbidité est typiquement un courant chargé de fond, turbulent, gardant son individualité au sein de l'eau claire et dont le déplacement est non seulement dû à la gravité mais aussi au transfert de sédiment lui-même. C'est le glissement qui est l'impulsion énergétique initiale engendrant le courant, donc la turbulence, laquelle, une fois acquise, permettra au sédiment d'être transporté sur des distances parfois considérables, selon un régime auto-entretenu, appelé "auto-suspension" (R.A. BAGNOLD, 1962), qui durera tant que la pente sera suffisante pour compenser les pertes d'énergie par friction.

Remarquons que les courants de crues fluviales, les crues en nappe (sheet floods), les phénomènes de "chasse" dans les lagunes dûs à la rupture de cordons littoraux par les tempêtes (1) - autres types de courants chargés - auront un comportement un peu analogue à celui des courants de turbidité. Bien que la charge solide soit, dans ce cas, passive dans le fluide qui la transporte, on peut aisément prévoir une certaine ressemblance dans les dépôts, autrement dit des divergences d'opinions quant à l'interprétation de dépôts fossiles mimétiques.

1.1.1. Courants de turbidité de faible densité, couches néphéloïdes :

Il s'agit là d'une catégorie sans aucun doute composite et bien que, dans la plupart des cas, les phénomènes rangés dans cette rubrique ne correspondent pas à la définition des courants de turbidité qui vient d'être donnée, il faut leur faire une mention spéciale car ils représentent peut-être un des mécanismes fondamentaux de la sédimentation pélagique.

Les observations de GOULD, au cours des années cinquante, sur les courants de turbidité du lac Mead (Colorado) (cf. analyse in P. JUIGNET et al., 1965), avaient déjà mis en lumière le fait que, par le jeu subtil des différences de densité engendrées par la charge solide et les différences saisonnières de températures entre l'eau du fleuve et celle du lac, des courants de turbidité dilués pouvaient décoller du fond et se propager entre deux eaux.

De leur côté, les recherches océanographiques ont mis en évidence, principalement au cours des mois d'hiver (F.P. SHEPARD et al., 1969), des nappes d'eaux froides (lourdes), turbides mais très diluées, (2) observées en transit lent vers les fonds, via les vallées sous-marines. Les particules transportées sont fines, il s'agit notamment d'argiles dans un état flocculé.

Ces observations sont sans doute le maillon qui permet d'en relier génétiquement d'autres :

(1) phénomènes - notons le bien - pouvant être répétitifs (cf. les "séries à tempestites" granoclassées décrites par F. MASSARI et L. SORBINI, 1975).

(2) la concentration y dépasse rarement 10 mg/l (D.E. DRAKE, 1974).

- . les couches turbides de fond (turbid bottom layers, D.G. MOORE 1969), observées en déplacement lent sur le plateau continental (D.A. Mc MANUS et C.B. SMYTH, 1970) et dont la genèse s'explique au moins en partie par l'action des tempêtes sur les vases du large (K.B. RODOLFO et al., 1971 ; J.R. SCHUBEL, 1974) mais le rôle des apports fluviatiles et cependant mal connu de ce point de vue.
- .. Les couches néphéloïdes profondes (Nepheloid layers, M. EWING et E.M. THORNDIKE, 1965 ; sources diverses in R.J. GIBBS, 1974), épaisses de plusieurs centaines de mètres, évoluant lentement (10 à 30 cm/s) entre deux eaux ou sur le fond et dont la turbidité est de l'ordre de 0,1 à 0,3 mg/l.

Jusqu'à preuve du contraire, ces suspensions ne sont pas des courants de turbidité au sens strict car la charge solide, d'ailleurs très faible, paraît tout simplement passive et ne se déplacer que par le jeu de la circulation des eaux marines (1) (circulation générale engendrée par des différences de température à l'échelle locale ou à celle de la planète, courants engendrés par les vents (2), jeu moyen des mouvements oscillatoires de la masse d'eau aux abords des côtes, surtout dans les vallées sous-marines (3), courants de retour engendrés dans ces vallées par une forte houle ou une grande marée dressant l'eau à la côte (4) etc.).

De plus, le délestage de ces courants néphéloïdes s'apparente plus à une décantation de suspensions (sédimentation différentielle) qu'au mode de délestage des courants de turbidité "classiques".

Ces observations sont encore fragmentaires mais nous discernons déjà l'importance d'une catégorie de phénomènes particuliers, qui n'ont aucun rapport avec les courants de turbidité "classiques" dans la majeure partie des cas, mais dont le rôle dans l'alimentation des fonds pélagiques en sédiments terrigènes fins est certainement primordial. On comprend en outre facilement que la répartition de ces particules fines sur le fond puisse ne pas être quelconque. Nous y reviendrons à propos du Barrémien vocontien.

(1) D.E. DRAKE (1974 et divers articles in R.J. GIBBS (1974),

(2) H. LACOMBRE (1969)

(3) "Marées internes", ondes internes, (F.P. SHEPARD et al. 1974)

(4) M. GENESSEUX et al. (1971) ; F.P. SHEPARD et al. (1975)

Un tel mécanisme d'alimentation permettra d'expliquer aisément le "contrôle morphostructural exercé par des reliefs profonds sur la répartition des argiles dans les bassins (cf. P. ARTRU, 1972, à propos du rôle de barrière joué par la "dorsale dauphinoise" dans la répartition de la kaolinite au sein du bassin subalpin méridional des "Terres Noires" jurassiques).

1.1.2. - Courants de turbidité de haute densité.

Je n'insistrai guère sur cette catégorie qui est mieux connue: ce sont les courants de turbidité "classiques" qui comportent une phase grossière, généralement sableuse ou silteuse et dont on sait reconnaître plus facilement le dépôt.

— La séquence idéale de dépôt :

Dans les cas les plus typiques et lorsque la phase grossière est au moins une arénite fine, la couche déposée montre une séquence de structures (fig. 16A) connue sous le nom de séquence de BOUMA (1962), dont la semelle (ravinante) est ornée de contre-empreintes ("casts", en anglais) de figures de courant créées dans le substratum vaseux lors de la mise en place (voir classification in M. LANTEAUME et al., 1967) ; S. DZULYNSKI et E.K. WALTON, 1965).

Le dépôt est granoclassé. Dès 1950, P.H. KUENEN avait insisté sur le caractère imparfait de ce granoclassement qui correspond "à la décroissance continue de la taille moyenne des particules à l'intérieur d'un mélange" (B. BEAUDOIN, 1972). Le classement est donc mauvais en principe, notamment dans la division A mais il est évident que les caractéristiques granulométriques du sable originel interviennent ainsi que la quantité de sédiments remis en suspension au cours du transport. Le classement tend à s'améliorer dans les superstructures de courant tractif (divisions B et C).

Les travaux expérimentaux de G.V. MIDDLETON (1967) ont mis en évidence l'influence de la charge solide (mais en grains seuls, alors que KUENEN opérait avec des mélanges sable + argile) sur la qualité du granoclassement :

. bon granoclassement (distribution grading) avec des courants assez peu chargés (glissement des médianes vers les petites tailles),

.. granoclassement fruste (coarse teil grading), uniquement sensible dans l'évolution du percentile grossier de la base au sommet du banc déposé, en utilisant des suspensions surchargées (concentration solide en grain supérieure à 30%, dans ses conditions expérimentales).

La continuité granulométrique au travers de la séquence, l'absence de tout hiatus seraient la manifestation évidente d'un dépôt continu. Notons cependant que l'accord des auteurs n'est pas réalisé sur la signification de la division E. Si elle représente la sédimentation "indigène", ce qui est vraisemblablement le cas très souvent, on ne peut alors assimiler séquence et turbidite puisque cette dernière n'en représente qu'une partie.

Séquences proximales et distales :

La séquence idéale est rare. Le plus souvent, on n'observe que des séquences dérivées (A.H. BOUMA, 1962) résultant de l'amputation des termes inférieurs, supérieurs ou même médians de la séquence fondamentale.

Les causes en sont hypothétiques, mais, de nombreux auteurs ayant remarqué que le facteur de variation dominant était l'éloignement par rapport aux sources de sédiments, l'"étalement" dans l'espace (fig.16B) de la séquence idéale fut imaginé (A.H. BOUMA, 1962; K.D. MEISCHNER, 1964).

La distinction entre turbidites proximales et distales (R.G. WALKER, 1967) reflète ainsi l'évolution globale des séries de flyschs depuis les sources de sédiment (wildflysch, flysch gréseux) jusqu'au large dans les bassins (flysch argilo-gréseux typique).

On n'a jamais suivi les bancs ou très rarement (P. ENOS, 1969). Il s'agit avant tout d'une hypothèse qui a le mérite d'intégrer simplement, au niveau du processus générateur, les divers aspects d'une polarité facio-logique qui est valable aussi bien dans le cas des épandages terrigènes que bioclastiques (MEISCHNER, 1964).

Nous reverrons d'ailleurs que les processus correspondant au dépôt des séquences proximales n'ont peut-être plus guère de rapport avec un courant de turbidité turbulent. En outre, il est extrêmement délicat de différencier les turbidites "distales", réduites aux simples structures de traction de la séquence, des dépôts imputables aux courants de fond banaux qui transportent également en traction.

Outre ce facteur de variation intrinsèque, qui tient à la nature même du courant de turbidité et à son mode de délestage, la séquence idéale peut être affectée par d'autres phénomènes : "télescopages" ("amalgamation") de séquences par érosion, "pulsations" (?) du courant aboutissant à des

réurrences internes, etc.

Des phénomènes de liquéfaction contemporains ou immédiatement postérieurs au dépôt peuvent perturber l'ordonnance des superstructures (lamination convolutée, structures en coupelles (1), etc.).

Mise en place de la séquence :

Pour plus de détails concernant la dynamique des ces courants ainsi que les problèmes posés par leur délestage (afin d'expliquer le granoclasement vertical et longitudinal de la séquence de dépôt) le lecteur se reportera à l'excellente synthèse de G.V. MIDDLETON et M.A. HAMPTON (1976).

De nombreux travaux expérimentaux (cf. analyse bibliographique in H.E. REINECK et I.B. SINGH, 1974) ont mis en évidence le lien existant entre un courant, son épaisseur, la taille des particules transportées, le modelé de la surface de traction et la structure correspondant à ce modelé :

- en régime rapide, surcritique, apparaissent des structures d'antidune ou, dans la zone de transition au régime tranquille, une lamination horizontale. Cette lamination est d'autant plus nette que le sable utilisé est hétérométrique (P.H. KUENEN, 1966). Des "granoclasements", d'ailleurs très peu accusés, peuvent alors apparaître à l'échelle de la lamine. Cette lamination résulte d'un phénomène de ségration granulométrique, d'abord décrit par KUENEN (1966) puis précisé récemment par l'emploi de la cinématographie ultra-rapide (E.F. Mc BRIDE et al., 1975). Chaque lamine de courant rapide n'est jamais très continue et disparaît en quelques dizaines de centimètres. Elles ne correspondent nullement à des "pulsations" du courant. Dans le cas de la division B des turbidites, leur caractère souvent diffus résulte peut-être d'un type particulier de ségrégation granulométrique en rapport avec la rapidité de l'accumulation.

- en régime tranquille, sous-critique, apparaissent soit des rides de courant de petite taille, soit des mégarides (dunes hydrauliques), à mesure que la vitesse du courant s'élève. Lorsque le sable est trop grossier, la formation des rides de courant est court-circuitée.

(1) dish structures (C.M. WENTWORTH, 1967 ; P.H. STAUFFER, 1967)

Ces résultats expérimentaux, obtenus avec des courants clairs de type fluviatile, ont été appliqués aux courants de turbidité (J.C. HARMS et R.K. FAHNESTOCK, 1965 ; R.G. WALKER, 1965, 1967).

Il est donc communément admis de voir dans les quatre premiers termes de la séquence de BOUMA la succession verticale des structures correspondant, en un point donné de l'aire de dépôt, à la décroissance de vitesse d'un courant de turbidité, à mesure que le délestage s'effectue : passages successifs de la tête qui façonne le fond (figures de courant) puis du corps - rapide - et enfin de la queue - plus lente - qui déposent respectivement A et B puis C et D. Les figures de courant sont ainsi fossilisées aussitôt que creusées. Les divisions B et C représenteraient respectivement des structures de courant sur- et sous-critique, correspondant à l'instauration d'un régime de traction sur la division A déjà déposée. Cette division A doit donc se sédimenter en régime rapide mais selon un mécanisme particulier (dépôt ultra-rapide à partir d'une suspension ?) permettant néanmoins au granoclassement imparfait de se produire et qui fait l'originalité du courant de turbidité.

Si l'on joue ^{sur} la rapidité du dépôt, le régime de traction sera plus ou moins intense au sommet du banc et représenté soit par une lamination diffuse et des rides de courant type "climbing ripples (1)" (l'accumulation dans ce cas est encore rapide et tend à réduire la durée de traction des grains), soit par une lamination plus nette.

Les épaisses séquences où A domine (zone proximale, fig. 16B) correspondraient au délestage brusque de courants immatures, surchargés, évoquant le "quick bed", observé expérimentalement par G.V. MIDDLETON (1967).

Les séquences (A) BC (DE) correspondraient plutôt à des courants rapides mais relativement peu chargés (déjà délestés ?) où les particules seraient plus longuement tractées avant d'être enfouies définitivement par les suivantes.

La notion de courant de turbidité est donc large.

(1) type de rides de courant emboîtées apparaissant en régime d'apport sableux important.

Diagnose des turbidites :

La reconnaissance des turbidites (autrement dit, si l'on veut, du rôle actif de la charge solide) est assez malaisée au niveau de la séquence et nécessitera toujours une démonstration soignée car les structures de dépôt (figures de semelle, granoclassement imparfait et, à fortiori, structures de traction) ne sont pas du tout caractéristiques des courants de turbidité tels qu'ils ont été définis plus tôt; que ces structures soient prises individuellement, assemblées en séquences, ou que ces séquences s'empilent pour former des séries mimétiques (cf. "tempestites" bioclastiques granoclassées mimant les turbidites (1), "contourites" (2) mimant les turbidites "distales" (3), etc.).

D'autre part, l'un des mérites de l'océanographie géologique moderne est d'avoir mis en évidence le fait que, par plusieurs milliers de mètres de fond, au débouché des vallées sous-marines, peuvent se réaliser des dispositifs d'épandage où la géométrie des corps sédimentaires évoque celle des complexes deltaïques. On savait déjà les problèmes que pose la distinction de systèmes détritiques fossiles tels que molasses et flyschs lorsqu'ils sont atypiques. Comme nous verrons en outre que les formes d'écoulement du sable dans la partie proximale de ces cônes profonds n'impliquent pas obligatoirement la présence du granoclassement dans le dépôt, il est clair que la reconnaissance des turbidites (lato sensu) repose autant sur l'analyse du contexte que sur la lecture des structures sédimentaires.

Le problème n'est pas spécifique aux ensembles terrigènes et nous le retrouverons dans les faciès bioclastiques très proximaux du Barrémien vocontien qui ont pu être interprétés comme appartenant au faciès urgonien (lato sensu) (P. GIBERGY et J. SARROT-REYNAULT, 1963), alors que la rareté du granoclassement dans ces faciès n'implique pas obligatoirement en elle-même la proximité de la plateforme.

I.2. Coulées de sable :

Il est apparu très tôt que les processus du type courants de turbidité ne pouvait rendre compte exactement des caractères des dépôts gréseux observés dans les zones proximales des bassins de flyschs.

(1) F. MASSARI et L. SORBINI, 1975.

(2) terme forgé à partir de la locution "courants de contour" de la circulation générale océanique (B.C. HEEZEN et al. 1966) et désignant les dépôts sableux dus à ces courants.

(3) in flysch du Niesen, Alpes Suisses (A.H. BOUMA, 1973).

Le terme de "fluxoturbidite" fut introduit (S. DZULYNSKI et al., 1959) pour décrire un certain type de bancs de grès épais, non granoclassés, à "galets^{mous} dispersés, interstratifiés entre des turbidites normales, dans une formation de flysch des Carpathes polonaises. Ces bancs offrent des caractères évoquant des processus de sédimentation intermédiaires entre courants de turbidité et glissements en masse. En ce qui concerne le processus de transport, "instead of a well-mixed turbulent turbidity current carrying almost the entire load in suspension, on can imagine a turbidity current in which most of the sand and gravel moves in a watery slide along the base".

Les expériences de P.H. KUENEN (1950, 51, 52) avaient déjà mis en évidence les conditions-limite pour qu'un courant de turbidité soit encore turbulent (densité $< 1,5$ avec des mélanges sable-argile).

G.V. MIDDLETON (1967) utilise au contraire des suspensions purement granulaires. Pour des concentrations supérieures à 30%, le comportement du fluide n'est plus turbulent, le mouvement des particules pratiquement réduit à la translation linéaire, de sorte que le "courant" n'est plus qu'une sorte de couche dilatée mouvante ("quick bed") de sable fluide. Le dépôt est si rapide qu'aucune surface d'accrétion n'apparaît vraiment à la semelle et qu'il s'apparente plutôt à une sorte "d'effondrement" de la suspension, de "tassement" de la couche fluide.

Au moment du "gel" de la masse, les particules passent donc très vite de l'état de suspension à l'immobilité, de sorte que la traction, si elle existe, est très faible, au contraire de ce qui se passe dans les courants moins chargés et donc turbulents. Corrélativement, la ségrégation granulométrique est faible dans la couche fluide et le granoclassement du dépôt très fruste ou inexistant.

S'il est donc raisonnable de concevoir au moins un mode de transport du sable en masse, n'aboutissant pas au granoclassement des turbidites, certains auteurs envisagent cependant deux catégories de processus :

Pour certains (P.H. STAUFFER, 1967), qui s'appuient d'ailleurs sur les travaux théoriques et expérimentaux de R.A. RAGNOLD (1954, 1956), c'est l'interaction des grains (collisions mutuelles) au cours de la translation qui engendre globalement une sorte de "pression de dispersion", laquelle entretient une légère "dilatation" de la couche et donc le caractère bouillant du sable. Ce sont les "grain flows" des auteurs anglo-saxons et que l'on peut comparer aux coulées de sable sec.

Pour d'autres, c'est le rôle du fluide qui est important dans la maintenance (plus ou moins temporaire d'ailleurs) des grains en suspension. Ces processus (fluidisation, liquéfaction) ainsi que les structures associées (1) sont abondamment commentées par D.R. LOWE (1975, 1976). Lorsque les phénomènes de fluidisation localisée se généralisent à une masse de sable, celui-ci, liquéfié, coule : ce sont les "fluidized flows" des auteurs anglo-saxons.

Pour des raisons purement pragmatiques, j'avoue avoir gardé une certaine distance avec la théorie et regroupé sous l'étiquette compréhensive de coulées de sable (cf. D.J. STANLEY, 1974) toutes les nuances distinguées dans cette catégorie.

Toujours dans un but pragmatique, je considérerai arbitrairement que la distinction entre coulées de sable et coulées boueuses à débris se fera sur la texture du dépôt :

grains jointifs ———> coulées de sable
grains dispersés ———> coulées boueuses.

Même si cette position n'est pas défendable du strict point de vue du dynamique des fluides (10% d'argile dans l'eau suffiraient selon M.A. HAMPTON - 1970 - pour faire passer une coulée de sable dans la catégorie des coulées boueuses très aqueuses), c'est une position de principe rendue nécessaire par le caractère fossile, diagénétiquement altéré des dépôts étudiés. Comment en effet distinguer à coup sûr une boue matricielle primaire recristallisée en sparite, d'un ciment sparitique de précipitation tardive dans les pores d'un sable propre à l'origine ?

J'ai d'autre part pu constater que des teneurs en boue de l'ordre de 40 à 50 % dans le dépôt n'impliquent pas obligatoirement l'absence de granoclasement. Or le granoclasement, considéré comme caractéristique des turbidites, n'apparaît pas en principe dans les coulées boueuses à débris. Les catégories que l'on fait sont donc fragiles.

1.3. Coulées boueuses et glissements :

Laprésence d'une matrice caractérise les coulées boueuses où les éléments sont des corps "flottants" tandis que dans les glissements la déformation est encore relativement ménagée et s'effectue selon des surfaces définies; il n'y a pas de matrice. Cependant certains cas intermédiaires poseront inévitablement des problèmes de nomenclature.

(1) notamment les "structures en coupelles", fréquentes dans ces épaisses couches de sable non granoclassées.

La vitesse de désorganisation des sédiments glissés dépend sans doute de nombreux facteurs (épaisseur de la couche de vase déformée, vitesse de translation, état du sédiment, répartition des hétérogénéités) dont l'importance relative n'est pas connue et qui n'ont guère, jusqu'à ce jour, suscité d'études spécifiques.

La rhéologie des coulées, par contre, a particulièrement été étudiée expérimentalement et théoriquement par A.M. JOHNSON (1970, voir analyse in G.V. MIDDLETON et M.A. HAMPTON, 1976). Il existe d'ailleurs sans doute tous les intermédiaires entre des coulées très visqueuses comportant des zones (latérales, internes) où la déformation est négligeable, et les coulées très fluides où la déformation est régulièrement répartie sur toute l'épaisseur (R.M. CARTER, 1975). La viscosité de la matrice, sa densité élevée (concentrations solides atteignant 85 à 90 %, soit des densités allant jusqu'à 2,5 - R.V. FISHER, 1971) permettant à des blocs de grande taille de "flotter".

Les "laves de boue" (L. LLIBOUTRY, 1971) continentales, engendrées par les foirages glaciaires, atteignent des vitesses considérables lorsque les dénivelées sont importantes. Aucune donnée sérieuse sur cette question des vitesses n'est cependant disponible pour le milieu marin, étant donné que l'on ignore la nature exacte des processus de resédimentation ayant joué dans les glissements (sensu lato) engendrés par quelques séismes récents. On peut s'attendre néanmoins à des vitesses relativement faibles (25 à 30 Km/h. au maximum ?) car les pentes sont plus douces en moyenne et la densité du fluide encaissant plus élevée.

Le dépôt d'une coulée correspond au "gel" de la masse. Il n'y a pas, en général, de granoclassement normal sauf cas exceptionnels, mais on cite des cas de granoclassement inverse, dont l'origine n'est pas bien expliquée, dans les coulées très chargées en débris hétérométriques.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

II - LES FACIES BIOCLASTIQUES VOCONTIENS :

La coupe de référence est celle de Crupies (fig. 5).

2.1. Historique :

M. MOULLADE (1966, p. 259-268) a résumé l'essentiel des travaux antérieurs qui mentionnent ou étudient spécialement les "calcaires à débris" des anciens auteurs.

. Répartition géographique :

Le gisement bioclastique intravocontien de Crupies est cité pour la première fois par C. Lory (1861).

Les travaux de la fin du siècle, notamment la thèse de V. PAQUIER (1900) sont essentiellement à vocation stratigraphique et concernent les parallélismes d'âge entre les faciès vaseux à Céphalopodes du Diois et les ensembles urgoniens du Vercors.

Selon W. KILIAN (1912), sur le pourtour des masses urgoniennes franches, des faciès de transition ("calcaires à débris", calcaires fins à spicules) établissent la jonction avec les faciès "bathyaux" à Céphalopodes (fig. 17a). Le gisement de Crupies constitue toujours une tache isolée au sein de la "fosse vocontienne", tache sur laquelle J. GOGUEL attire à nouveau l'attention en 1944.

Pour J. GOGUEL, les calcaires biodétritiques grossiers à Orbitolines rencontrés dans le domaine vocontien se répartissent selon une bande étroite, orientée $N_{300}-N_{120}$, c'est-à-dire environ dans l'axe du bassin (fig. 17b), bien qu'il faille tenir compte des décalages engendrés par les décrochements Nord-Sud de Saillans-Condorcet et de Die - La Motte Chalancon.

C'est à une date récente (J. MAILLARD, 1963 ; M. MOULLADE, 1966) que l'extension exacte des "calcaires à débris" est reconnue dans le bassin vocontien (fig. 17c et d).

. Interprétation :

L'examen du faciès de la coupe de Crupies avait conduit C. LORY à

imaginer un milieu de formation peu profond et agité par des courants. L'autochtonie est implicite. Les opinions de ses successeurs s'écarteront peu de cette interprétation, mais il y a toutefois des nuances.

En se basant sur les résultats des sondages de la vallée du Rhône, J. MAILLARD admet la connection des faciès bioclastiques intravocontiens avec l'"apophyse" urgonienne du Tricastin. Il conçoit logiquement une vaste auréole d'épandage en eaux peu profondes, sur une sorte de plateau continental qui prolongerait vers le Nord-Est la plateforme ardéchoise. Le faciès vocontien (calcaire argileux gris) correspond à des zones de sédimentation plus profondes.

Les conceptions de J. GOGUEL s'inscrivaient dans un état d'esprit différent parce qu'il n'avait pas reconnu la connection des faciès en direction du Tricastin. La répartition géographique particulière de ces faciès grossiers à Orbitolines et débris de Polypiers excluait précisément, selon lui, l'intervention de courants - hypothèse à laquelle il avait d'abord songé - et militait plutôt en faveur d'un biotope de faible profondeur, installé sur une "ride" axiale. Cette ride aurait pu préfigurer les plissements ultérieurs de la zone vocontienne.

M. MOULLADE adopte une position de compromis en admettant pour partie un épandage à partir du Tricastin jusque dans l'anticlinal de La Lance et en revenant pour partie à l'hypothèse primitive de J. GOGUEL. Pour lui, la paléogéographie vocontienne restait donc accidentée de zones hautes (ride de Crupies - Arnayon - Rosans, haut-fond de Saint-Auban, pour les principaux) où le biotope générateur des "calcaires à débris" s'installait mais avortait périodiquement (envasement, etc.).

M. MOULLADE, tout comme J. GOGUEL, avaient cependant relevé un certain nombre d'indices montrant que les sédiments n'étaient pas toujours en place : grumeaux ou galets à faciès vaseux au sein du calcaire bioclastique, installation soudaine de sédiments grossiers sur des vases, etc., évoquant des éboulements ou des glissements. Il s'agissait toutefois de phénomènes locaux, provoqués par l'agitation du milieu aux abords des hauts-fonds.

Citons encore une étude micrographique réalisée par J.P. THIEULOY (1959) bien qu'elle concerne un secteur géographique (Bochaine) situé en dehors de la région étudiée. Les "calcaires à débris" de cette zone sont des faciès "subrécifaux" mais l'auteur envisage cependant, pour les calcaires grossiers

très éloignés (Veynes, Barcillonette) des régions nourricières supposées, la possibilité de courants de turbidité de haute densité.

Abstraction faite de divergences mineures, les auteurs antérieurs s'accordent en général pour considérer que la profondeur de dépôt des "calcaires à débris" est relativement faible dans la zone vocontienne. Il n'y avait donc pas de raison fondamentale de distinguer ces derniers de leurs homologues qui bordent les plateformes carbonatées périphériques.

Le vice de ces interprétations réside dans l'impuissance des esprits à s'affranchir de l'association d'idée : sédiment grossier - profondeur faible, notamment dans le contexte carbonaté ; autrement dit de confondre, à une nuance près, profondeur d'élaboration et profondeur de dépôt. Remarquons toutefois qu'il faudra largement attendre les années soixante pour que la notion de courant de turbidité s'émancipe, qu'elle quitte le domaine des sédiments terrigènes et s'affranchisse du contexte paléogéographique et tectonique des formations de flychs.

Les turbidites (lato sensu) bioclastiques étaient connues dans la série stratigraphique du bassin vocontien (voir Introduction). Il me reste à démontrer qu'elles atteignent une ampleur considérable au cours du Barrémien et de l'Aptien inférieur comme en témoignent les "calcaires à débris".

2.2. Présentation du faciès bioclastique :

. Géométrie et mode de gisement.

Dans le Barrémien inférieur, ce faciès se présente sous la forme de bancs ou, moins fréquemment, de couches marno-bioclastiques ou marno-graveleuses plus tendres résultant d'un mélange entre les marnes du bassin et les débris d'origine organique.

Les bancs s'assemblent rarement en barres épaisses, sauf à Crupies même où, très localement, apparaît un petit faisceau compact au sommet du sous-étage : la "barre à Orbitolines" (fig. 5). Il existe encore quelques niveaux grossiers relativement épais (2 à 3 mètres) en d'autres endroits du bassin (périclinal de Valouse, flanc nord du synclinal de Rosans) mais généralement les bancs sont isolés au sein d'une alternance de marnes et de calcaires argileux (faciès pélagique). Le niveau grossier apparaît aussi bien dans un banc que dans un interbanc de cette alternance (où il constitue alors un banc supplémentaire) ou encore à la limite calcaire-marne ou marne-

calcaire. Il arrive que plusieurs passées biodétritiques s'installent au sein d'un interbanc marneux ou d'un banc de calcaire gris qu'elles dilatent.

Les épaisseurs des bancs bioclastiques sont variables et s'étalent fréquemment entre un mètre et quelques centimètres. Dans la "barre à Orbitolines" de Crupies, il existe des bancs épais (2,50 à 4 mètres). A l'opposé, il n'est pas rare de rencontrer des films millimétriques ou des couches centimétriques (plaquettes rouges) dans des séries qui paraissent vierges de toute perturbation au premier abord.

Il est difficile de se faire une idée correcte sur l'extension horizontale des bancs. Le sous-étage est relativement marneux, il affleure mal. Par conséquent, les observations sont ponctuelles et les corrélations hasardeuses. Certains gros bancs ont été suivis sur un ou deux kilomètres sans que leurs caractères se modifient sensiblement. Pour les autres, il est impossible d'affirmer quoi que ce soit. Les quelques barres bioclastiques à Orbitolines qui apparaissent en divers points du bassin ne sont pas toujours corrélables entre elles.

Dans le Barrémien supérieur et la base de l'Aptien, les calcaires bioclastiques forment généralement des barres massives, ou faisceaux, nés de l'empilement de bancs simples (fig. 18A). Il n'y a pas ou rarement de calcaire argileux en leur sein, notamment aux endroits où elles sont les plus épaisses.

Elles apparaissent et disparaissent brusquement sur une même verticale et, toutes proportions gardées, possèdent par rapport à l'encaissant - le calcaire gris pélagique - les mêmes relations que les bancs isolés du Barrémien inférieur : elles en ont le même caractère "accidentel". Il n'y a pas d'évolution granulométrique moyenne, ni microfaciologique, depuis la base jusqu'au sommet de la formation (coupe de Crupies régulièrement échantillonnée), ni de la base au sommet d'un faisceau.

L'épaisseur des bancs n'évolue pas non plus depuis la base jusqu'au sommet des faisceaux ; elle varie de manière désordonnée dans un intervalle moyen allant de 10 centimètres à 1,5 ou 2 mètres, Il existe également des unités plus épaisses (4 à 5 mètres, parfois 10 à 15 mètres) mais plus rares. Notons que l'aspect des falaises est parfois trompeur : certains ensembles paraissent constitués de nombreux petits bancs alors qu'en fait le contrôle granulométrique (voir plus loin : granoclassement) ou microfaciologique (présence éventuelle de grains de quartz en quantité importante dans une

couche) montre que ces ensembles sont parfois constitués d'un nombre plus petit d'unités réelles (fig. 18B). L'origine (syngénétique ou non) des multiples plans de stratification qui les découpent n'est pas toujours claire (1). Ils compliquent en tout cas l'analyse des falaises qui ne sont pas toujours accessibles. Le terme de "faisceau cicatrisé" correspond à des masses bioclastiques relativement homogènes, où les surfaces de discontinuité internes sont peu accusées. Il s'agit, selon les cas, soit d'une couche très épaisse affectée de ces fameux plans de stratification internes d'origine incertaine, soit d'un empilement de couches relativement minces, granoclassées ou non, où les surfaces de discontinuités de sédimentation sont plus ou moins "cicatrisées" parce que non marquées par un film de marnes ou de calcaire argileux.

La comparaison des coupes montre que les faisceaux sont nécessairement des corps lenticulaires (fig. 19). Les lacunes d'observations sont cependant trop importantes pour effectuer des corrélations précises (voir en outre premier chapitre : biozonation) de sorte que leur géométrie dans l'espace n'est pas connue.

Ce n'est qu'à l'issue de l'étude sédimentologique qu'il sera possible d'envisager pour eux des formes linguoïdes atteignant une dizaine de kilomètres de long au moins. Cette extension concerne le faisceau dans son entier, non les bancs constitutifs. Pour ces derniers, il n'est pas obligatoire, ni même vraisemblable que leur extension longitudinale soit de l'ordre de celle du faisceau.

Il est assez rare de percevoir cette lenticularité à l'échelle de l'affleurement. Généralement les bancs sont continus dans les falaises (fig. 18A) tout au moins dans les limites des conditions d'affleurement, ou encore quelquefois affectés de biseautages très progressifs sur quelques dizaines ou centaines de mètres.

Il n'y a jamais de stratification entrecroisée à grande échelle, comme c'est très souvent le cas dans les calcarénites externes de formations carbonatées de plateformes.

(1) Certains de ces plans paraissent déterminés initialement par une stylolisation horizontale peu accusée, et qui se superpose à une lamination de courant diffuse où la simple disposition planaire des débris ; la desquamation en pseudo-couches s'effectuerait à la suite de phénomènes de décompression à l'affleurement.

Il existe pourtant, ça et là, des cas de ravinements spectaculaires (fig. 18 C et D).

. Microfaciès :

D'une manière générale, les "calcaires à débris" intravocontiens sont des calcarénites plutôt mal triées, rarement des calcirudites.

Leur couleur rousse à l'affleurement est due à l'oxydation de la pyrite qui épigénise plus ou moins les débris ou se concentre dans les cavités des tests (Algues, Echinodermes, etc.). A l'état frais, la couleur est gris-bleu.

Elles sont parfois silicifiées secondairement (silex compacts, globuleux ou stratiformes, silex cérébroïdes), cela habituellement dans la partie supérieure, plus fine, des bancs.

Dans la classification de R.J. DUNHAM (1962), il s'agit de packstones, parfois de grainstones, plus rarement de wackestones. Il n'est pas toujours possible de savoir si les grainstones sont des grainstones vrais ou s'ils résultent de la recristallisation de la matrice calcaire de packstones originaux. Le mode de remaniement de ces sables incite à y voir fondamentalement des packstones - ce qui est bien le cas général - soit en raison de l'érosion de vases marneuses ou calcaréo-argileuses plus profondes au cours du transport, soit parce que la boue carbonatée matricielle ("ciment") a été entraînée avec le sable depuis la plateforme (D.K. DAVIES - 1972 - cite de tels cas d'absence de mélange entre la boue claire des turbidites calcaires issues du banc de Campèche et la lutite argileuse du Golfe du Mexique, en dépit d'un déplacement atteignant plusieurs centaines de kilomètres). Il est pourtant possible que des sables calcaires propres aient gagné les fonds en coulant toujours sur d'anciennes coulées de sable, de sorte qu'ils donneront des grainstones vrais par cimentation diagénétique. Ce sera d'autant plus possible que l'on se rapprochera des sources de sable, c'est-à-dire dans les régions proximales des épandages.

Les microfaciès sont homogènes en ce sens qu'ils n'évoluent pas vraiment tout au long de la colonne sédimentaire et d'un endroit à l'autre de la zone vocontienne. L'impression générale est la monotonie. Parfois, pour des bancs de granulométrie moyenne semblable, les oolites et les débris oolitisés dominant, ou encore les débris d'Echinodermes et les petits Foraminifères agglutinants. L'impression selon laquelle les débris oolitisés seraient plus fréquents dans le Barrémien inférieur demanderait une confir-

mation par un échantillonnage plus systématique. A part cela, les fluctuations enregistrées, d'ailleurs assez mineures, n'ont apparemment pas de raison profonde.

Notons cependant que certains constituants qui se fragmentent mal (oolites, Orbitolines) sont toujours absents des faciès fins où l'on rencontrera encore des fragments de Dasycladacées. Il y a dans ce cas un effet de tri dû à des courants (fig. 20B, C et D).

Si les microfaciès varient peu en moyenne, leur composition est par contre très diversifiée à l'échelle de la lame mince. (fig. 20). En importance variable selon les bancs ou la granulométrie, on note la présence d'Algues (Dasycladacées surtout), d'oolites et ^{de} débris oolitisés, d'Orbitolines et de nombreux autres Foraminifères benthiques néritiques (Miliolidés, gros et petits agglutinants, etc.) associés aux Echinodermes (Crinoïdes et Oursins), Bryozoaires, débris de tubes d'Annélides, petits Gastéropodes et débris de Lamellibranches et de Brachiopodes. Les Polypiers et Chaetétidés sont plus rares et rencontrés à l'état de fragments dans les sédiments grossiers mais il ne s'agit peut-être que d'une question de taille minimum pour une identification correcte. L'appartenance au groupe des Rudistes de certains fragments de Lamellibranches est probable. Il est fréquent de rencontrer tous ces constituants dans la même lame mince.

2.3. Réinterprétation :

Elle repose sur un certain nombre d'arguments directs et indirects.

Arguments de gisement :

Le banc bioclastique s'interstratifiant aussi bien dans un banc qu'un interbanc de l'alternance calcaréo-marneuse, il présente un caractère "accidentel" dans les sédiments fins du bassin. Ce raisonnement, valable pour les bancs isolés du Barrémien inférieur est transposable aux faisceaux du Barrémien supérieur.

Alors que les bancs et interbancs de l'alternance passent progressivement, quoique rapidement, de l'un à l'autre, les surfaces inférieures (et supérieures généralement) des bancs bioclastiques sont tranchées.

Le "phénomène bioclastique" est donc indépendant du rythme sédimentaire propre du bassin, représenté par l'alternance calcaréo-marneuse.

Après avoir "épuré" la falaise du Barrémien supérieur de toutes ses intercalations bioclastiques dans toutes les coupes du pays de Bourdeaux, les épaisseurs "résiduelles" de calcaire argileux fin sont étonnamment comparables (35 à 45 m.), parfois très différentes des épaisseurs brutes (150 m. à Crupies, pour ce même intervalle).

Le faciès bioclastique dilate donc l'alternance plus qu'il ne la remplace, mis à part les cas de ravinement évidents. Il se comporte comme un corps étranger, aussi bien à l'échelle des bancs qu'à l'échelle régionale.

— Arguments de microfaciès :

Les microfaciès bioclastiques sont constitués d'éléments du benthos néritique et même, pour certains, strictement infralittoral. Au contraire, les calcaires fins ou les marnes du bassin ne contiennent le plus souvent que des éléments du plancton (Radiolaires, Hedbergelles) ou du benthos "profond", à l'exclusion de tout organisme néritique. L'étroite intrication de ces deux types de faciès sur une même verticale et surtout l'inexistence de faciès de transition est incompatible avec un régime de haut-fond périodiquement envasé : de telles oscillations de profondeur sont impensables : le faciès bioclastique est nécessairement transporté dans le faciès fin. Ceci paraît évident pour les bancs isolés du Barrémien inférieur ; le raisonnement reste valable pour les faisceaux du Barrémien supérieur et du Bédoulien, qui sont tout aussi insolites au sein du sédiment-hôte.

Ce transport s'est effectué dans des zones relativement profondes :

● La diagenèse apporte un premier argument, mais qui ne peut pourtant pas quantifier ce qui vient d'être dit au sujet de l'antinomie de microfaciès : la pyritisation générale des débris dans les calcarénites vocontiennes s'oppose à la couleur toujours plus claire, voir blanche, des faciès urgo-niens et associés. Les "calcaires à débris" se sont déposés dans un milieu réducteur, plus profond que le milieu de dépôt des calcaires des plateformes environnantes.

● La zonation des faciès vocontiens apporte un autre argument. Les calcaires fins ne sont pas homogènes, ils deviennent de plus en plus fins vers le centre du bassin (voir 3ème chapitre, cartes de répartition). En direction des bordures, les alternances présentent un débit "en miches"

plus ou moins net qui s'oppose à l'aspect bien réglé qu'elles offrent vers le centre. Les calcaires argileux gris ont un grain plus grossier vers la périphérie ; ils représentent des vases essentiellement calcaires formées par l'accumulation de débris de la taille des silts, dans lesquelles la teneur en spicules est souvent élevée (faciès hémipélagiques, fig. 21D, E, F). Vers le centre du bassin leur grain est fin. Ils correspondent à des vases micritiques argileuses homogènes où, cette fois, les Radiolaires dominent sur les spicules (faciès pélagiques, fig. 21A, B, C). Les marnes des interbancs montrent la même polarité : "terreuses" vers la périphérie du bassin, très fines vers le centre. Les microfaunes qu'elles livrent suivent une évolution parallèle : elles sont en moyenne plus riches en éléments néritiques dans la zone hémipélagique que dans la zone pélagique où les Foraminifères planctoniques, et benthiques "profonds" composent le plus souvent avec les Radiolaires l'essentiel des résidus de lavage.

Par ailleurs, on constate que l'extension des faciès hémipélagiques est variable d'un point à l'autre du bassin. Ils s'étalent parfois sur de vastes surfaces : à l'aplomb de la vallée du Rhône, au Nord de Montélimar, où ils font le raccord entre la plateforme du Tricastin et celle du Vercors, alors qu'ailleurs le passage entre les faciès urgoniens et les calcaires franchement pélagiques est beaucoup plus rapide.

Par conséquent l'évolution faciologique : calcaires à débris → faciès hémipélagiques → faciès pélagiques ne peut correspondre à un ^{simple} éloignement des rivages ou des plateformes carbonatées : elle révèle plutôt un sérieux approfondissement du milieu. Or les calcarénites vocontiennes s'interstratifient toujours dans les faciès pélagiques, c'est-à-dire dans les dépôts accumulés dans la partie la plus profonde du bassin.

La variété des microfaciès, à l'échelle de la lame mince, s'explique d'ailleurs par des mélanges au cours du transport (amalgamation de sédiments élaborés à des profondeurs diverses et/ou à des moments différents, ce qui revient souvent au même).

+ Les cas de mélange les plus spectaculaires existent habituellement dans les niveaux marno-graveleux (voir plus loin: coulées boueuses et fig. 22A). On rencontre par exemple, mélangés, Algues Dascycladacées, Bryozoaires circalittoraux, Radiolaires et spicules des faciès "profonds" dans les marnes sombres, très bioclastiques, de la "barre à Orbitolines" de Crupies (B. WALTER et al., 1975). Ces marnes contiennent en outre des "galets" de marnes vertes, d'origine vraisemblablement infralittorale ou même supralittorale,

dont la composition argileuse n'est pas la même que celle des sédiments encaissants et qui évoque celle des faciès wealdiens C. POMMEROL 1963).

+ Dans les calcaires bioclastiques, on rencontre aussi, parfois, une forte proportion de spicules qui témoigneraient de l'érosion de vases hémipélagiques au cours du transport (fig. 22b). Habituellement les signes de mélange sont moins prononcés mais existent : par exemple, oolites et Algues Dasycladacées dispersées dans un microfacès où dominent les petits Foraminifères agglutinants et les débris d'Echinodermes.

Arguments en faveur d'un transport brutal et d'une accumulation relativement rapide :

Le transport des débris ne s'est jamais fait progressivement mais de façon brutale et quasi instantanée (à l'échelle géologique), malgré l'aspect le plus souvent assez bien réglé des falaises bioclastiques à l'affleurement.

Les biseautages de bancs sont parfois spectaculaires (fig. 18C, D), dénotant l'action érosive de courants. Parfois la cicatrice de ravinement a été fossilisée non par des sédiments bioclastiques mais par les sédiments fins du bassin. Il s'agit de cas rares : traces de ravinement et mise en place de calcarénites sont généralement associées.

Les traces de cette érosion se retrouvent à l'intérieur des "calcaires à débris" sous la forme de "galets mous" arrondis de calcaire argileux et/ou de marnes sombres (faciès pélagiques), dont la taille moyenne avoisine quelques centimètres (fig. 22 D). Ils se rassemblent fréquemment en "nuages" discontinus, souvent situés dans le tiers supérieur du banc (fig. 22 E). Les microfaciès des galets mous de calcaire argileux sont légèrement hétérogènes dans un même banc mais on ne rencontre jamais de microfaciès franchement hémipélagiques (effritement de ces "galets" en raison de la longueur du transport ?).

Ces "galets mous" étant très fréquents, la mise en place de ces bancs s'est effectuée selon un processus suffisamment violent pour avoir érodé au moins dans certaines zones, si cela n'est pas directement visible dans l'aire de dépôt.

La base des bancs bioclastiques est toujours nette (fig. 22c). Lorsqu'elle repose sur des sédiments fins (calcaire, ou mieux : marnes), cette semelle montre des contre-empreintes ("casts", en anglais) des figures de courant (1)

(1) appelées par contraction "figures de semelle" (sole casts) dans la suite du texte.

dont le creusement est dû, selon le cas, au pouvoir abrasif de la charge solide, ou bien à l'impact sur le substratum mou d'objets transportés (objets durs ou galets "mous"-qui sont alors "solides" par rapport au substratum en raison de leur vitesse). Ces figures de courant, outre de rares chenaux d'érosion de plus grande dimension, sont essentiellement (fig.23):

+ des figures de courant au sens strict, notamment des flute-casts de tailles et de formes variées, sans doute en liaison avec les paramètres du courant (J.R.L. ALLEN, 1971 a). Les marques d'affouillement en croissant (crescent-casts) sont plus rares, rencontrées uniquement dans les plaquettes calcaréogréseuses rousses de la base des "marnes-bleues".

+ des figures d'impact (bounce casts, prod-cast), des cannelures d'érosion (groove-casts), des striations parallèles.

Les dimensions atteintes par ces figures de semelle (flute-casts de la figure 23B) sont évocatrices de la puissance érosive atteinte par certains de ces courants. D'une manière générale, plus la taille des figures augmente, plus l'épaisseur du banc bioclastique est importante.

Les traces de courant existent à l'intérieur des bancs :

+ assez fréquemment, lamination plane de courant. Parfois, la desquamation de cette lamination en esquilles orientées laisse apparaître (dans les plaquettes rousses des "marnes bleues" surtout) une linéation (parting linéation, J.C. CROWELL, 1955 ; in P.E. POTTER et F.J. PETTIJHON, 1963) parallèle à la direction des figures de semelle (fig. 23D).

+ plus rarement, lamination oblique correspondant à des rides de courant de petite taille; ces rides sont localisées au sommet des bancs. Vue en plan, leur forme et leur agencement correspond à un type linguoïde assez confus, à partir duquel il est délicat de lire la direction et le sens du courant (fig. 29B). Vue en coupe, la lamination oblique indique un sens de courant compatible avec celui déduit des figures de semelle. Il n'y a jamais d'inversion de sens.

Il n'y a jamais de rides d'oscillation, toujours des rides de courant.

Je ne connais qu'un cas de ride de grande taille (longueur d'onde de l'ordre de 2,5 à 3,5 m., au sommet d'un chenal bioclastique situé à la partie supérieure d'une coulée boueuse (voir p. 89).

- même lorsque le banc ne comporte pas de structures de courant visibles, l'orientation des grains dans le plan de stratification n'est pas quelconque (fig. 22B) et correspond en moyenne à la direction des figures de semelle. Ceci est d'ailleurs un caractère absolument général et les directions relevées systématiquement en lame mince sont cohérentes dans chaque système d'épandage; J'aurai l'occasion d'y revenir plus en détail.

La localisation de la bioturbation dans les sédiments indique l'accumulation rapide des "calcaires à débris".

Dans le milieu marin actuel, la bioturbation est utilisée comme critère de discrimination dans les sables abyssaux récents (D.K. DAVIES, 1972) pour distinguer les couches déposées rapidement sous l'effet de courants de turbidité (bioturbées seulement sur leurs 10 à 20 cm. supérieurs) des couches accumulées lentement sous l'action de courants de fond (bioturbées sur toute leur épaisseur).

On ignore si les observations effectuées dans le milieu actuel sont transposables intégralement aux séries fossiles, notamment en ce qui concerne cette profondeur limite de bioturbation à l'intérieur du sédiment.

On doit noter toutefois que, dans les "calcaires à débris" intravocontiens, la bioturbation (pistes de section subcirculaire et de diamètre compris entre 0,4 et 1 cm) descend très rarement jusqu'à la semelle des bancs épais de plus de 20 cm. Elle est totalement absente des faisceaux bioclastiques, sauf si le calcaire argileux réapparaît au sein de ces barres : la rémission temporaire des apports a alors été mise à profit pour la recherche de nourriture dans ces sables biodétritiques sans doute riches en matières organiques.

Arguments tirés de la structure interne des bancs :

Les traits les plus remarquables de la structure interne des bancs sont:

- le granoclassement
- l'organisation des structures de courant selon la séquence classique de BOUMA ou ses variantes.

Ces caractères, à des degrés divers, sont presque systématiques dans les calcarénites vocontiennes. Les quelques exceptions ne peuvent remettre en cause l'interprétation que l'on fera du faciès.

+ Granoclassement :

Lorsque le sédiment est meuble et les techniques granulométriques classiques possibles, le granoclassement peut-être décrit par le glissement vers les petites tailles, soit de la classe modale, soit de la médiane (dans les sables abyssaux récents : P.H. KUENEN, 1964; D.R. HORN et al., 1971 ; D.K. DAVIES, 1972 ; etc.). Dans les sédiments lithifiés (flyschs et grauwackes) par la décroissance du diamètre moyen des plus gros grains (quartz et feldspaths) dans des lames minces sériées (A.E. SCHEIDEGGER et P.E. POTTER, 1965; etc.) Dans les calcarénites, les difficultés théoriques sont nombreuses et souvent insolubles : forme des grains complexe, disposition préférentielle des débris dans le plan de stratification et orientation de la lame mince influant sur la granulométrie apparente, disparition des plus petits éléments sous l'effet de la recristallisation de la matrice ("ciment") et/ou de phénomènes de pression-solution (compaction). Les principaux paramètres granulométriques ne peuvent être qu'estimés visuellement, éventuellement par comparaison à des chartes adaptées à chaque type de sable calcaire.

Dans les calcarénites vocontiennes massives, le classement est généralement assez mauvais à chaque niveau du banc (fig. 24). Le granoclassement est donc celui des courants chargés qui déposent rapidement leur charge.

Il existe une gradation dans la "qualité" de ce granoclassement qui varie selon les bancs entre les deux types des figures 24 et 25 . Parmi les rares bancs non granoclassés, on remarque que certains (fig. 27) comportent une forte teneur en boue (les grains ont tendance à "flotter" dans la matrice). je n'ai relevé qu'un cas de "granoclassement inverse" (fig. 26) qui n'est pas à proprement parler le "contraire" du granoclassement normal puisque seuls les très gros débris ont tendance à flotter dans le sommet de la couche, donnant ainsi l'illusion d'une inversion de structure.

D'une manière générale, le granoclassement est d'autant meilleur que le banc est plus mince. Plus le banc est épais, plus ce caractère a tendance à n'être décelable que dans la partie supérieure de la couche déposée. Dans les unités très épaisses (10m ou plus), il peut être absent ou tellement progressif et peu accusé que seul le contrôle granulométrique continu permet de le déceler. Dans ce type d'unité, une lamination horizontale diffuse provoque la formation de fausses discontinuités (pseudo-bancs). Le premier gros banc (4m. d'épaisseur) de la "barre à Orbitolines" de Crupies en est un exemple démonstratif. C'est aussi le cas du deuxième faisceau bioclastique (Barrémien supérieur) de cette même coupe dont les 10 mètres médians correspondent à une telle couche épaisse apparemment composite.

+ Séquences de structures :

Dans les cas les plus typiques (fig. 28, SOUL 4 et 6), on observe des séquences de type ABC (voir fig. 16A). Parfois (fig. 28, LNC-Bi), une lamination supérieure (D), formée essentiellement de calcaire argileux fin et de films discontinus de "silts" bioclastiques, couronne les rides de courant (C). Le granoclasement "traverse" les superstructures (B et C) de la séquence (fig. 28, microfaciès SOUL 6). Les tâches plus claires qui apparaissent dans les laminations de courant (fig. 28, SOUL 4 et 6) ne sont pas des micro-lits marneux mais des films de microgalets (voir microfaciès de la même figure) ou de microagrégats de vases calcaréo-argileuses.

Ces séquences complètes sont rares. La grande majorité des bancs bioclastiques vocontiens est constituée de séquences de type A et AB (fig. 29A) qui composent les faisceaux bioclastiques. Les "galets mous", assez fréquents, sont dispersés ou disposés en "huages" dans la division A, souvent à son sommet.

Certains cas d'empilement de séquences binaires (couples calcaires bioclastiques — marnes ou calcaire fin) évoquent le faciès flysch (fig. 29 C, D, E, F). Certaines sont sans doute des séquences de sédimentation "turbiditique" continue (fig. 29C). Pour les autres, c'est moins évident (fig. 29 E, F et voir p. 70-72). Car tous les cas intermédiaires existent d'une part entre des bancs de calcaires gris dilatés localement par quelques passées bioclastiques granoclassées et des masses de "calcaires à débris" dans lesquelles réapparaît le calcaire gris et, d'autre part, entre des marnes à plaquettes rousses disséminées et des niveaux à concentration en plaquettes, tels ceux de la figure 29 E.

L'organisation d'une formation en séquences ne peut servir de justification quant à l'unicité du processus de sédimentation. Ainsi pour les séquences binaires de la figure 29 D n'est-il pas possible de prouver que le calcaire gris clair, situé entre les couches bioclastiques correspond entièrement à la décantation des particules fines du courant de turbidité, bien qu'en lame mince on observe fréquemment, au-dessus de la partie bioclastique granoclassée, une amorce de lamination horizontale passant sans hiatus au calcaire fin : le relais entre décantation ultime et sédimentation pélagique peut théoriquement ne laisser aucune trace dans le dépôt.

• DISCUSSION :

Les calcarénites vocontiennes ne sont jamais en place.

L'étalement des sables bioclastiques ne peut être le fait de courants clairs, en raison même de l'ordonnance fondamentale et systématique des structures internes des bancs, de la teneur en boue ("ciment" micritique) des "calcaires à débris" en général, de la rapidité de la sédimentation et de l'absence de stratification entrecoisée à grande échelle. Les vitesses nécessaires à des courants de fond pour transporter grain par grain des sables aussi grossiers seraient trop importantes par rapport aux vitesses moyennes connues des courants profonds océaniques. D'autre part, il est peu vraisemblable qu'un courant normal puisse édifier la succession des structures des bancs, toujours dans le même ordre, sur des surfaces assez considérables et avec la même épaisseur, en transportant le sable grain par grain. (cf. P.H. KUENEN, 1967). Le seul mécanisme satisfaisant est le courant de suspension dont le délestage est rapide sur de grandes surfaces.

Il faut éliminer l'hypothèse de courants chargés nés de l'action répétée des tempêtes (cf. "tempestites" granoclassées de F. MASSARI et L. SORBINI, 1975), ou des marées, qui auraient démantelé par étapes des hauts-fonds pélagiques, colonisés épisodiquement, lorsque la profondeur le permettait, par une faune de faible profondeur. En effet :

- en dépit du caractère lenticulaire des corps bioclastiques, leur extension est souvent trop grande et l'épaisseur des bancs trop forte (autrement dit le volume de sédiment concerné par chaque événement trop important) pour être compatible avec cette interprétation.
- on devrait retrouver aux abords des hauts-fonds, même atténuée, la polarité des faciès qui caractérise les bordures des plateformes urgoniennes (calcaires grossiers - calcaires fins à spicules - calcaires pélagiques). Ce n'est pas le cas.
- l'analyse des directions d'apports (voir 3ème chapitre) montrera que le sable calcaire est toujours originaire de la périphérie du bassin. Or la polarité des "tempestites" serait plutôt l'inverse : des cordons littoraux vers les lagunes internes, ou des hauts-fonds vers la côte. Celle des turbidites est normalement orientée vers le large ou il y a divergence à partir des hauts-fonds.

Enfin, la cohérence du système des apports bioclastiques vers le large, dont on parlera plus abondamment dans la troisième partie, élimine défini-

tivement l'hypothèse des hauts-fonds, même en retenant le principe détalement des matériaux par des avalanches épisodiques. Il n'existe dans le bassin vocontien que des zones d'accumulation plus ou moins profondes.

Cette accumulation ne peut correspondre qu'à des processus gravitaires sous-marins.

2.4. Modalités de la sédimentation :

Dans le détail, les processus de resédimentation des "calcaires à débris" vocontiens sont variés, en dépit de l'apparente homogénéité du faciès.

On se reportera au paragraphe introductif en ce qui concerne la justification des processus invoqués.

La qualité du granoclassement, principalement, sert d'argument discriminatoire entre les catégories distinguées. Notons cependant que l'estimation du processus par cette voie peut être faussée dès le départ car elle dépend visiblement de la granulométrie originale du sable.

Les bancs granoclassés (type fig. 24, "distribution grading ") correspondent à des courants de turbidité de haute densité mais qui, malgré leur charge solide importante, sont encore turbulents ainsi que l'attestent les figures de courant de grande taille observées à la semelle de bancs parfois épais. Remarquons toutefois que la turbulence peut simplement n'être engendrée qu'en arrière des irrégularités du substratum. Pour que les flute-marks existent, il n'est donc pas nécessaire que le fluide soit turbulent sur toute sa masse. Cela pourrait expliquer le fait que certains bancs à peine granoclassés comportent quand même des figures d'affouillement à leur semelle. Dans les bancs minces lorsque le granoclassement est très net, le dépôt a dû être relativement progressif et une surface d'accrétion s'individualiser à la semelle du courant entre la charge en suspension et les grains déjà déposés. (fig. 28 SOUL 4 et 6).

Dans le cas de bancs épais (de un à plusieurs mètres) où le même type de granoclassement existe - bien qu'il soit "étalé" et en apparence moins net - le dépôt a sans doute dû être plus brusque, ainsi que l'étude de l'orientation des grains le laissera supposer. Tous les intermédiaires existent d'ailleurs entre les différents types distingués, ce qui rend un peu vain tout espoir de classification.

Les bancs au granoclassement fruste (type fig. 25, "coarse teil grading") sont généralement assez épais et se sont vraisemblablement mis en place

selon des processus évoquant les coulées de sable hyperchargées mais où la concentration solide n'était pas encore suffisante pour inhiber toute ségrégation granulométrique. La stabilisation de la couche s'est sans doute effectuée par "effondrement" rapide de la suspension, sans que ne s'individualise vraiment de surface de dépôt à la semelle de la coulée. Dans l'exemple cité, il n'existe d'ailleurs pas de structures de courant à la partie supérieure du banc mais, sur quelques centimètres, un passage progressif au calcaire gris (simple décantation des particules fines). Il s'agit donc d'une séquence A \longrightarrow (D)E qui ne peut apparaître qu'à la suite d'une translation relativement faible, en raison même de l'absence de toute lamination de courant (voir fig. 16B : polarité des séquences de turbidites, séquences proximales). En effet, la quantité d'eau déplacée par le glissement de sable est trop faible encore pour que celle-ci, qui constitue la "queue" des courants "matures", puisse balayer le toit de la première couche déposée (division A) et engendrer les structures de traction en déposant la fraction plus fine.

Certains "faisceaux cicatrisés" non granoclassés, intercalés dans des barres à turbidites, sont probablement des couches épaisses correspondant à une coulée de sable unique ou à une coulée fractionnée en plusieurs langues fluidisées successives. Cette fois, la concentration solide élevée aurait empêché le granoclassement.

La texture sub-"wackestone" de certains bancs roux (fig. 27) rencontrés notamment dans le Barrémien inférieur, explique l'absence de granoclassement : il s'agit de coulées de vases à débris où, comme dans toutes les coulées boueuses, la viscosité de la matrice inhibe la ségrégation granulométrique. La semelle de ces bancs ^{ne}montre d'ailleurs que des figures d'impact ou de trainée, jamais de marques d'affouillement en régime turbulent tels les flute-marks.

La teneur en boue n'est cependant pas un facteur limitant le granoclassement tant que de fortes valeurs ne sont pas atteintes (précisément : texture "wackestone" du dépôt). Cette observation amoindrit la portée pratique de la limite théorique admise par M.A. HAMPTON (1970) entre coulées purement granulaires et coulées boueuses à débris (10% d'argile dans le fluide matriciel). Le banc roux de la figure 27 n'est que l'équivalent plus calcaire des coulées marno-graveleuses sombres ("faciès mixte" de M. MOULLADE); le processus reste le même.

L'interprétation du cas de "granoclassement inverse" (fig. 26) est incertaine. A la fois la concentration solide élevée et peut-être une

vitesse de translation relativement faible sont-elles nécessaires pour expliquer cette tendance des gros débris à flotter dans le sommet du banc. Voir par exemple les coulées de sable sur les pentes à l'air libre : les gros éléments tendent à se rassembler à la partie supérieure. Comme le fait remarquer G.V. MIDDLETON (1976), on obtient le même effet en secouant un bac de sable : les grains les plus petits tombent entre les gros et les "déplacent" vers le haut.

2.5. Les courants de fond ont-ils un rôle dans l'épandage des débris ?

Au sein des barres bioclastiques vocontiennes, il existe parfois des bancs assez minces (jusqu'à 10 cm d'épaisseur), continûment structurés par une lamination horizontale régulière dont les caractères :

- lamines très "propres", bien classées, relativement épaisses (1 à 3 ou 4 mm) par rapport à ce qui est habituellement connu dans la division B des turbidites où elles sont plutôt moins régulières, plus "frustes",
- taille moyenne des grains fluctuant sans ordre logique d'une lamine à l'autre, contrairement à la décroissance moyenne enregistrée dans cette même division B des turbidites,
- parfois rides de courant de petite taille et structures d'antidune (?) prises en sandwich dans la lamination horizontale nette (de sorte que l'ordre des structures de la séquence de turbidite n'est plus respecté), évoquent plus les fluctuations de vitesse et l'action de vannage des courants de fond que les courants de turbidité, même si, par un malencontreux hasard, les rides de courant se localisent au-dessus de la lamination horizontale dans le banc qui mime alors une séquence BC de BOUMA.

Ces niveaux sont rares au sein des faisceaux de "calcaires" à débris mais il importe de les distinguer.

Certaines flaques bioclastiques rencontrées au sommet de coulées boueuses paraissent avoir été remaniées par des courants de fond. On relève en effet au sommet de la coulée bédoulienne de Pradelle (voir p. 89) la présence de rides de courant de grande taille qui n'ont jamais été signalées dans les turbidites (temps d'édification trop long?). Il s'agit encore d'un cas d'espèce.

Le principal problème concerne les niveaux marneux à plaquettes calcaréo-gréseuses rousses (fig. 29E). dans le Barrémien et l'Aptien vocontien, leur

importance est assez limitée, sauf exceptions : sous la coulée "fini-bédoulienne" dans le Nord du Pays de Bourdeaux et à la Chaudière (fig.10), dans tout le Barrémien inférieur très marneux de l'anticlinal de la Lance jusque dans la région de Nyons (fig. 9). Par contre, des niveaux épais à grandes concentrations en plaquettes rouges sont connus en de nombreux secteurs dans le Valanginien de ce même bassin où leur étude reste à faire.

S'agit-il de "turbidites distales" (1) ou faut-il y voir l'action de courants de fond ? On peut prévoir sans grand risque que la frontière entre courants de fond (2) et courants de turbidité très dilués soit impossible à tracer. J'ai déjà attiré l'attention sur les difficultés que pose la diagnose des turbidites lorsque l'épaisseur des bancs est très faible et lorsque ne subsistent que les structures de courant tractif dans les dépôts, à l'exclusion de la division granoclassée A.

Lorsque la direction d'épandage de soi-disant "turbidites distales" ne coïncide pas avec la pente générale du bassin, déterminée par recoupements à l'aide de plusieurs méthodes, il s'agit selon toute vraisemblance de "contourites".

Le problème est en fait plus complexe car certains courants clairs de fond (voir p. 44) sont canalisés par la morphologie sous-marine et empruntent la ligne de plus grande pente (vallées sous-marines). La distinction d'avec les "turbidites distales" devient plus délicate puisque le critère directionnel ne joue plus. En toute rigueur, le terme de "tractionite" (NATLAND, 1967) serait d'ailleurs préférable à celui de contourite, déjà trop spécialisé (voir p. 49), mais l'usage de ce dernier semble plus répandu que l'autre.

On conçoit donc l'importance qu'il peut y avoir, dans toute tentative de reconstitution paléogéographique à partir des directions de courant, d'effectuer une diagnose correcte entre turbidites de type "distal" et contourites (lato sensu).

- (1) le caractère "distal" correspond à un type de séquence de BOUMA, mince et amputée du terme A (voir fig. 16B). Il n'implique pas pour autant l'existence obligatoire de turbidites proximales épaisses en direction des sources de sédiment. Le volume et la taille des sédiments disponibles à une époque donnée peut-être insuffisants pour alimenter des courants de turbidité de grandes dimensions. En ce sens, les termes "proximal" et "distal" ont d'abord une valeur descriptive.
- (2) dont certains sont épisodiques et rapides par rapport aux vitesses connues des courants océaniques habituels, notamment les courants de retour observés dans les vallées sous-marine (voir p. 44).

Les critères de distinction habituellement cités (voir D.K. DAVIES, 1972; A.H. BOUMA, 1973) représentent souvent des moyennes de caractères et donc dans la démarche inverse, ne peuvent servir d'arguments discriminatoires. La teneur en boue, (inférieure à 5% dans les contourites), les indices de vanages (concentrations en débris de coquilles ou en minéraux lourds, selon les cas, dans certaines lamines horizontales des contourites), les signes de fluctuations dans la vitesse des courants (ordre des structures des bancs ne respectant pas l'ordre de la séquence de BOUMA) sont sans doute parmi les plus sûrs. Notons cependant que le classement et, plus encore, la teneur en boue sont souvent impossibles à apprécier dans le cas de plaquettes rousses en raison de la cimentation et de la recristallisation qui affectent le sable original. La comparaison ne peut porter sur les figures de courants puisqu'elles ne sont visibles que dans les séries fossiles, là précisément où se posent les problèmes de reconnaissance les plus aigus. En principe, elles devraient d'ailleurs pouvoir exister à la semelle des contourites.

Certaines des plaquettes barrémiennes et aptiennes sont granoclassées (minces séquences de type AB ou même BC de BOUMA, sans hiatus granulométrique interne) et correspondent sans doute à de petits courants de turbidité. Les figures de courant sont le plus souvent de petites traces d'impact, de rares "flutes" et "crescent-casts". Il n'y a cependant pas de continuité granulométrique entre la plaquette et les marnes encaissantes comme c'est le cas dans la figure 29C où le couple calcaire - marne feuilletée est une séquence de dépôt continu.

Dans d'autres cas, ces plaquettes rousses sont en fait composites, édifiées petit à petit par des courants fluctuants (rides de courant recouvertes à nouveau par une lamination horizontale nette et des rides d'un autre type) voire même parfois lamine par lamine par n événements successifs (notamment : première plaquette in fig. 29F). En effet, l'épaisseur et la continuité latérale des lamines en question est parfois trop importante et les "granoclassements" trop nets (sable fin à boue) pour résulter d'un phénomène de ségrégation granulométrique dans un tapis de traction comme c'est le cas dans la division B des séquences de turbidites : il s'agit là réellement de "séquences-unité" (J.P. MANGIN, 1963) de très faible épaisseur correspondant chacune à une phase d'apport (1). Notons que certaines de ces lamines (fig. 29F) se décolent du banc par épaissement local de la partie fine de la lamine précédente. Donc, si ce n'était la structure laminée horizontalement qui domine en moyenne sur les rides de courant, il se trouverait réalisée une structure de type "flaser bedding" (cf. in H.E. REINECK et I.B. SINGH, 1973,

(1) décantation d'un micro-"courant de turbidité" analogue aux courants pulsants enregistrés par F.P. SHEPARD et al. (1975) ?

p. 98-101) correspondant à la succession de phases d'apports par traction (lamines grossières) et de décantation. L'"interbanc" constitue le "négatif" du banc avec de nombreux films millimétriques "granoclassés" disposés dans les marnes.

Le niveau à plaquettes de la fig. 29E est d'ailleurs lenticulaire (flaques kilométriques) et s'homogénéise latéralement en un banc unique, laminé horizontalement, dans lequel apparaissent alors des lits de silex compacts clairs.

En dépit de son aspect de "flysch", ce niveau à plaquettes ne peut donc être divisé en séquences binaires (calcaires-marnes) car la sédimentation y est en réalité très complexe.

Les plaquettes rousses vocontiennes constituent une catégorie de dépôts qui demanderaient une étude plus approfondie. Elles sont peut-être poly-géniques : courants de turbidité et courants de fond concourraient alors à leur édification.

2.6. Informations directionnelles ; orientation des grains :

2.6.1. Figures de semelle :

Il n'est pas utile de revenir sur les figures de semelle qui sont bien connues et, sans doute pour l'essentiel, correctement interprétées.

Il serait cependant intéressant de pouvoir relier expérimentalement leur agencement et leurs formes aux caractéristiques du courant (charge solide, vitesse, durée d'action, etc.) (cf. expériences de J.R.L. ALLEN, 1971 a) et d'en faire un inventaire exhaustif dans les divers milieux de sédimentation (deltaïque, profond, etc.).

Habituellement, les directions relevées à la semelle d'un banc ne varient que très peu sur une petite surface. La forme plus ou moins lobée de la tête du courant (J.R.L. ALLEN, 1971b), les déflexions occasionnées par la microtopographie du fond notamment dans l'environnement distal où le courant peut avoir tendance à "méandrer" ou s'étaler et diverger sur les bosses (B. PARKASH et G.V. MIDDLETON 1970) pourraient expliquer les petites divergences d'un point à l'autre de la même semelle ou les cas d'intersection de figures (G.V. MIDDLETON et M.A. HAMPTON, 1976). La turbulence doit sans doute jouer un rôle dans les écarts d'orientation des impacts entre un

tourbillon et le suivant dans le même courant. Les écarts de directions relevés sur certaines semelles des calcarénites vocontiennes n'ont jamais dépassé 40° dans les cas vraiment extrêmes ; il s'agissait alors de figures d'impact ou de traînée et non de figures ~~d'impact~~ d'affouillement (scour-casts).

2.6.2 Orientation des grains :

Elle a fait l'objet d'une étude systématique pour deux raisons: théorique et surtout pratique.

Théorique en ce sens que parmi l'inventaire des débris calcaires, les éléments allongés sont à priori de bons vecteurs au sein d'un courant, meilleurs peut-être que les grains de quartz des flyschs et des grauwackes qui ont fait l'objet de nombreux travaux étrangers. Il était donc intéressant de vérifier si, aux erreurs de mesure près, l'orientation moyenne des grains coïncidait toujours avec la direction du courant ou si, malgré des conditions d'allongement meilleures que pour le quartz, il subsistait toujours des écarts parfois importants avec la direction des figures de semelle.

Il y avait en second lieu une urgence d'ordre pratique à satisfaire. Lorsque le sable bioclastique des turbidites (lato sensu) vocontiennes a dévalé sur du sédiment vaseux, la semelle du banc déposé montre très fréquemment des figures de courant interprétables. L'ornementation n'est cependant pas régulière dans l'espace et les conditions d'affleurement sont parfois trop médiocres pour effectuer suffisamment de mesures. D'autre part, lorsque les bancs s'empilent pour former des faisceaux, le creusement des figures de semelle est inhibé, le courant ayant manifestement besoin d'un substratum vaseux suffisamment cohérent pour y imprimer sa marque. Il convenait donc d'élaborer un outil pour pallier cette carence et analyser l'épandage en détail à l'aide d'une méthode de routine.

— Historique des recherches :

Les études d'orientation des grains dans les turbidites terrigènes paraissent régulièrement depuis les années cinquante. L'orientation des grains de quartz, déterminée en lame mince taillée parallèlement à la stratification est assez souvent préférentielle mais les résultats des recherches sont assez contradictoires.

Lorsque les distributions relevées ne sont pas totalement désordonnées (Sources in B. PARKASH et G.V. MIDDLETON, 1970), elles présentent un, deux,

voire plusieurs modes nets. Lorsqu'un mode principal existe, il peut être perpendiculaire à la direction du courant. Par contre certains auteurs ont constaté très généralement des distributions orientées dans des directions proches de celles du courant, alors que d'autres notaient des écarts systématiques. Les résultats souvent varient sur l'épaisseur du banc.

La dernière étude en date (PARKASH et MIDDLETON op. cit.) porte sur des grauwackes ordoviciennes du Québec. Le caractère systématique de l'échantillonnage et les conditions d'affleurement exceptionnelles font de cette étude un document important. Le nombre de distributions non significatives est élevé, la tendance générale est l'orientation grosso modo selon le courant (figures de semelle) mais les manquements ne sont pas rares. L'orientation des graptolites contenus dans les mêmes bancs montre également des déviations parfois importantes. Diverses explications assez hypothétiques sont proposées pour expliquer les écarts.

Pour terminer, signalons que la linéation de délit de la lamination horizontale de courant est due à l'orientation moyenne des grains de quartz (L.S. YEAKEL, 1959 ; E.F. Mc BRIDE et L.S. YEAKEL, 1963, etc.), bien que les distributions ne soient pas toujours unimodales. Les études expérimentales le confirment (J.R.L. ALLEN, 1964).

Si l'on fait une moyenne pure et simple, il apparaît que l'orientation selon le courant l'emporte mais on ne voit pas très bien comment expliquer les divergences des résultats. Quelles qu'en soient les causes, l'utilisation du quartz paraît délicate dans ce genre d'étude.

Dans le domaine des formations carbonatées, citons un article récent portant sur des calcaires à spicules de Spongiaires (M. CONARD et B. BEAUDOIN, 1974). L'orientation préférentielle des spicules conduit les auteurs à attribuer au sédiment une mise en place par l'intermédiaire de courants dont ils ne précisent pas la nature.

L'orientation d'objets plus grands (rostres de Belemnites) a été étudiée par B. BEAUDOIN (1972).

Méthodes :

Elles sont calquées sur celles utilisées par B. PARKASH et G.V. MIDDLETON (1970).

Dans les prélèvements de routine, les lames minces sont taillées parallèlement à la stratification, entre 0,5 et 1 cm. de la base, sur des semelles

exemptes de bioturbation, ce qui est généralement le cas. Les bancs étudiés sont plus ou moins bien granoclassés. Il s'agit de séquences A ou AB de BOUMA dans lesquelles la division massive (A) domine le plus souvent.

Les échantillons sont orientés géographiquement par rabattement des indications de la boussole sur la semelle du banc. Afin de m'affranchir des corrections tectoniques, j'ai évité, dans la mesure du possible, de prélever lorsque pendage était supérieur à 45°. Dans ce cas (P.E. POTTER et F.J. PETTIJOHN, 1963, p. 262), malgré l'ignorance du plongement axial des plis, la méthode n'introduit pas une erreur supérieure à 10° dans l'orientation originale des structures linéaires. Le problème des rotations de plis (torsions dans le plan horizontal) ne peut être discuté qu'à l'échelle régionale.

La condition d'allongement des grains calcaires est un rapport L/l dans le plan de la lame mince, au moins égal à 2. La direction d'allongement est définie par la direction des deux parallèles les plus rapprochées qui encadrent le grain. La taille minimale est de 0,1mm. L'expérience a montré que la dispersion des distributions était à peine plus élevée dans le cas des petits grains que des gros dans quelques lames minces où la proportion de gros éléments n'était pas trop forte pour avoir influé sur l'orientation des petits grains, au moment de la sédimentation.

Quelques mesures comparatives ont été effectuées sur les grains de quartz lorsque la calcarénite en contenait suffisamment. La condition d'allongement est alors : $L/l \gg 1,4$.

Toute la surface de la lame a d'abord été explorée. Le nombre de mesures par lame varie de 100 à 250, mais lors des opérations de routine on peut s'en tenir à une centaine de grains environ.

Lorsque le grain de la roche n'est pas trop grossier, on peut utiliser une procédure standardisée : effectuer un certain nombre de traversées et ne comptabiliser que les grains passant sous la croisée des fils du réticule. (il faut 100 grains de toute manière).

Les orientations sont mesurées à l'aide des fils du réticule du microscope par rapport aux repères géographiques reportés sur la lame mince par un système d'encoches-repères. Les données angulaires sont collectées par secteurs de 20 degrés. La procédure n'est pas standardisée, elle repose sur le tri visuel des grains ayant les conditions requises.

Plusieurs vérifications, effectuées par des personnes différentes sur des lames minces de difficulté de tri plus ou moins grande et par moi-même à quelques mois d'intervalle ont montré que l'écart maximum entre les résultats obtenus avec les mêmes lames minces était de 15° , comme avec la procédure standardisée utilisée par les auteurs canadiens.

La représentation graphique des résultats est circulaire (polygone de fréquence enroulé).

Le traitement des données pose un double problème : déterminer l'orientation moyenne et tester sa valeur (sources principales : J.R. CURRAY, 1956; P.E. MOTTER et F.J. PETTIJOHN, 1963).

L'orientation moyenne peut être déterminée en abordant la distribution dans sa forme circulaire ou en la déroulant. Dans ce deuxième cas, il est possible, à partir des histogrammes cumulatifs de définir une médiane et même, éventuellement, des indices de dispersion à partir des quartiles ou des déciles (B. BEAUDOIN, 1972; M. CONARD et B. BEAUDOIN, 1974). Cette méthode n'est pas très défendable car il est évident que la position de la coupure dans la distribution circulaire influera sur la position de la médiane. A moins que de choisir cette coupure de manière à l'adapter au mieux au résultat prévisible. Le caractère arbitraire du procédé est non moins évident. Il resterait enfin à corrélérer les indices de dispersion obtenus de cette manière avec l'outil statistique habituel.

La méthode habituelle consiste, elle, à calculer la moyenne vectorielle de la distribution, où chaque mesure est considérée comme un vecteur de grandeur unité (voir détails in publications citées). Les distributions sont testées à l'aide du test de Raleigh. Les données brutes ont été traitées sur la calculatrice du laboratoire, à l'aide d'un programme mis au point par M. RIO et donnant :

- la tangente de l'azimut du vecteur résultant
- le "poids" de ce vecteur, exprimé en pourcentage afin de s'affranchir de la variabilité du nombre de mesures d'une lame à l'autre.

Ce nombre est un bon indice de dispersion des valeurs en raison de la corrélation négative qui le lie à l'écart-type calculé de part et d'autre du vecteur résultant.

- la probabilité d'obtenir une distribution mieux ordonnée sous l'effet du hasard.

L'avantage de cette méthode est d'être indépendante du choix de l'origine. Elle se révèle cependant inefficace à traiter les distributions fortement bimodales (heureusement rares), soit que les deux modes perpendiculaires aient le même poids, auquel cas la distribution est rejetée par le test, soit qu'un mode oblique secondaire ait suffisamment de poids pour que le vecteur résultant adopte une position de compromis dont la signification hydrodynamique est alors incertaine.

Il reste à mettre au point une méthode mathématique moins grossière permettant d'isoler les différents modes secondaires d'une distribution circulaire et de les tester. C'est un problème apparemment très complexe.

Résultats :

L'étude a porté sur plus de 250 lames minces dont une soixantaine pour l'étalonnage de la méthode, le reste concernant l'utilisation paléogéographique.

95% des distributions (grains calcaires) montrent une orientation préférentielle significative au risque 5%. Elles sont pour la plupart très hautement significatives (probabilité $\leq 10^{-6}$).

Elles comportent un mode primaire important parfois flanqué d'un mode secondaire assez petit qui est le plus souvent sub-orthogonal, rarement oblique par rapport au mode principal. Son poids est très rarement suffisant pour influencer sur l'azimut du vecteur résultant. Il n'est même pas assez important pour "résister" aux vérifications opérées par des personnes différentes. L'absence d'outil statistique adéquat ne permet pas de tester sa significativité.

Comparaison avec les figures de semelle :

La figure 30 montre que l'orientation moyenne des grains calcaires ne coïncide pas toujours avec la direction donnée par les figures de semelle ainsi que l'avaient noté bon nombre d'auteurs pour le quartz. L'amplitude des écarts est souvent supérieure à la somme des erreurs de relevé sur le terrain, et lors de la confection des lames minces (estimées à $\pm 10^\circ$) ainsi qu'au cours de la mesure ($\pm 15^\circ$ correspondant aux écarts enregistrés lors des vérifications), soit $\pm 25^\circ$.

Il faut cependant faire des distinctions :

- dans les bancs minces et très bien granoclassés (fig. 31 A et B),

on constate une bonne cohérence des mesures à la fois sur toute l'épaisseur du banc et en différents points de la même semelle. L'amplitude des écarts enregistrés est de l'ordre des erreurs de mesure.

- dans les bancs plus épais (séquences A ou AB de BOUMA), bien que le granoclassement soit toujours présent comme précédemment, on constate des écarts parfois importants en divers points de la semelle (fig. 31C). Les données ne sont pas encore suffisantes pour:
 - . déterminer les facteurs qui sont à mettre en relation avec l'existence des deux catégories de cas (épaisseur des bancs, "qualité" du granoclassement, valeur du classement, etc.),
 - . savoir si les écarts entre O.G. et F.S. se distribuent selon une loi normale par rapport à la direction du courant bien que cela paraisse très vraisemblable d'après 31 cas étudiés.

Dès que ces écarts atteignent de fortes valeurs (60° et plus), les distributions auraient tendance (? - deux cas sur quatre) à être moins souvent significatives au seuil 5%. Ce n'est pas réciproque : le poids du vecteur résultant, autrement dit l'ordonnée de la distribution, n'est pas d'autant plus important que l'écart avec la direction des figures de semelle diminue (cette remarque ^{est aussi} valable dans le cas des bancs minces : fig. 31B).

Interprétation :

B. PARKASH et G.V. MIDDLETON (1970) ont passé en revue les diverses contributions théoriques et expérimentales qui concernent l'orientation des grains dans les sédiments déposés par courant.

Dans les dépôts en masse (coulées de sable ou coulées de vase à débris) les grains devraient s'orienter parallèlement au courant, en raison de leur interaction. Les mesures effectuées par G.V. MIDDLETON (1967) sur les dépôts issus de courants expérimentaux très chargés ("quick bed") le confirmeraient.

Dans le cas de courants de turbidité (moins chargés), on ignore la part qui revient aux divers processus de sédimentation possibles (simple dépôt à partir d'une suspension, traction plus ou moins longue avant enfouissement) et donc l'influence de l'interaction des grains, de sorte que les diverses considérations théoriques développées par les auteurs ne sont pas toujours

très convaincantes.

Leurs résultats ainsi que leurs interprétations sont d'autre part affectés par la valeur probablement médiocre du quartz dans ce genre d'étude (cf. historique). Ainsi dans le cadre de ce travail, quelques mesures comparatives ont montré que le pourcentage de distributions non significatives était beaucoup plus élevé dans le cas des grains de quartz que dans le cas des grains calcaires (plus allongés) et que si l'orientation moyenne des grains de quartz coïncidait le reste du temps avec celle des grains calcaires, il apparaissait parfois (cf. fig. 31A) des écarts importants apparemment injustifiés.

Les écarts observés entre direction des figures de semelle (FS) et orientation moyenne des grains (OG) ont suscité diverses tentatives d'explication (OG selon le courant mais changement de direction du courant au cours de l'édification du banc, etc.). Elles ne sont pas toujours très convaincantes non plus. En moyenne, ces écarts se distribuent symétriquement de part et d'autre de la direction du courant (B. PARKASH et G.V. MIDDLETON, 1970).

Les résultats de cette étude montrent que les écarts significatifs entre OG et FS apparaissent d'autant plus fréquemment que le banc paraît avoir été déposé rapidement. L'explication suivante est proposée :

. lorsque le courant de turbidité est peu chargé, le dépôt doit être relativement progressif ou en tout cas suffisamment pour que, même lors du dépôt de la division massive A, l'interaction des grains aboutisse à orienter ceux-ci assez strictement dans la direction du courant, aussi bien en tous les points de la même semelle qu'à tous les niveaux (divisions A, B et C) de la séquence (fig. 31A, B). La division D n'a pas été étudiée.

Il s'agit généralement de courants de turbidité de petites dimensions et donc de bancs assez minces, caractérisés par un granoclassement de type "distribution grading" (voir p. 45).

. lorsque le courant est très chargé, le dépôt est plus brusque et les tourbillons qui animent la masse de sable entraîné de se sédimenter rapidement sont quasiment "gelés sur place", immédiatement recouverts par les suivants.

La rapidité du dépôt fait que, dans certaines zones des tourbillons où les grains étaient en moyenne disposés obliquement par rapport à la direction générale du courant (1), ceux-ci n'ont pas le temps d'être réorientés correctement par suite de l'insuffisance du régime de traction dans la seconde qui précède leur immobilisation définitive. On enregistrera donc, aussi bien en divers points de la même semelle, qu'à divers niveaux du banc, des fluctuations plus ou moins importantes dans les orientations moyennes. On conçoit toutefois assez aisément que les écarts OG/FS soient d'autant plus rares qu'ils sont plus importants. On conçoit par conséquent l'utilité de vérifier plus soigneusement qu'il ne l'a été fait jusqu'ici à la normalité de la distribution de ces écarts. Dans cette catégorie, on rangerait les courants de turbidité de grandes dimensions qui comportent sans doute une couche inférieure très chargée, à turbulence relativement réduite mais non nulle ("flowing grain layer", J.E. SANDERS, 1965) et capable de creuser les grands "flute-marks" dont on observe actuellement les contre-empreintes.

. la difficulté de faire une distinction objective entre les courants de turbidité de très haute densité et les coulées de sable ne permet pas de savoir ce que devient cette tendance à la divagation des directions dans les secondes. Mais il est fort possible que le régime d'écoulement sub-laminaire de ce type de coulées soit très contraignant en ce qui concerne l'orientation des grains, en les obligeant à demeurer statistiquement orientés selon le courant, comme dans les coulées boueuses (J.F. LINDSAY, 1968).

En résumé, on pourrait penser que, dans tous ces remaniements gravitaires, les éléments ont toujours tendance à s'orienter selon le courant, sauf dans le domaine qui fait la transition entre courants de turbidité et coulées, c'est-à-dire correspondant à ces courants de turbidité très chargés mais encore relativement turbulents.

Utilisation :

Qu'en est-il alors de l'utilité pratique de la méthode en raison des fluctuations possibles entre OG et FS ?

Il est évident que seule une étude systématique dans une région donnée

(1) et ceci tout à fait provisoirement d'ailleurs.

peut permettre de s'affranchir de la variabilité enregistrée. On a le choix : soit opérer au moins 3 prélèvements par bancs à plusieurs mètres de distance, soit échantillonner massivement au hasard dans les faisceaux bioclastiques.

Mais l'utilisation conjointe des figures de semelle et de l'orientation des grains ^{permet} de compenser la rareté des premières dans les secteurs fortement bioclastiques et pauvres en niveaux marneux (fig. 32). Elle a rendu de grands services dans le cadre de cette étude.

Dans certains cas, lorsque le faciès s'y prête, l'orientation des grains peut même être estimée visuellement sur l'échantillon scié ou la lame mince.

III - COULEES BOUEUSES :

Les coulées boueuses synsédimentaires sous-aquatiques (sous-marines le plus souvent) sont un phénomène très répandu tout au long de la colonne stratigraphique et en de nombreux points du globe.

Elles sont extrêmement fréquentes dans les formations terrigènes synorogéniques, car elles accompagnent la mise en place des nappes précoces dans les bassins résiduels. Le terme d'olistostromes est alors consacré par l'usage.

Dans le milieu marin actuel, les descriptions des sédiments dragués en mer (J. BOURCART et L. GLANGEAUD, 1958) après les éboulements sous-marins liés au séisme d'Orléanville (Algérie, 1954) conduisent à y voir non des "courants de turbidité" comme on l'a écrit mais plutôt une ou plusieurs coulées boueuses confluentes.

Ce mode de resédimentation gravitaire n'a jamais été signalé dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontiens, sinon en termes vagues dans quelques Diplômes d'Etudes supérieures concernés par ces phénomènes, en raison de leur situation géographique. Les faciès transportés par ces coulées (calcaires à Rudistes, etc.) ont parfois été intégrés aux séries stratigraphiques autochtones, en raison de la fréquente médiocrité des conditions d'observations. C'est la raison essentielle des erreurs d'interprétation qui ont alors été commises.

Par contre, les brèches de resédimentation (J. REMANE, 1960, 66, 70 ;

G. LE HEGARAT, 1974) qui s'interstratifient dans les sédiments tithoniques et berriasiens de ce même bassin sont bien connues, citées et interprétées (diversement) depuis la fin du siècle dernier (cf. historique in J. REMANE, 1960 ; B. BEAUDOIN, 1972). Certaines coulées comme la coulée boueuse berriassienne de Marignac-en-Diois (C. ALLIOT et al., 1964) ont donné lieu à des études ponctuelles. Sur le plan descriptif, J. REMANE (1970) distingue les coulées boueuses à galets (geröllpelite = pebbly mudstones), les brèches massives non granoclassées et les couches granoclassées (turbidites), ces dernières pouvant aussi bien débiter par une brèche (cf. aussi B. BEAUDOIN, 1972) que par une calcarénite.

Ces catégories ne sont cependant que des types qui s'intègrent dans un éventail continu de possibilités, démontrant ipso facto la fragilité des classifications.

L'auteur signale en outre la présence fréquente d'une turbidite granoclassée, à base irrégulière, au sommet des coulées boueuses à galets et pense qu'une relation génétique peut exister entre les deux, par exemple deux phases distinctes de la même avalanche. G. LE HEGARAT (1974, coupe p. 383 ; niveaux D45 à 64) relèvera des faits analogues.

L'association coulée boueuse - turbidite sommitale paraît générale : c'est ainsi qu'une couche de sable calcaire allochtone (allodapic carbonate sheet) nivèle très fréquemment le toit des mégabrèches allochtones, observées sur la pente externe des plateformes carbonatées fossiles du Canada et de l'Australie (E.W. MOUNTJOY et al., 1972).

L'étude des coulées barrémo-bédouliennes du Diois permet de systématiser cette association.

Dans certains bassins, on a pu reconstituer des systèmes de déjection cohérents, liés à des vallées sous-marines fossiles, en raison de la répartition des coulées (D.R. LOWE, 1972).

3.1. - Caractères généraux des coulées vocontiennes ; la turbidite associée :

Coulée-type :

D'une manière générale, de la base au sommet, on distingue :

+ le corps de la coulée (fig. 33 A, B) dont l'épaisseur varie de 0 à 40 mètres (souvent 10 à 20 mètres). Une matrice essentiellement marneuse, beaucoup plus rarement calcaire, plus ou moins chargée en bioclastes dispersés, y emballe des éléments de toutes tailles, pétrographiquement variés, sans aucun granoclassement, graviers et blocs parfaitement mélangés. La concentration en éléments figurés est variable d'une coulée à l'autre, parfois d'un endroit à l'autre de la même coulée. Les zones distales et latérales de certaines coulées assez marneuses semblent s'appauvrir en galets et bancs effilochés, au point de mimer des vires marneuses "normales". La plupart du temps dispersés dans la matrice, les éléments transportés peuvent être jointifs, la boue remplissant toute-fois les interstices. Des différences peuvent naître de la plus ou moins grande hétérogénéité des faciès transportés. Certains glissements de sédiments pélagiques, par désorganisation complète après un déplacement plus ou moins grand évolueront en coulées boueuses. La limite entre les deux catégories est subjective, en l'état actuel des connaissances.

+ une partie supérieure falcutative, lenticulaire, constituée le plus souvent par une calcarénite granoclassée dont la base est fréquemment bréchique. La fig. 34 illustre les différents cas rencontrés. L'épaisseur de cette couche sommitale est généralement faible mais elle atteint parfois plusieurs mètres sur quelques centaines de mètres. On y reconnaît les divisions de la séquence de turbidite (cf. fig. 16). Le passage entre les marnes de la coulée et la couche bioclastique est toujours progressif, contrairement à la semelle des turbidites qui est nette. Ceci implique de toute évidence une parfaite continuité de sédimentation (1) entre le corps de la coulée et la nappe de sable souvent granoclassé qui en nivèle localement le toit.

On parlera donc de turbidite associée. Mais au sens large. En effet, les distinctions effectuées dans les modalités de resédimentation du faciès bioclastique s'appliquent ici : il est peu vraisemblable que les épaisses flaques de granules, bien classés, engrenés les uns dans les autres, se soient resédimentés en régime turbulent, en raison même de la taille des éléments (processus de type "grain flow" au sens strict ? voir p. 50); les flaques de vase à galets (fig. 34F)

(1) un type de processus étant immédiatement relayé par l'autre ou, ce qui revient au même, le courant de turbidité sableux se propageant dans le sillage immédiat de la coulée.

non plus (coulée de boue très fluide, sans doute plus mobile que la coulée compacte sous-jacente).

— Nature et forme des éléments :

La variété des faciès transportés est caractéristique des coulées boueuses (fig. 35) et s'oppose en moyenne à l'homogénéité rencontrée dans les glissements (sensu stricto) intra-vocontiens. Cela paraît logique : seuls les faciès de bordure (donc variés) sont suffisamment éloignés pour avoir été aussi désorganisés et mélangés au cours du transport. La réciproque n'est pas vraie, le critère de distinction étant l'intensité de la déformation, même si elle ne peut être qu'estimée subjectivement.

L'existence de ces coulées boueuses permet seule d'expliquer la découverte, en plein domaine vocontien (faciès pélagique), à des distances assez grandes des plateformes carbonatées, de blocs de calcaires à Rudistes, de brèches coralliennes, de biosparites diverses, de micrites claires, ainsi que des colonies de Polypiers, de Chaetétidés, des huîtres entières de grande taille, etc., mélangés parmi les blocs à faciès hémipélagique ou pélagique.

D'une manière générale, par comparaison avec les faciès urgoniens (lato sensu) du Vercors (1), il s'agit le plus souvent de faciès à caractère externe ou relativement externe dans la zonéographie de la plateforme, même pour les rares exemples de calcaires à Rudistes. Certains faciès relativement fins, à débris de tubes d'Annélides, pourraient avoir une origine plus interne mais ce n'est d'abord pas sûr et, ensuite, il s'agit d'exceptions.

Rappelons encore à ce propos les "galets mous" de marnes vertes rencontrés dans les coulées marno-graveleuses de la base de la "Barre à Orbitolines" (Crupies).

Quantitativement, dans les grosses coulées, les blocs à faciès hémipélagique sont les plus importants. Les marnes de la matrice qui les unit ont d'ailleurs souvent un aspect terreux qui contraste avec les marnes fines des zones profondes. Viennent ensuite les blocs à faciès pélagique qui résultent de l'érosion du substratum dans les zones de transit. La part qui revient aux faciès de plateforme est souvent modeste.

(1) A. ARNAUD-VANNEAU et H. ARNAUD, communication orale.

Les loupes de glissement qui sont à l'origine des coulées naissent donc sur la pente de raccordement aux zones profondes et ne mordaient qu'assez peu sur la plateforme proprement dite.

La forme des éléments, quelle que soit leur nature, est assez arrondie; les blocs anguleux sont très rares.

Les blocs à faciès pélagique ont parfois une allure fusiforme, à la manière des bombes volcaniques; leur surface montre des stries de frottement qui se recoupent et, pour certains, des microstructures d'étirement; elle est parfois piquetée de granules ou de bioclastes plus petits, lorsque la matrice de la coulée en contient.

Ces observations indiquent que les sédiments en question n'étaient pas lithifiés au moment de la déformation qui a pu avoir lieu, selon le cas, de 0,5 à 3 millions d'années après le dépôt (1). Il est possible qu'un début d'"induration", résultant de simples phénomènes de compaction et non de cimentation, ait retardé leur désorganisation mais on ne doit pas oublier (voir p. 52) que dans les coulées très visqueuses, la déformation était sans doute peu importante sur une bonne partie de l'épaisseur.

Il paraît difficile à priori d'expliquer la survivance des blocs à faciès urgoniens autrement que par une induration précoce des sédiments. Les bioclastes dispersés dans la matrice proviendraient au contraire de sédiments encore non lithifiés au moment du glissement.

La découverte dans des glissements plus ou moins désorganisés de turbidites granoclassées tordues pose cependant un problème: elles n'étaient pas lithifiées sinon elles se seraient fragmentées et non tordues; il est difficile d'autre part de concevoir la survivance de plaques de sable meuble dans la vase en mouvement... Lorsque la boue matricielle est très visqueuse et le déplacement lent (déformations internes très lentes), la viscosité a peut-être un effet retardateur sur la désorganisation des faciès et l'homogénéisation des sédiments non indurés.

— Semelle des coulées :

Lorsque la coulée repose directement sur un banc de calcaire pélagique,

(1) blocs d'âge barrémien inférieur dans le Bédoulien supérieur à la Chaudière.

celui-ci montre des stries de glissement, parfois des cuvettes d'impression (fig. 15). Cette surface est plus ou moins patinée par des oxydes de fer, par suite de la circulation préférentielle des eaux météoriques au sein de la formation. Certaines de ces surfaces ont été interprétées comme étant des "hard-grounds", lorsqu'elles coïncidaient avec un changement lithologique majeur (voir p. 37-39).

Il existe aussi très souvent, le long de ces semelles, des copeaux ou loupes d'entraînement de sédiments pélagiques qui sont étirés, plissés, parfois déformés au point d'acquérir un feuilletage d'origine mécanique emballant des noyaux ovïdes sans structures (semelle de la coulée 3, La Chaudière). Une "schistosité" fruste de plan axial apparaît parfois. Il lui correspond une linéation sur la surface de feuilletage, système qui est compliqué de crénulations obliques (conjuguées ?) dont l'une domine généralement sur l'autre en un endroit donné, de sorte que la surface de feuilletage comporte souvent au moins deux linéations. (voir fig. 38C, D, E, pour détails). On retrouvera ces microstructures dans certains glissements ou encore dans les corps calcaires effilochés contenus dans la coulée marine "fini-bédoulienne".

Elles impliquent un comportement mixte, plastique et rigide, de la matière car elles correspondent à la fois à de l'écoulement (charnière des plis épaissie) et à de la fracturation (crénulations).

Pouvoir érosif des coulées :

Ce n'est qu'une notion indirecte, une conclusion logique née de la comparaison des coupes (fig. 36) car la semelle des coulées boueuses, à petite échelle, est parfaitement plane. L'absence d'érosion visible à l'échelle de l'affleurement a pu être utilisée comme argument en faveur d'une mise en place lente (M. LANTEAUME et al., 1967). Ce n'est guère convaincant.

3.2. - Mégabrèches de resédimentation:

Elles ne sont que l'exagération des coulées habituelles, non par leur épaisseur mais par la taille des éléments transportés qui atteignent jusqu'à 25-30 mètres de hauteur et dépassent la centaine de mètres dans leur plus grande dimension.

Ces mégablocs se disposent généralement selon la stratification et,

le couvert végétal aidant, leur véritable nature échappe à l'oeil. Les observations de détail montrent que ces falaises apparemment tranquilles ne sont que des chicots de faciès légèrement différents et à semelle plus ou moins "chiffonnée", parfois même plane. Il s'agit d'objets inertes flottant dans le corps de la coulée, émergeant parfois. Ils ne reposent jamais sur le substratum par l'intermédiaire d'une mince semelle de glissement à la manière de klippes sédimentaires où de certains olistholithes qui représentent, eux, une forme particulière de glissement au sens strict. Pour expliquer cela, il faut admettre que la portance de la boue compensait le poids relatif du bloc. La concentration solide de la coulée devait donc atteindre des valeurs importantes (80 - 90% ?), c'est-à-dire à peu près la même chose que dans le "bloc" (non induré au moment du transport), ce qui explique donc que celui-ci puisse "flotter" dans la masse.

La coulée de La Chaudière est un exemple typique de ces mégabrèches allochtones. Dans le ravin de la Courance, sous la ferme des Hoirs et en contrebas du village, les blocs atteignent déjà des dimensions respectables. Il s'agit soit de calcaire gris "froissé", à faciès pélagique, soit de calcaires beiges (faciès hémipélagique à spicules) éventuellement à silex noirs, ou encore cérébroïdes (plus rarement).

La taille des chicots augmente en direction des Auberts (fig. 33D) puis diminue le long du flanc septentrional du synclinal de Saou. La coulée disparaît entre la ferme des Mouyons et le hameau des Chapeaux où des stries orientées NNO-SSE attestent son passage.

Des mégablocs dépassant 200 mètres de long sont connus dans le même niveau en des secteurs plus orientaux cette fois (synclinal de Rochefourchat, ferme du Ribal près de Pradelle). Les lacunes d'observation sont trop grandes pour corréliser avec certitude cette coulée avec le remplissage chaotique de mégachenaux, scellés par les "marnes bleues", et qui entaillent le Barrémien inférieur ou peut-être l'Hauterien (!) de l'extrémité occidentale du synclinal de Saint-Dizier-en-Diois.

Les observations effectuées à la ferme du Ribal (Pradelle) méritent d'être signalées (fig. 33 - E et F). La nature allochtone du chicot de calcaire beige à spicules y est particulièrement manifeste. D'autres blocs, de dimensions moindres, sont encore visibles plus au Nord, dans la même coulée. En outre, le caractère lenticulaire de la turbidite associée, qui n'était jusqu'à présent qu'une notion indirecte née de la confrontation des coupes, est ici directement visible : il s'agit d'une flaque ou d'un chenal qui entaille légèrement le toit de la coulée. Le remplissage bioclas-

tique (granoclassé mais sans semelle nette) est contemporain de l'ultime stabilisation de la boue ; il se termine par des rides de courant de grande taille (longueur d'onde : 3,5m environ ; amplitude: 30 cm) au centre du "chenal" alors que sur les bords, on ne remarque plus que des rides de petites taille prises en sandwich dans une lamination horizontale (fluctuations de la vitesse du courant). Undiastème (sans hiatus granulométrique) divise la flaque bioclastique en deux parties sensiblement égales. De ce fait, il est possible (mais loin d'être prouvé) que la partie supérieure résulte du remaniement, par des courants de fond, du sable bioclastique apporté par la turbidite associée. Il faut en effet expliquer l'orientation de ces grandes rides (vers le Sud-Ouest) qui ne correspond ni avec l'orientation des grains dans la base du remplissage (2 mesures : $\leftrightarrow N_{147}$; $\leftrightarrow N_{143}$) ni avec la direction de déplacement de la coulée (sans doute vers le SSE) d'après la direction des stries observées aux Chapeaux et la polarité générale des faciès dans le bassin vocontien. Les rides de grande taille n'ont d'autre part jamais été signalées dans les turbidites.

La surface minimale couverte par cette coulée est de l'ordre de 100 à 150 km². L'épaisseur moyenne est au moins de 15 mètres sur toute cette surface. Le volume minimum de sédiments remaniés est donc compris entre 1,5 et 2,25 Km³. Il peut, en tenant compte de l'érosion syncinématique, correspondre au départ, dans la zone hémipélagique essentiellement, d'une plaque de sédiment de l'ordre de 5 X 4 km. sur une épaisseur moyenne 50 à 60 m. C'est un calcul hypothétique destiné à donner un ordre de grandeur. Mais certaines coulées, comme la coulée marneuse "fini-bédoulienne" dont l'extension est considérable et dont l'épaisseur atteint jusqu'à 50 mètres, sont plus importantes et correspondent vraisemblablement à des lacunes importantes sur la périphérie du bassin.

On peut estimer (voir 3° chapitre) à 20 km. au moins, la distance de déplacement de certains mégablocs, mais d'autres coulées (Barrémien supérieur) sont sans doute allées plus loin encore dans la gouttière vocontienne (voir 3° chapitre).

Ces chiffres ne sont pas extraordinaires. Au contraire, l'extension et l'importance de ces déplacements en masse sont sans doute limitées par l'exiguïté du bassin vocontien, comparativement à ce qui est connu sur les marges océaniques actuelles. K.B. LEWIS (1971) met en évidence par sismique-réflexion des "slumpings" de 1 à 8 km³ sur la marge orientale du plateau continental néo-zélandais. Ces glissements (au sens strict) auraient pu ne pas se

stabiliser et évoluer plus avant. Les glissements sous-marins sub-actuels recensés (H.W. MENARD, 1964 ; U. von RAD, 1968) ont des volumes compris entre 0,01 km³ (fjord Orkdals, Norvège) et 70 km³ (Sagami Wan, Japon, à l'occasion d'un séisme), avec tous les cas intermédiaires (0,3 km³ au front du delta de la Magdalena River, Caraïbes). Selon P.H. KUENEN (1967), le séisme de Terre-Neuve aurait détaché une plaque de sédiment non consolidé de 60 km³ ayant abouti au dépôt d'une couche de silt granoclassé d'environ un mètre d'épaisseur sur la plaine abyssale.

3.3. Autres types de coulées :

L'alternance de bancs bioclastiques et de marnes graveleuses qui constituent la base de la "Barre à Orbitolines" de Crupies (fig. 33-C) ne peut s'expliquer sédimentologiquement qu'à l'aide du "modèle" des coulées boueuses et de leur turbidite associée (voir fig. 34, notamment E et G). Les interbancs correspondent au corps de petites coulées, nivelées en continuité de sédimentation par le dépôt du banc sus-jacent. En réduisant encore l'épaisseur du corps de la coulée, on passe aux turbidites sensu stricto. Il existe donc un continuum de possibilités entre les catégories de remaniements gravitaires.

Certains bancs bioclastiques non granoclassés (voir fig. 27) sont fondamentalement des coulées boueuses (non des turbidites ou des coulées de sable) mais des coulées boueuses très riches en bioclastes.

Certains glissements profonds peuvent se désorganiser et se constituer une semelle de marnes bioclastiques par érosion de turbidites. Le sommet du Barrémien inférieur de Crupies en offre des exemples. (voir fig. 40, niveaux 3 et 8).

3.4. Informations directionnelles :

Les stries sont les plus sûres mais il faut des conditions d'affleurement exceptionnelles pour les observer dégagées.

Les informations collectées dans les turbidites associées (orientation des grains, rides de courant) peuvent être sujettes à caution (avalanches contemporaines mais d'origine latérale, remaniements par les courants de fond, cf. p. 89).

les microstructures des loupes d'entraînement sont utilisables mais ne

sont pas toujours très sûres dans le détail car les axes de plis peuvent se répartir selon un arc plurikilométrique : les directions relevées sur les bords feront un certain angle avec celles du centre. Or on ne connaît pas l'extension exacte de ces loupes.

L'orientation des éléments transportés devrait en principe être parallèle au déplacement (cf. in B. PARSAKH et G.V. MIDDLETON, 1970). Pour des raisons pratiques (taille et forme des blocs), il n'a pas été possible d'effectuer dans ce domaine le même travail que dans les calcarénites. Les brèches de sédimentation tithoniques s'y prêteraient sans doute mieux.

IV - LES GLISSEMENTS :

Ils ont été signalés pour la première fois dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontiens par J. GOGUEL (1938, 1944) qui a attiré l'attention sur le caractère synsédimentaire de ces déformations. Ils ont été réétudiés plus récemment par J. RECY (1965) qui en a fourni un inventaire descriptif et proposé des cartes de répartition.

Ils ne sont vraiment importants et bien exposés que dans la moitié orientale du bassin où l'on^{en} rencontre des exemples très démonstratifs (plus ou moins cohérents ou désorganisés) sur toute la bordure du synclinal de Rosans, de Verclause à Montclus.

Parce qu'ils échappaient en grande partie à ma région d'étude, il n'ont pas reçu l'attention qu'ils méritent. En outre, les premières observations que j'y ai effectuées m'ont montré qu'il était illusoire d'en parler correctement tant qu'une étude spécifique très minutieuse n'aurait pas été faite pour tenter d'expliquer leur polymorphisme, interpréter la genèse des microstructures que l'on y rencontre et enfin tirer parti des mesures d'axes de plis dont la dispersion est parfois trop grande pour obtenir des informations directionnelles sûres.

Il est néanmoins possible de jeter les bases d'une classification même si elle n'est pour l'instant qu'une hypothèse de travail. Il semblerait en effet exister deux grandes catégories de glissements synsédimentaires (fig. 37A):

- d'une part, les glissements superficiels, en quelque sorte "à l'eau libre" et qui sont des glissements pratiquement synchrones de la sédimentation. Ils correspondent au glissement de pellicules

de sédiments dont les cicatrices doivent être ces troncatures de bancs que l'on a parfois la chance d'observer (fig. 39).

- d'autre part, des couches déformées où la remarquable cohérence des axes de plis ou même le parallélisme parfait de rouleaux fermés sur eux-même (1) (fig. 38A), ainsi que l'acquisition d'un feuilletage mécanique (fausse stratification) (fig. 38B) semblent indiquer que la déformation s'est effectuée sous contrainte. Ces glissements cohérents seraient des copeaux d'entraînement dont la mise en mouvement pourrait être due soit à la mise en place de coulées boueuses (cas observé), soit à la rotation de méga-loupes de glissement, vite stabilisées et que l'on ne pourra déceler à l'échelle de l'affleurement (cas hypothétique). Dans ce cas, on ne peut plus considérer la déformation du copeau comme étant encore pratiquement synchrone de la sédimentation (fig. 37), bien que le qualificatif de "synsédimentaire" puisse encore s'appliquer.

Justification :

Dans l'ensemble des glissements observés, il semble bien exister deux groupes : les glissements très cohérents (fig. 38 A, B) et les autres où les dispersions des axes de plis est très grande en moyenne.

J'ai pu observer que des déplacements très faibles (quelques mètres sans doute au maximum) suffisaient pour perturber les épaisseurs de bancs à peine ondulés et les amener à la limite de la fragmentation en amygdales de taille métrique (2). Il n'y a vraiment que dans les glissements cohérents, parfois dans les coulées boueuses très épaisses que les plis montrent les microstructures de déformation observées dans les copeaux d'entraînement situés sous les coulées boueuses (comparer fig. 35 C et fig. 38 F, G). Dans les glissements habituels, ces microstructures sont très rarement bien nettes.

On pourrait penser que ces différences de comportement sont tout simplement engendrées par des différences dans l'état physique de la vase au moment du glissement, dans la vitesse de déplacement, etc.. mais les deux catégories paraissent trop tranchées et les analogies avec les copeaux d'entraînement

(1) parallélisme qui n'est pas sans évoquer par certains côtés une forme particulière de boudinage affectant la surface d'une ^{couche} compétente en contact avec une couche incompétente. Les ondulations parallèles qui ornent cette surface sont appelées "mullions" (G. WILSON, 1961; B.E. HOBBS et al., 1976, p. 277 et fig. 6.9).

(2) Bédoulien, sortie sud du village de Bouvières (BVR, fig. 2).

des coulées boueuses trop fortes pour se satisfaire de cette idée.

D'où l'hypothèse que des glissements apparemment synchrones de la sédimentation, parce que recouverts par des couches normalement stratifiées, peuvent être en fait paradoxalement plus récents que le dépôt du banc sus-jacent car ils représenteraient soit des semelles de rotation d'ensembles glissés de plus grande taille, soit des copeaux d'entraînement abandonnés en cours de route par des coulées déposées plus au large (fig. 37 B).

Intérêt de cette distinction :

Tout d'abord, on n'avait apparemment jamais songé à cette possible dualité fondamentale des glissements; les formes autonomes et les copeaux d'entraînement.

Il y a ensuite un intérêt pratique :

+ dans les glissements autonomes la dispersion des axes de plis pose déjà un problème pour retrouver la direction du glissement et il faut un nombre de mesures important, aussi bien que des mesures espacées (1), pour avoir des informations directionnelles valables.

+ les observations effectuées sur des "slumpings" de couche neigeuse (J. LAJOIE, 1972) ou de plaques de toundra (E. HANSEN, 1971) ont montré que les plis, aussitôt formés, avaient tendance à se fragmenter et s'orienter dans des directions proche de la direction de déplacement. Cela pose un grave problème de principe pour retrouver cette direction de déplacement, problème qu'a tenté de résoudre E. HANSEN (op. cit.).

+ par contre dans les copeaux d'entraînement, il paraît plus probable, à priori, que les plis ou les rouleaux soient orientés orthogonalement au déplacement, en raison des contraintes exercées par la masse sus-jacente, ou bien que ces plis dessinent dans l'espace des arcs emboîtés à grand rayon de courbure, ce qui n'amointrit pas encore trop la valeur directionnelle de cette forme de glissement. Les glissements cohérents pourraient donc être des indicateurs de pente plus sûrs que les glissements autonomes. Je l'ai admis dans le cas des glissements du Barrémien

(1) pour éviter les phénomènes d'interaction locale.

supérieur de la région de Verclause.

V - CONCLUSIONS :

Les remaniements synsédimentaires qui ont contribué à perturber l'ordonnance des assises de la série barrémio-bédoulienne dans la majeure partie du bassin vocontien correspondent donc à une large gamme de processus.

Quantitativement, les processus gravitaires sont de loin les plus importants et parmi eux les courants de turbidité de haute densité ("calcaires à débris") et les coulées boueuses. Le rôle des courants de fond dans l'épandage des débris est certainement très restreint.

A titre d'exemple, la figure 40 illustre la réinterprétation de la coupe classique de Crupies, dans la zone de passage du Barrémien inférieur au Barrémien supérieur. Mieux que des mots, elle montrera le chemin parcouru entre les hypothèses autochtonistes et la réalité telle que l'analyse sédimentologique détaillée permet de la mettre en lumière.

Il reste maintenant à utiliser ces données analytiques, autrement dit à cartographier la répartition de ces perturbations synsédimentaires afin d'en tirer les conséquences paléogéographiques.

CHAPITRE III . - REPARTITION DES SEDIMENTS DANS LE BASSIN -
CONSEQUENCES PALEO GEOGRAPHIQUES.

Avant d'aborder la répartition des faciès de remaniement, il est nécessaire de s'attarder quelque peu sur les sédiments qui les hébergent, c'est-à-dire des faciès que, provisoirement et par opposition aux premiers, on peut qualifier d'autochtones.

Cela permettra d'ébaucher les grandes lignes d'une paléogéographie qui se précisera ensuite lors de l'étude des épandages de sédiments allochtones et de la répartition de grandes lacunes sédimentaires.

L'étude de la fraction terrigène des sédiments apportera enfin des indications complémentaires très précieuses.

I - LES FACIES HEMIPELAGIQUE ET PELAGIQUE :

1.1. Définitions :

Le terme de "faciès vocontien", ultérieurement rebaptisé "pélagique" par M. MOULLADE (1966), fut utilisé par J. MAILLARD (1963) pour désigner compréhensivement tous les sédiments calcaréo-argileux fins (1) qui sont les équivalents latéraux plus profonds des ensembles urgoniens et de leurs auréoles de "calcaires à débris". Ainsi défini, le "faciès vocontien" (ou "pélagique" sensu MOULLADE) engloberait donc à la fois les calcaires gris-clair, à grain très fin, du centre du bassin et les calcaires gris plus sombre (ou beiges à l'affleurement), au toucher plus rugueux, tels les calcaires à silex de la bordure sud du Vercors occidental ou de la montagne de Lure et qui font le raccord avec les épandages grossiers périurgoniens (voir cartes c, et d., fig.17).

Les auteurs antérieurs (voir cartes a et b, fig. 17) avaient pourtant fait une distinction au sein de cet ensemble entre ces derniers calcaires qu'ils rangeaient respectivement dans le "faciès intermédiaire" (W. KILIAN, 1912) ou les "calcaires de transition" (J. GOGUEL, 1944) et

(1) également qualifiés d'"externes" aujourd'hui dans la zonéographie des faciès de plateforme.

le faciès typiquement vaseux à Céphalopodes, considéré alors comme représentant l'étage bathyal. Ainsi J. GOGUEL range-t-il à part les calcaires bédouliens du massif de Marsanne, de Vaison et du flanc ouest de la montagne de la Lance.

Il faut conserver cette partition, et cela pour deux raisons.

Ne serait-ce que pour éliminer le risque de voir l'utilisation du terme "faciès vocontien" déborder le cadre géographique qui a servi à le définir, il est déjà souhaitable de le réserver strictement aux micrites argileuses que l'on ne rencontre que dans la partie centrale, la plus profonde, du bassin. En effet, certains calcaires gris barrémiens de basse Ardèche - région urgonienne située bien en dehors des limites de la zone vocontienne - ont un caractère pélagique parfois plus prononcé que leurs homologues récoltés dans le massif de Marsanne ou la région d'Aouste, c'est-à-dire cette fois dans une région que l'on rangerait plus volontiers dans la zone vocontienne, car elle n'a jamais été atteinte par le faciès urgonien.

Les travaux récents (A. ARNAUD-VANNEAU et H. ARNAUD, 1975) ont d'autre part considérablement modifié les conceptions classiques sur l'implantation des faciès urgoniens dans le Vercors. La seule manière de montrer que le recul progressif des faciès gris externes ne correspond pas à un rétrécissement lent de la zone vocontienne profonde mais qu'au contraire la structure du bassin est relativement stable malgré les apparences, sera justement de cartographier les différences existant dans ces sédiments fins de mer ouverte.

Ainsi qu'il l'a été signalé au passage dans le précédent chapitre, je distinguerai donc le faciès pélagique (non sensu MOULLADE), synonyme de "faciès vocontien" (non sensu MAILLARD), du reste des faciès fins externes, rassemblés alors sous le qualificatif d'hémipélagiques, car ils raccordent les précédents aux faciès de faible profondeur. En lame mince, le premier se présente sous l'aspect d'un fond micritique "propre", contenant moins de 15% de silts bioclastiques dispersés, outre les Radio-laires parfois abondantes et les rares hedbergelles (voir p.60 et fig.21 B et C).

Le faciès hémipélagique est un peu plus varié et correspond à un éventail de microfaciès dont les pôles extrêmes vont d'un "silstone"

bioclastique gris à des micrites relativement chargées en siltis bioclastiques non identifiables - outre les spicules, ici abondants - et qui ont été figurés plus tôt (voir p. 60-61 et fig. 21 E et F). Le débit "en miches" des bancs calcaires de ce faciès est plus caractéristique de son pôle grossier mais ce n'est pas réciproque. Il disparaît en général lorsqu'on va vers le pôle fin. Il est très caractéristique des faciès hauteriviens qui précèdent l'installation des masses urgoniennes ("calcaires à spatanges" du Vercors) (1) mais il est très répandu aussi dans le sommet du Barrémien supérieur (intervalle VH) et la majeure partie du Bédoulien calcaire (intervalle Bdc, fig. 15).

Notons enfin que les phénomènes de silicification (silex noirs homogènes, silex cérébroïdes et calcaires siliceux - (M. RIO, travaux en cours) se rencontrent uniquement dans les calcaires hémipélagiques "grossiers" ou plus fins selon les cas, et jamais (ou de façon tout à fait rarissime) dans les calcaires pélagiques, alors qu'ils affectent par contre fréquemment les calcarénites ou les mégablocs exotiques (faciès hémipélagique) resédimentés dans ce domaine pélagique.

1.2. Répartition :

La délimitation précise de ces deux faciès est délicate car les différences sont tout de même assez ténues. En outre, les arrachements syn-sédimentaires ont fait disparaître entièrement ou en grande partie la série barrémo-bédoulienne sur des surfaces considérables qui mordent notamment sur la zone de transition.

La largeur de cette zone de transition est souvent peu importante, de l'ordre du kilomètre, ce qui s'oppose à l'étendue des surfaces sur lesquelles s'étale le faciès hémipélagique. Ceci est sans doute révélateur d'un contrôle morphologique - sans doute un rebord de talus sous-marin - dans la répartition de ces faciès.

Quant au passage de faciès lui-même, on pourrait penser à priori que les caractères d'un même banc se modifient progressivement dans l'espace depuis la zone hémipélagique jusque dans la zone pélagique mais cela n'a jamais été vérifié. Un lieu propice à une telle tentative existe cependant au niveau de l'anticlinal de la Lance dont le flanc occidental affleure assez bien et recoupe en oblique la ligne isopique au Bédoulien.

(1) Cette succession n'est pas obligatoire.

On y observe l'évolution progressive, depuis le Nord-Ouest vers le Sud-Est, d'une série d'abord épaisse, d'aspect cyclique ou rythmique, au lithofaciès franchement hémipélagique (région de la Roche-Saint-Secret - Le Célas), qui évolue peu à peu vers une alternance calcaréo-marneuse monotone puis s'amincit pour acquérir le type pélagique immédiatement au Nord de Nyons (La Rochette). Sur cette distance, l'épaisseur de la vire marneuse à Hétérocères passe d'environ 80 mètres à la valeur de deux ou trois interbanes de 40 à 50 centimètres qui se distinguent à peine parmi les couches encaissantes.

La répartition de ces deux catégories de faciès apparaît sur les cartes concernant les sédiments remaniés (fig 44 et 45). La zone vocontienne au sens strict, dont les sédiments autochtones ont toujours gardé un cachet franchement pélagique depuis le Jurassique supérieur au moins et jusqu'au début du Crétacé supérieur, correspond donc à un cul-de-sac qui se termine un peu au-delà de Pont-de-Barret mais ne mord pas sur la vallée du Rhône, ainsi qu'on l'admettait. Elle sert clairement de réceptacle à tous les remaniements gravitaires dont la majeure partie prend naissance sur sa périphérie.

L'aire de répartition du faciès hémipélagique, d'autre part, correspondrait assez bien à une sorte de "plateau continental" peu profond mais relativement subsident, qui prolongerait vers le large les plateformes urgoniennes. La localisation des grandes zones glauconieuses connues est d'ailleurs frappante à cet égard : bord sud du Vercors occidental et zone hémipélagique de l'arc de Castellane, sur la bordure sud du bassin (cf. Carte KILIAN, 1912, fig. 17a ; P. COTILLON, 1968).

1.2.1. Stabilité de la répartition :

La position de la limite entre les domaines hémipélagique et pélagique varie peu au cours de l'intervalle Barrémien-Aptien inférieur et ne paraît pas affectée par le caractère plus marneux de certains intervalles (Bi et VH), pendant lesquels on ne constate aucun déplacement spécifique. Les fluctuations pourtant observées sur une même verticale dans la netteté du caractère hémipélagique des sédiments ne sortent en effet jamais vraiment du domaine de définition de ce faciès. Par conséquent, la superficie du domaine pélagique n'en est pas affectée.

Tout au plus/enregistre-t-on-une-réelle - mais légère - avancée des calcaires à débit "en miches", dans le Nord de la Lance, au Barrémien sommital-Bédoulien (intervalles VH et Bdc). Il ne s'agit pourtant pas d'un simple phénomène de progradation, en dépit du sens des apports, car le changement est trop brutal (influence tectonique à la base de la "Vire à Hétérocères" ?). Partout ailleurs, le caractère hémipélagique des sédiments ne fait que s'affirmer (Hauterivien, intervalles VH et Bdc) ou s'atténuer relativement (intervalles Bi, BSc, sommet de Bdc et Bdm) au cours du temps.

Si ces fluctuations doivent être mises sur le compte de simples variations de la profondeur du milieu (?), plus ou moins importantes selon les endroits, il est clair que, d'une part, seule la zone pélagique n'en est pas affectée et donc qu'elle est plus profonde, et que, d'autre part, d'après ce qui précède, les talus qui la limitent correspondent à des éléments structuraux majeurs, en raison de leur stabilité.

D'après quelques observations effectuées dans l'Hauterivien et le Valanginien, il semble bien que ces éléments morphostructuraux (ou certains au moins) aient déjà joué un rôle au début du Néocomien. Autrement dit, comme le faisait déjà remarquer J. GOGUEL (1944), le faciès urgonien ne ferait que coloniser plus tard des zones propices où la profondeur était déjà faible, en dépit du caractère uniformément vaseux des sédiments. La fosse vocontienne existait déjà, et dans la forme qu'elle aura au Barrémo-Bédoulien.

A l'avenir il sera donc aussi important de cartographier les différences parfois ténues rencontrées dans les sédiments calcaréo-argileux du bassin, que de s'intéresser à la répartition des sédiments grossiers (plaquettes et bancs calcaréo-gréseux roux) lors de l'étude de ces étages.

1.2.2. Influence précoce des accidents tectoniques sur la sédimentation autochtone :

La stabilité des limites de la zone pélagique s'explique en effet par leur coïncidence avec la direction de certains grands accidents tectoniques (fig. 42) qui affectent le bassin subalpin : les accidents NE-SO (N_{30} à N_{60}) et, sans doute leurs conjugués, ceux orientés NO-SE (N_{120} à N_{150}).

B. PORTHAULT (1974) a mis récemment en évidence leur rôle paléogéographique pendant la sédimentation du Crétacé supérieur. Les mêmes accidents jouent déjà pendant le dépôt des "Terres Noires" jurassiques (P. ARTRU, 1972). Les cartes publiées par A. COADOU (in CH. POMMEROL, 1975, fig. 7-41, B et C) sur la répartition des faciès dans le Lias de la région de Digne révèlent, déjà à cette époque, des directions analogues et E. JAUTÉE (thèse 3ème cycle en cours) suit leur prolongation jusque dans la région de Castellane.

Au Barrémien, A. ARNAUD-VANNEAU et H. ARNAUD (op. cit.) ont récemment démontré le rôle précoce joué par une fracture orientée N_{40} , la faille de Menée (FMn, fig. 42) dans la répartition des sédiments entre Vercors et Devoluy. Bien qu'il soit impossible de le vérifier en raison du manque d'affleurements, il est fort probable que ce soit la famille de grandes failles parallèles au cours supérieur de la Drôme qui borne la plateforme du Vercors dans ce secteur. Du côté opposé, la faille bordière de la Lance (faille de Teyssières-FT, fig. 42), qui est peut-être le prolongement, légèrement décalé, de l'alignement basaltique du Coiron, joue un rôle certain dans l'inflexion vers le Sud-Est du faciès hémipélagique (fig. 44 et 45). Dans le Nord-Ouest du Pays de Bourdeaux, il est évident que ce sont les failles de Marsanne et de Soyans (resp. FM et FSy, fig. 42) - cette dernière se prolongeant par les replis tectoniques de la cluse de la Vèbre, près de Saou-- qui limitent le cul-de-sac vocontien. Ce faisceau de failles joue d'ailleurs déjà de manière certaine à l'Haute-rivien et son influence dure encore pendant la sédimentation des "marnes bleues" gargaso-albiennes. En effet, les lentilles de grès glauconieux qui s'interstrifient dans ces marnes ne montrent plus de stratifications obliques au-delà de Pont-de-Barret : en direction de la cuvette vocontienne (Les Tonils, Crupies, Arnayon), ces bancs acquièrent des caractères indubitables de turbidites et/ou de coulées de sable.

1.3. - Signification paléogéographique du passage entre faciès hémipélagique et pélagique :

C'est un lieu commun que d'affirmer la difficulté de reconstituer la paléogéographie d'après la répartition des faciès, des épaisseurs et des lacunes sédimentaires, notamment dans le cadre d'une bordure de bassin car :

- une surépaisseur peut aussi bien être l'indice d'un fossé bordier

très subsident qui piège les sédiments (morphologie en creux) que correspondre à une loupe de progradation installée à la rupture de pente (morphologie en relief).

- un amincissement, une zone de lacunes peuvent tout aussi bien révéler un haut-fond, ou encore un simple rebord de plateau, balayé par des courants (sédimentation irrégulière) ou découpé par de fréquents glissements de terrains (séries lacuneuses mais/sédimentation continue), que correspondre à un fond de vallée ou de "cluse" sous-marine, balayée également par des courants (sédimentation inhibée) ou des écoulements en masse (séries lacuneuses dans la zone de transit). La ferruginisation qui souligne les lacunes n'est pas, on l'a vu plus tôt, un argument discriminatoire.

Les sondages effectués par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, de part et d'autre de la faille de Marsanne, ont montré que cet accident sépare deux domaines différents : côté vallée du Rhône, la série néocomienne est épaisse alors qu'elle s'amincit considérablement côté fosse vocontienne. A l'époque, J. MAILLARD (1963) en avait conclu à l'existence d'un haut-fond prolongeant vers le Sud-Ouest la zone de lacunes autrefois signalée par V. PAQUIER dans la région d'Aouste. Cette zone haute aurait ainsi barré en oblique la fosse vocontienne et isolé un second bassin subsident à l'aplomb de la vallée du Rhône.

Compte tenu de ce qui précède, on peut en donner une interprétation toute différente, illustrée par la figure 41. Sur une coupe orientée Nord-Ouest - Sud-Est qui passerait par Marsanne, un observateur placé au Nord-Est verrait ainsi le fond du cul-de-sac vocontien, à l'aplomb du Tricastin (se reporter aux cartes de répartition - fig. 44 et 45).

Cette morphologie sous-marine correspondant au passage entre faciès hémipélagique et pélagique se retrouve sur toute la bordure du bassin vocontien au sens strict, notamment à la Lance (partie amont du cône d'épandage bioclastique du Tricastin) et sur la bordure sud du Vercors occidental (calcaires beiges épais du Nord de la feuille à 1/50.000 DIE).

1.4. Cas d'interpénétration des faciès hémipélagique et pélagique :

Ces deux faciès ne s'interpénètrent pas en principe, mises à part les légères fluctuations qui peuvent se produire à la rupture de pente.

On constate pourtant, dans l'extrême sommet de l'Hauterivien et sur une bande étroite (5 kilomètres de largeur au maximum) orientée N₆₀ à N₈₀, qui prend en écharpe la partie orientale de la Forêt de Saou (fig. 42 pour situation), la présence d'un niveau de 10 à 15 mètres d'épaisseur d'un calcaire beige, à interbancs minces et délités dont le débit en grande parallélépipèdes à arêtes émoussées est caractéristique et rappelle le débit dit "en miches" (faciès bien visible notamment dans les coupes CHD et PRD). Une fois passée la région de la Chaudière, cette bande semble s'infléchir dans l'axe de la dépression vocontienne : on la retrouve un peu au Nord de Saint-Nazaire le Désert (RCF et PRD). La répartition de ce faciès particulier permet, entre autre, de vérifier que le décrochement Nord-Sud de Saillans-Condorcet n'a qu'un rejet horizontal très faible, au moins dans ce secteur.

Ces calcaires, qui s'interstratifient dans le faciès typiquement pélagique sont certainement remaniés et correspondent sans doute à une succession de petits courants de turbidité.

En effet :

- ils s'installent et disparaissent brusquement sur la verticale, à la manière d'un faisceau de "calcaires à débris".

- des sections polies et légèrement attaquées à l'acide montrent, lorsque la bioturbation n'a pas complètement effacé les structures internes des bancs, que ceux-ci sont formés d'un empilement de petites séquences granoclassées, centimétriques ou pluricentimétriques, débutant par un silt bioclastique plus ou moins fin dans les cas les plus typiques.

- l'aire de répartition de ce faciès se superpose assez exactement à une zone d'épandage des plaquettes rouges valangiennes que l'on suit depuis Bezaudun (→ N₄₀ à N₆₀) jusqu'à Volvent plus à l'Est (→ N₈₀). Ce système d'apports fonctionnera d'ailleurs immédiatement avant la mise en place de la coulée n° 4 "fini-bédoulienne", avec l'arrivée de nouvelles lentilles de plaquettes rouges (→ N₆₀ à N₈₀ à Mornans, → N₉₀ à N₁₂₀ à la Chaudière). Au Barrémo-Bédoulien, une partie des épandages bioclastiques grossiers du Tricastin, s'engagera également sur le même chemin, ainsi que, un peu plus loin à l'Est, les coulées boueuses de la Chaudière.

II - REPARTITION DES SEDIMENTS ALLOCHTONES :

2.1. Barrémien inférieur :

L'aire d'extension des bancs bioclastiques (fig. 43) au Barrémien inférieur (intervalle Bi) préfigure ce qu'elle sera plus tard, en moins étendu, au Barrémien supérieur-Bédoulien. On se reportera également à la figure 42 pour situer les localités citées dans le texte.

Elle affecte la forme d'une vaste flaque centrée principalement sur le Pays de Bourdeaux, le Nord de la Lance, le col de Valouse et la région de la Chaudébonne (cf. fig. 42 pour situation). Au-delà de la montagne de Couspeau, vers l'Est, le nombre et l'épaisseur des bancs diminuent très vite. Ils disparaissent à l'aplomb d'une ligne oblique passant par la Chaudière et la-Motte-Chalancon, ainsi que l'avait déjà figuré M. MOULLADE (1966). En direction du Sud-Est, la zone bioclastique se réduit essentiellement à une étroite bande orientée Ouest-Est et située dans la moitié nord du synclinal de Rosans jusqu'au col de Palluel approximativement. Vers l'Ouest, le Barrémien inférieur n'affleure malheureusement plus sur la majeure partie du Tricastin et sous le bassin tertiaire de Valréas, de sorte que le raccord avec la plateforme urgonienne ardéchoise n'est pas connu.

Le caractère essentiellement lenticulaire de la resédimentation bioclastique, la faiblesse des épaisseurs cumulées des bancs roux rendent illusoire la confection des cartes d'isopaques. On peut néanmoins discerner grossièrement deux axes d'apports principaux où se rencontrent les bancs les plus épais et les débris les plus grossiers :

- le premier, centré sur Crupies, où les épaisseurs cumulées dépassent quinze mètres pour le sous-étage,
- le second sur Valouse - Chaudébonne - Rosans (5 à 8 mètres).

Les plaquettes rousses, abondantes dans l'anticlinal de la Lance et notamment dans son extrémité sud-est (Venterol, Nyons), se raréfient vite en direction du Nord (Valouse).

Dans cette zone du bassin vocontien, la majeure partie du sable bioclastique est sûrement apportée d'Ouest en Est (→ N₆₀ à N₉₀).

On ne relève aucun sens antagoniste. Ceci suggère une zone d'élaboration peu profonde située dans la direction de la plateforme ardéchoise mais dont la position exacte n'est pas encore connue.

On relève cependant des directions de courant obliques par rapport à la direction moyenne, notamment dans le synclinal d'Arnayon ($\rightarrow N_{120}$ à N_{130}) et, tout à fait dans le Nord de la zone d'épandage, à Bezaudun ($N_{350} \longleftrightarrow N_{150}$). Elles pourraient correspondre à des apports nordiques (issus du Valentinois ?) mais comme elles sont d'autant plus fréquentes que l'on se rapproche du centre de la dépression vocontienne elles pourraient simplement traduire une tendance à l'inflexion des épandages en direction du Sud-Est, selon la pente de l'axe du bassin (Arnayon) ou correspondre à des déflexions locales accentuées (Bezaudun), engendrées par une topographie sous-marine suffisamment accidentée dans cette zone centrale.

La répartition des plaquettes rousses du Sud de l'anticlinal de la Lance s'effectue, quant à elle, du Sud vers le Nord et recoupe les directions majeures d'apport dans le secteur de Valouse-Vesc. Cela semblerait renforcer l'idée que ces plaquettes résultent d'un transport par des courants de fond, (il s'agirait donc de "contourites") qui auraient pris en écharpe la pente sur laquelle se délestaient les courants de turbidité.

Par son caractère relativement marneux, le Barrémien inférieur est également une période privilégiée en ce qui concerne les coulées de marnes bioclastiques mais leur extension géographique est beaucoup plus limitée que celle des turbidites. Cela n'a rien d'étonnant étant donné les processus de transport respectifs. Les observations faites dans le milieu marin actuel montrent en effet que les coulées de vase à galets fins se localisent surtout au pied des talus continentaux, ou dans la partie amont des cônes d'épandage en eau profonde. Dans le Barrémien inférieur vocontien, elles ne dépassent pas la montagne de Couspeau vers l'Est, sont fréquentes dans le Pays de Bourdeaux (Les Tonils, Crupies, Vesc) et surtout la partie nord de l'anticlinal de la Lance où elles sont en grande partie responsables du caractère très marneux du faciès. Il s'agit la plupart du temps de coulées de dimensions modestes dont l'épaisseur dépasse rarement un mètre, sauf à Venterol, dans la partie sommitale du sous-étage.

Elles résultent d'écoulements répétés de marnes "terreuses", à caractère hémipélagique prononcé, qui ont incorporé sur leur trajet le sable de turbidites bioclastiques antérieurement déposées.

Leur patrie d'origine est à rechercher dans la direction d'apport du sable bioclastique, sur le talus occidental qui borde la zone pélagique. La répartition des minéraux argileux dans le bassin apportera des arguments supplémentaires à ce sujet (voir p.).

Les glissements, quant à eux, sont peu fréquents sauf à l'extrême sommet du sous-étage où ils se manifestent dans des zones restées jusqu' alors à l'abri des apports bioclastiques (La Chaudière, La Charce,...). L'instabilité des fonds sous-marins atteint alors un paroxysme qui se traduit d'ailleurs, en secteur bioclastique, par un maximum d'apports ("barre à Orbitolines" de Crupies, coulée marno-bioclastique à bancs contournés de Venterol, etc.).

Il existe deux grandes zones d'accumulation :

- le Nord du Pays de Bourdeaux (les Andrinets, Bezaudun-Nord) et la région de la Chaudière, selon une bande orientée NE-SO.

- les extrémités occidentales des synclinaux de la Charce et de Rosans.

Ce sont des glissements pélagiques assez fortement désorganisés dans lesquels les mesures d'axes de plis sont plutôt incohérentes. Néanmoins dans le deuxième cas, il semblerait que les déplacements s'ordonnent perpendiculairement au prolongement de la faille de Nîmes, dans la région de Rosans. Cet accident aurait donc pu exister dès le Barrémien inférieur et être responsable d'un talus profond.

2.2. Barrémien supérieur calcaire :

La répartition des faciès au cours de l'intervalle BSc apparaît sur la figure 44. On se reportera en outre à la figure 42 pour situer les localités citées.

L'extension des faciès de plateforme au cours du temps dans le Vercors et le Devoluy est connue grâce aux récents travaux de H. ARNAUD (carte à 1/50 000 MENS). Par contre, il n'est pas du tout certain que la plateforme ardéchoise ait gagné sur le Tricastin dès cette époque, comme il l'est admis ici. La stratigraphie précise de ce secteur reste à faire.

Ces zones neu profondes sont entourées par une auréole plus ou moins vaste correspondant au faciès hémipélagique. Dans le prolongement vers le Nord-Est de l'hypothétique apophyse urgonienne du Tricastin, seul en fait le Bédoulien est visible à Espeluche mais la sédimentation devait déjà posséder le même caractère hémipélagique dans l'intervalle BSc, par analogie avec ce que l'on constate sur toute la bordure de la zone vocontienne.

Le domaine pélagique sert de réceptacle pour les sédiments remaniés. Quelques grandes zones de lacunes sédimentaires achèvent de broser ce portrait introductif de la sédimentation au cours de l'intervalle.

Détaillons.

+ La raréfaction des apports argileux dans le bassin à cette époque s'accompagne d'une décharge bioclastique très importante dans le domaine pélagique. C'est à ce moment que le dispositif d'étalement "en patte d'oie" de ces "calcaires à débris" apparaît de manière aussi caractéristique. Les aires d'épandage sont au nombre de quatre :

- celle du Pays de Bourdeaux (zone 1, fig. 44), la plus vaste et la plus caractéristique, qui atteint le Mont Angèle en direction du Sud-Est. Elle dessine un cône d'épandage parfait.

- la zone de l'Ouvèze (zone 2, fig. 44) qui en est peut-être un appendice latéral plus méridional, mais décalé vers le Nord par le jeu globalement sénestre de la faille de Nîmes et de son prolongement intra-vocontien.

- la zone du Diois oriental et du Bochaîne (zone 3, fig. 44), deux langues situées de part et d'autre de l'accident Nord-Sud de Bonneval.

- la flaque de Mouyons (zone 4, fig. 44) près Saint-Sauveur-en-Diois.

+ Les coulées boueuses (zones 5 et 6, fig. 44), elles, se localisent essentiellement dans la partie axiale de la cuvette, sans doute la plus profonde.

On traitera en même temps les turbidites bioclastiques qui sont associées à leur mise en place et qui ne se raccordent pas aux zones précédentes.

+ Enfin les glissements pélagiques (zone 7, fig. 44) caractérisent surtout le domaine centro-oriental du bassin vocontien (synclinal de Rosans, notamment). C'est une zone profonde assez instable, restée relativement à l'abri des apports périphériques, mais où la morphologie

sous-marine était à l'évidence relativement accidentée.

2.2.1. L'aire d'épandage bioclastique du Pays de Bourdeaux :

Dans le cadre de ce travail, elle a été particulièrement étudiée et l'on s'y arrêtera. Les autres zones bioclastiques n'ont fait l'objet que d'une étude assez sommaire, juste suffisante pour déterminer le sens des apports afin d'avoir une image plus complète de la cuvette vocontienne.

Tant que l'on reste au Nord d'une ligne orientée NE-SO, passant par Bezaudun et Dieulefit, l'épandage bioclastique est dirigé du Sud vers le Nord et marque seulement une tendance à s'infléchir vers l'Est (→ N₃₀ à N₈₀) quand on s'éloigne en direction de la montagne de Couspeau (cf. analyse in fig. 31). C'est la zone de la Rimandoule - Pont de Barret, caractérisée par des accumulations importantes (localement plus de 150 m. en épaisseurs cumulées). Les apports y étaient si fréquents que le faciès -hôte, le calcaire gris pélagique, continuellement remis en suspension par les courants de turbidité (lato sensu) et mélangé aux sédiments allochtones, ne constituent plus qu'une trame réduite au sein de la formation. Sa présence est cependant révélatrice du caractère remanié des sédiments bioclastiques.

C'est une zone où le caractère proximal de l'épandage est accusé, où les bancs granoclassés sont rares, notamment dans les gorges de la Rimandoule, au Sud. La majeure partie des corps bioclastiques résultent du délestage soit de courants de turbidité "immatures" surchargés, sans doute à peine turbulents, soit de coulée de sable très denses. Ainsi l'empilement rapides des langues de sable fluide, résultant d'une succession de loupes de glissement régressives (rétrogressive flow slides), expliquerait assez bien non seulement l'écoulement du sable sur des pentes assez faibles (5 à 10° ?) mais aussi, par essorage assez rapide des coulées, la genèse de certaines masses bioclastiques aux diastèmes mal accusés (certains "faisceaux cicatrisés").

Plus on s'éloigne de l'anticlinal de Pont-de-Barret, plus les granoclassements deviennent fréquents (dès Soyans) et moins les faisceaux bioclastiques sont massifs, mieux stratifiés. Le calcaire gris pélagique réapparaît de manière plus franche entre les masses de "calcaire à débris". Les séries acquièrent alors cette constitution alternante (calcaire roux, calcaire gris, calcaire roux, etc.) si caractéristique dans la coupe de Crupies.

Chaque corps bioclastique paraît avoir été accumulé rapidement car les directions de courant relevées pour chacun d'eaux (figures de semelle et orientation des grains) sont la plupart du temps cohérentes, alors qu'elles peuvent varier d'un faisceau à l'autre. C'est le cas notamment dans les parages de Crupies (fig.19).

L'entrecroisement des directions d'apports dans ce dernier secteur pourrait correspondre à un simple phénomène de divagation des langues bioclastiques, chose tout à fait normale sur un cône surbaissé. Cela peut aussi s'être réalisé à la faveur de particularités morphologiques dont il pratiquement impossible de retrouver la trace aujourd'hui. Il s'agit de toute façon d'une divagation limitée car l'angle d'écartement des directions extrêmes ne dépasse pas 90°. Les recherches océanographiques récentes ont d'autre part abondamment montré ce caractère divagant des chenaux sableux sur les cônes d'épandage actuels en eau profonde.

Bien qu'il n'existe aucune direction absolument incompatible avec des apports issus de l'Ouest, on aurait malgré tout pu penser à des arrivées plus nordiques, en ce qui concerne les directions les plus obliques (→ N₁₃₀ à N₁₅₀). On n'en retrouve cependant aucune trace en direction du Nord-Ouest (massif de Marsanne, région d'Aouste-Crest), ni surtout dans le Nord de la zone d'épandage, alors qu'ils auraient dû y prendre la pente en écharpe, voire même presque à contre-sens. Enfin, n'oublions pas que sous une même semelle de banc, les directions relevées peuvent varier de 40 degrés (figures d'impact notamment): cela tient à la nature tourbillonnaire du fluide.

En direction du Sud et du Sud-Est (La Lance, Valouse, Chaudebonne) l'épandage s'est définitivement orienté en moyenne vers le Sud-Sud-Est ou le Sud-Est, parallèlement à l'axe Couspeau-Mont Angèle. Il vient sans doute mourir à l'aplomb de l'actuelle rivière Aygues car on n'en retrouve plus trace au-delà, vers Rosans (exception faite des turbidites bioclastiques associées à la mise en place de coulées situées plus à l'Est.

Dans ce secteur, les corrélations sont faciles à faire de part et d'autre de l'accident de Condorcet car les faisceaux occupent une position bien précise dans la falaise de calcaire pélagique. On peut ainsi faire correspondre approximativement :

● la série de Valouse (un faisceau bioclastique épais en position basse) avec celle de Chaudebonne. Cette corrélation s'accorde avec des faciès du Barrémien inférieur.

→ la série de l'Estellon (plusieurs faisceaux bioclastiques) avec celle du col de Lescou (flanc chevauchant du mont Angèle) où l'on a en contact un Barrémien supérieur partiquement sans turbidites et une série renversée comportant plusieurs masses bioclastiques. La région de Chaudebonne est donc décalée par rapport au compartiment de Valouse - l'Estellon d'environ deux kilomètres vers le Nord, ce qui correspond bien à l'amplitude admise pour le chevauchement du mont Angèle (carte 1/50 000 Dieulefit).

Il reste une remarque à faire concernant les notions de proximalité et de distalité dans ces turbidites. Elle rejoint une question que l'on ne peut manquer de se poser et qui a trait à la remarquable séparation entre l'épandage bioclastique du Pays de Bourdeaux et les coulées boueuses axiales. Cette séparation est d'autant plus curieuse que j'ai cité plusieurs exemples (dans le Valanginien, l'Hauterivien, le Bédoulien sommital) où l'on a la preuve d'une continuité entre le Nord du Pays de Bourdeaux et le Nord de la région de St Nazaire le Désert, via la Chaudière.

Dans les secteurs les plus distaux de la zone d'épandage, les bancs ne montrent aucune prépondérance des divisions B et C de la séquence de BOUMA (cf. fig. 16). Les faisceaux de calcaires à débris dirigés vers l'Est se biseautent en quelques centaines de mètres sur le flanc occidental de la montagne de Couspeau ou, s'ils la franchissent localement, conservent de toute manière un caractère proximal très net, avec une dominance de la division A à l'intérieur des bancs. Les structures de traction restent absentes ou très peu développées au sommet des séquences élémentaires. Il est d'ailleurs frappant de constater que même à Crupies, localité pourtant située sur la frange externe de l'épandage, il existe encore des couches bioclastiques tout juste granoclassées dont l'épaisseur atteint dix mètres, autrement dit des atterrissements à peine évolués. Cela signifie-t-il que les courants restaient "immatures" par suite d'une dénivelée trop faible? Faut-il incriminer l'influence d'hypothétiques paléoreliefs qui auraient entravé l'évolution normale des processus de transport gravitaire (tels que: glissement d'une loupe de sable → coulée de sable fluide → accélération et incorporation d'eau — acquisition d'un comportement turbulent → délestage progressif par diminution lente de la pente) en les "gelant" précocement? La complexité et la rapidité des variations de faciès de part et d'autre de Couspeau, dans la région de Bouvières et surtout dans les parages de Gumiane indique que le fond du bassin pélagique était loin d'être d'une platitude et d'une tranquillité parfaites dans cette partie occidentale. Il est troublant aussi de constater que la "frontière" entre zones des coulées et des turbidites est

parallèle (1) à une direction de fracturation (NO-SE) qui a un rôle paléogéographique (orientation des talus hémipélagiques). Ou bien faut-il prendre au pied de la lettre le schéma de BOUMA ? Ce n'est jamais qu'une hypothèse dont le mérite (ou le défaut) est d'avoir calqué sur un évènement singulier (le délestare d'un courant de turbidité) une polarité qui est avant tout une polarité de faciès dans les bassins de flysch. Il n'a jamais été prouvé qu'un banc à caractère distal de par ses structure internes avait obligatoirement un homologue à caractère proximal dans la partie amont des épandages.

Quoi qu'il en soit, le cul-de-sac vocontien occidental n'apparaît pas comme étant une zone extrêmement profonde, en dépit du caractère gravitaire des apports bioclastiques. Cela sans doute en raison de ses dimensions modestes. Sinon, sans minimiser le rôle éventuel de la morphologie du fond, les courants auraient eu assez d'énergie (étant donné les masses de sable concernées par certains évènements) pour aller recouvrir un peu plus loin les coulées de la Chaudière.

Il se confirme ici, indirectement que les "turbidites" bioclastiques vocontiennes offraient sans doute plus d'analogie avec le "quick bed" expérimental (G.V. MIDDLETON, 1967), prompt à se déposer à la moindre rupture de pente, qu'avec les courants de turbidité relativement dilués, bien turbulents, qui sont capables eux de remonter de légères contre-pentes.

Quant à l'origine du sable bioclastique... voici la question épineuse !

En prolongeant les directions d'apport vers l'amont, celles-ci se recoupent en une zone étroite, la zone de divergence, située exactement sur la moitié occidentale du synclinal de Dieulefit, un peu au Sud-Sud-Est d'Espeluche, c'est-à-dire malheureusement dans une zone où le Barrémien n'affleure pas. De deux choses l'une :

- ou bien un haut-fond a réellement fonctionné dans cette zone et cela très précocement (dès la base du Barrémien inférieur). Dans ce cas, il faudrait expliquer comment un si petit chicot, dont on ne retrouve pas

(1) même si la tectonique ultérieure l'a un peu déformée.

la trace au niveau de la vallée du Rhône, a pu produire un tel volume de sable bioclastique pour alimenter les fonds pélagiques :

- ou bien il n'y a pas de haut-fond à cet endroit et l'origine ^{du sable} doit être recherchée plus loin vers la plateforme ardéchoise dont on sait, depuis peu (1) qu'elle a commencé à fonctionner au moins dans le sommet du Barrémien inférieur en certains points. Dans ce cas, il faudrait expliquer comment le sable bioclastique est arrivé jusqu'à la zone de divergence. Peut-être à la faveur d'un chenal étroit qui aurait entaillé les sédiments pélagiques ? Mais selon quels processus ? On ne sait. Le rôle morphostructural des accidents orientés NE-SO aurait pu être déterminant dans la canalisation des apports. Le rôle des vallées sous-marines de ce point de vue est bien connu et ne concerne pas seulement les sédiments terrigènes. On songe en particulier à la plateforme carbonatée du Yucatan dont l'extrémité occidentale surplombe une vallée sous-marine qui chenalise les apports bioclastiques dans les sédiments terrigènes du golfe du Mexique (D.K. DAVIES, 1972). Là, les déplacements se comptent par centaines de kilomètres mais le bassin est aussi plus profond.

Seuls des sondages pourraient peut-être répondre à la question.

On aurait tort de toute façon d'attacher trop d'importance aux distances à parcourir : le problème est encore plus délicat pour les turbidites bioclastiques berriasiennes et hauteriviennes de ce bassin vocontien.

2.2.2. - La zone de l'Ouvèze :

Il y a peu de choses à en dire. Je n'ai fait que reprendre ici les cartes de M. MOULLADE (1966), après avoir vérifié les directions d'apports. Il s'agit d'une étroite zone où les apports s'effectuent d'Ouest en Est. Ils surgissent brusquement, sur le côté Est d'un grand décrochement orienté NE-SO et tant que l'on n'aura pas résolu les problèmes de rétrotectonique de ce secteur, on ne pourra rien ajouter de sérieux quant à l'origine et au trajet suivi par les sédiments bioclastiques en question.

(1) recherches effectuées en Ardèche par l'équipe Crétacé du L.A. n° 11.

2.2.3. - La zone du Diois oriental et du Rochemaîne :

Je n'ai pas parlé des apports bioclastiques dans cette zone au Barrémien inférieur car ils sont peu importants et c'est surtout en ce qui concerne l'intervalle Bsc que j'avais besoin de connaître la bordure nord-orientale.

Les arrivées massives débutent dès la base de l'intervalle Bsc et cessent à quelques mètres sous la "Vire à Hétérocères" pour reprendre à la base du Bédoulien.

L'étude de plusieurs dizaines d'échantillons orientés géographiquement et prélevés en plusieurs endroits du synclinal de Lesches-en-Diois et sur le bord sud du synclinal de Glandage (Boulc), a mis en évidence le caractère systématique de l'orientation méridienne des bioclastes dans les bancs. Cela confirme et généralise les rares directions de courant relevées à leur semelle : l'épandage s'effectue du Nord vers le Sud et, une fois franchi l'accident de Bonneval, s'affirme une tendance à l'inflexion vers le Sud-Est qui est très nette dans le synclinal de St-Julien.

La plateforme du Devoluy n'est qu'à quelques kilomètres et pourrait constituer une source très plausible de sable calcaire. Il est encore trop tôt pour savoir si le faciès bioclastique massif pour la région de Boulc, faciès qui se raccorde au Devoluy (carte à 1/50 000 MENS) pourrait représenter les accumulations proximales du cône d'épandage. Il se situe en secteur hémipélagique alors que, vers Lesches-en-Diois, les sédiments autochtones sont nettement plus pélagiques. Parallèlement, les bancs sont mieux individualisés, plus minces et les granoclasses fréquents, sinon presque systématiques. Comme dans le Pays de Bourdeaux, il n'y pas de faciès "distaux" au sens où on l'entend habituellement. L'épandage paraît "immature".

Il est impossible d'exclure à priori des apports latéraux issus du Vercors. La déconnection des faciès grossiers n'est pas un argument valable.

La zone dite "de Bornes", qui sépare les deux plateformes carbonatées, apparaît, en raison de son faciès hémipélagique comme un sillon sans doute peu profond mais qui a été parfois extrêmement subsident (1).

(1) l'épaisseur du Barrémien inférieur y dépasse mille mètre
(A. ARNAUD-VANNEAU et H. ARNAUD, 1975).

Il débouche sur la cuvette vocontienne et canalise vers les Sud les avalanches bioclastiques.

2.2.4. - La flaque des Mouyons :

Tout à fait à l'extrémité nord-ouest de la zone des coulées de la Chaudière, à la ferme des Mouyons, sur le flanc nord de la Forêt de Saou, on rencontre quelques bancs bioclastiques granoclassés dont la teneur en glauconie les oppose à ceux du Pay de Bourdeaux qui en sont dépourvus. L'orientation des grains dans ces bancs ($N_{310-320} \longleftrightarrow N_{130-140}$) indique que le sable était apporté depuis le Nord-Ouest (Valentinois ?). Il empruntait le trajet des coulées de la Chaudière (voir plus loin). Il s'agit d'ailleurs d'une direction d'apport pérenne, là encore, même si la quantité de sable bioclastique apportée est faible : les directions relevées dans les plaquettes rousses hauteriviennes du secteur d'Aouste-Cobonne oscillent en effet autour de la valeur ($N_{310} \longleftrightarrow N_{130}$).

L'existence de la flaque des Mouyons prouve donc que le sable bioclastique pouvait traverser des zones hémipélagiques sans laisser de dépôts (se reporter au problème évoqué il y a un instant).

2.2.5. - Les coulées boueuses axiales :

Sur les cônes bioclastiques, il existe quelques petites coulées à faciès exotiques qui peuvent, sans certitude aucune, être contemporaines ou non des coulées de centre et, dans le premier cas, en être des diverticules latéraux ou bien contraire résulter d'apports confluents (cas de Bezaudun, par rapport à la deuxième coulée de la Chaudière ?). L'insuffisance des moyens de datation, la rapidité des changements de faciès, les érosions synsédimentaires l'absence de stries de glissement font qu'il vaut mieux laisser les choses en l'état où elles sont sur la carte de répartition (fig. 44).

J'ai figuré deux zones distinctes sur cette carte :

- la zone de la Chaudière au Nord-Ouest (zone 5),
- la zone de la Charce-Arnayon au Sud-Est (zone 6).

Les coupes-types pour chacune de ces zones ont été données plus tôt (resp. fig. 10 et 6). Au cours de l'intervalle BSc, on dénombre donc deux

grandes coulées dans chaque zone, sauf dans le Nord de la Commune de Petit-Paris (flanc oriental de Couspeau) ou une troisième, plus petite, plus locale aussi, apparaît sous les deux autres, à l'extrême base de l'intervalle.

On aurait pu penser que les coulées de cette zone axiale ne formaient qu'une seule langue continue et qu'elles étaient issues tout bonnement du Nord-Ouest. C'était retrouver au Barrémien, à peine décalé vers le Sud-Ouest, le grand alignement de brèches tithoniques et herriasiennes (LE HEGARAT, 1974). L'image du bassin de sédimentation était donc fort simple : une gouttière orientée NO-SE, dont l'extrémité émettait périodiquement des coulées de grandes dimensions, tandis que, depuis les plateformes carbonatées installées sur les bordures du sillon, s'écroulaient périodiquement les surplus de sable bioclastique.

En fait rien n'est moins sûr. On verra que les coulées de la Chaudière sont bien issues du Nord-Ouest mais d'une zone à caractère hémipélagique, ce qui n'explique donc pas que l'on y rencontre des blocs de faciès à Rudistes dans la partie amont. S'agit-il d'apports confluents issue par exemple du Tricastin et mis en mouvement par la même cause que la coulée principale ? ou bien faut-il rechercher plus loin encore vers le Nord-est les faciès de plateforme en question. C'est le même problème qui se pose dans la zone sud-est, à Arnayon où l'unique grosse coulée de la coupe contient une forte proportion de blocs à faciès de faible profondeur alors que ceux-ci sont en moyenne peu importants ailleurs dans les deux coulées de cette zone (la turbidite associée mise à part). Sont-ils issus du Tricastin ou du Vercors ?

Mais il y a des arguments plus solides :

- Dans la descente du col de la Fromagère vers Rosans, on observe un copeau d'entraînement à la semelle de la première coulée, ici unique (fig.6). D'après les axes de plis et la morphologie de la cicatrice, le déplacement serait dirigé vers le Sud-Ouest. Cette coulée constituerait donc bel et bien un apport latéral et non longitudinal.

- On connaît des zones de lacunes dans cette direction vers le Nord-Est. Dans le synclinal de Saint-Dizier-en-Diois, le Barrémien supérieur manque et peut-être aussi une bonne partie du Barrémien inférieur. Cette lacune est recouverte par une coulée à gros blocs d'âge bédoulien. A Valdrôme, on récolte des Hémipolites dès la base de la falaise, indice d'une lacune de la base de l'intervalle BSc. La zone hachurée de ce secteur sur la

carte de répartition correspond donc à une zone de départ ou de transit de sédiments glissés et ces lacunes pourraient fort bien correspondre aux coulées de la Charce. La zone bioclastique du Diois oriental aurait fourni le sable des turbidites associées. On ne peut cependant rien affirmer. La découverte de stries à la semelle de ces coulées serait l'argument irréfragable mais les conditions d'affleurement ne sont guère propices.

L'orientation de la zone d'affleurement n'est pas non plus un argument : les coulées ont pu se bloquer contre un relief sous-marin orienté NO-SE.

L'origine des coulées de la Chaudière est par contre mieux connue :

- stries/orientées $N_{350} \longleftrightarrow N_{150}$ à Rochefourchat, sur le flanc très redressé d'un petit synclinal adossé contre l'accident de Saillans.

- axes de plis orientés Ouest-Est, dans la semelle d'entraînement située à la base de l'une d'elle, à proximité de la Chaudière. Ils indiquent un déplacement en principe Nord-Sud mais qui n'est pas incompatible avec l'argument précédent (voir p. 91).

Il faut donc logiquement rechercher en direction du Nord-Nord-Ouest les lacunes qui correspondent aux loupes de glissement respectives. Et cela sur la bordure des talus hémipélagiques car les matériaux glissés sont de ce type.

Or on connaît effectivement des lacunes à peu de distance dans cette direction et sur des étendues plus grandes qu'on ne l'admettait, surfaces d'ailleurs tout à fait compatibles avec les volumes estimés des coulées situées en contrebas et les épaisseurs des séries qui auraient dû exister dans cette zone de lacunes si la sédimentation n'avait pas été perturbée par ces glissements de terrain.

Cela demande une justification plus détaillée.

- Du hameau des Chapeaux jusqu'au Sud d'Aouste, on savait déjà que le Bédoulien manque, que le Barrémien supérieur (d'épaisseur très réduite) repose sur un Barrémien inférieur également peu épais et que les "marnes bleues" reposent même localement sur des terrains d'âge ^{barrémien} inférieur (B. PORTHAULT, DES, 1962 ; J. FLANDRIN, in carte à 1/50 000 DIE). J'ai déjà attiré l'attention (p.37-39, fig.15) sur les stries de glissement ornant

le "hard-ground" ferruginisé qui termine la série barrémienne dans ce secteur, en les attribuant au passage de la troisième coulée (bédoulienne) de la Chaudière. En fait, il n'y a pas qu'une lacune mais au moins deux et qui sont localement télescopées :

- aux Chapeaux, B. PORTHAULT avait signalé la découverte d'Hemihoplites sp. dans la base du petit ressaut d'âge barrémien supérieur, découverte confirmée par l'existence du Globorotalites aptiensis dans les interbancs. Etant donné la position que les Hemihoplites occupent dans l'intervalle BSc de la série virtuelle et comme G. aptiensis apparaît également assez tard dans cet intervalle, il est évident qu'il manque une certaine épaisseur de série entre ces bancs calcaires et les marnes du Barrémien inférieur, donc qu'il existe une seconde lacune à quelques mètres sous le "hard-ground". Il paraît même évident que la réduction d'épaisseur du Barrémien inférieur de cette coupe lui soit imputable. En effet, lorsque l'on vient de la Chaudière vers les Auberts et les Mouyons, on s'aperçoit que la coulée n° 1 finit par reposer directement sur le Barrémien inférieur, avant de se biseauter (fig. 36). Il est logique que le phénomène d'érosion s'accroisse encore vers l'Ouest. Remarquons en outre qu'à la Chaudière la deuxième coulée s'était mise en place avant le niveau à Hemihoplites. Tout concorde donc : aux Chapeaux, la première lacune correspond au passage des deux premières coulées.

- au Sud d'Aouste, j'ai récolté, dans les derniers bancs situés sous le "hard-ground", des Ammonites de la base du Barrémien inférieur, et paradoxalement, à quelques centaines de mètres de là, dans le dernier banc, Hemihoplites heberti, Costidiscus recticostatus qui indiquent des niveaux élevés du Barrémien supérieur. Or il n'existe plus ici aucune falaise calcaire entre ces deux cisements proches. Par conséquent, il y a bien, là comme aux Chapeaux, au moins deux lacunes presque complètement emboîtées. On peut à coup sûr prévoir qu'il existera bien des endroits où la seconde surface de discontinuité ravinera la première et atteindra l'Hauterivien...

Au Nord de la Drôme, toujours dans ce même secteur, les Diplômes d'Etudes Supérieures qui ont servi à l'établissement de la carte géologique à 1/50 000 DIE avaient soi-disant mis en évidence une importante variation d'épaisseur du Barrémien inférieur de part et d'autre de la rivière : de 15 à 20 mètres au Sud, la puissance du sous-étage passait à près de 200 mètres à quelques kilomètres au Nord. Et pour cause : les

Ammonites récoltées par S. RUEFF (D.E.S., 1960) dans la mince formation calcaire qui couronne le "Barrémien inférieur", loin d'être une nouvelle espèce d'Hemihoplites, sont en fait des Pseudothurmannia du groupe picteti (SARKAR) ! Le "Barrémien supérieur" où a été récolté cette faune est donc en réalité de l'Hauterivien tout à fait supérieur, peut-être du Barrémien basal et le "Barrémien inférieur épais", de l'Hauterivien "moyen" (j'y ai d'ailleurs récolté Subsavnella gr. sayni sur le flanc occidental du synclinal des Reyniers). Il est surmonté localement par quelques chicots glissés d'âge bédoulien. Notons bien que rien n'empêche cependant de trouver par place, un ou deux bancs d'âge barrémien supérieur, intercalés entre l'Hauterivien (le vrai) et les bancs glissés bédouliens (cf. ante) : la stratigraphie devient un exercice amusant dans ce secteur !

Cette zone de lacunes se poursuit vers le Nord-Est mais les ablations y sont moins importantes : à Vaugelas, le Bédoulien manque probablement, mais, en-dessous, on trouve une série barrémienne à peu près normalement constituée, quoiqu'ayant déjà acquis un faciès de type hémipélagique.

Dans la direction opposée, il est possible que la série peu épaisse, découverte en sondage du côté sud-est de la faille de Marsanne (J. MAILLARD, 1963) prolonge encore cette zone de lacunes vers le Tricastin.

Tout s'explique donc facilement : les fameuses variations de faciès et d'épaisseur de ce secteur sont plutôt un faux problème. Il n'y a que des lacunes multiples superposées, confondues ou même emboîtées, qui ont amputé partiellement la série barrémo-bédoulienne. D'autre part, la sédimentation dans cette zone à mon avis normale, continue et même peut-être plutôt épaisse, tout comme est épais l'Hauterivien à qui sont revenus les terrains qui lui appartiennent. Quoi de plus logique, en effet, que de voir ici la patrie d'origine des coulées de la Chaudière ? Les stries de glissement existent, les volumes nécessaires de sédiments peuvent y être trouvés (étant donné la surface concernée) si l'on y admet une sédimentation continue.

Cette hypothèse ne doit toutefois pas faire oublier que vers Vaunaveys, Cobonne, au Nord d'Aouste, un faciès glauconieux, condensé, riche en Ammonites du Barrémien inférieur (Torcapella, Pulchellia), existe localement, que G. SAYN avait autrefois signalé. Par conséquent, on ne peut exclure tout à fait l'éventualité de réels ralentissements de sédimentation, notamment aux confins les plus reculés de cette gouttière vocontienne, là où la morsure des loupes de glissement se faisait moins profonde.

Il est donc fort possible que deux formes de lacunes sédimentaires (arrêts de sédimentation et lacunes mécaniques) aillent à la rencontre l'une de l'autre et interfèrent dans cette région d'Aouste-Vaugelas. Dans ce cas, les lacunes par omission marqueraient le bord du talus.

2.2.6. - Les glissements pélagiques :

Il suffira de faire remarquer l'extraordinaire cohérence des directions d'axes de plis qu'ils présentent dans la région de Lempdes, Verclause, Rosans : les déplacements s'effectuaient perpendiculairement à une direction qui est exactement le prolongement de la faille de Nîmes. S'il subsistait un doute quant au rôle précoce joué par cet accident au Barrémien inférieur, ce doute ne semble plus permis après l'étude des glissements de l'intervalle BSc.

On considère habituellement (J. DEBELMAS, 1970) que la faille de Nîmes se bloque contre l'accident méridien de la Motte-Chalancon. En fait, elle se prolonge au moins jusqu'à la Pierre par une série de petits accidents en relais (fig.42). Il paraît d'ailleurs évident que la torsion des grands chevauchements orientés N_{120} , soit imputable à son jeu sénestre.

La fréquence des glissements dans le domaine contro-oriental du bassin vocontien est donc étroitement liée à l'activité précoce de certaines des grandes fractures majeures qui l'affectent. Le rôle paléogéographique de la faille d'Eygallayes au cours du Cénomanién était connu (J. FLANDRIN, in carte à 1/50 000 SEDERON, B. PORTHAULT, 1974). L'importance de cette famille d'accidents orientée NE-SO s'affirme donc. Ils segmentaient sans aucun doute le fond oriental du bassin par une succession de croupes ou de talus plus ou moins accusés mais suffisants pour provoquer des glissements locaux dans la couverture sédimentaire. Cela probablement en réponse à l'activité sismique même de ces fractures.

Il est d'ailleurs intéressant de constater que la raréfaction des glissements pélagiques dans la partie occidentale de la cuvette va de pair avec une atténuation de la trace de ces fractures. Ce n'est qu'en arrivant au faisceau de failles de Marsanne et de Soyans que l'activité reprend : ce sont les coulées boueuses de la Chaudière. Mais là, étant donné que l'on se trouve dans un secteur où la dénivelée était importante (bordure de la zone pélagique) la désorganisation des loupes de glissement était

plus forte car les déplacements plus longs.

De ce point de vue, il est fort possible que les coulées de la Charce résultent de l'activité sismique du faisceau de failles de la haute vallée de la Drôme (conjuguées des précédentes ?) dont on connaît déjà le rôle paléogéographique (talus hémipélagique nord-oriental). C'est encore un argument pour mettre en doute l'origine unique des coulées axiales.

2.3. - Bédoulien calcaire (intervalle Bdc) :

Par rapport au Barrémien supérieur, on constatera surtout (fig.45) que les différences sont mineures, signe d'une pérennité paléostructurale sur laquelle j'ai insisté à plusieurs reprises.

En ce qui concerne les sédiments autochtones, l'apophyse urgonienne du Tricastin existe sans aucun doute à cette époque ; le faciès urgonien est à son maximum d'extension sur la plateforme ardéchoise, tout comme dans le Vercors où il atteint le Nord-Ouest de la feuille DIE (1/50 000) et s'avance à l'Est sur la zone "de Bornes" (carte à 1/50 000 MENS). Il n'existe cependant aucun "pont" entre l'Urgonien du Vercors et celui de l'Ardèche, via le massif de Marsanne où les calcaires conservent le caractère hémipélagique (calcsiltites beiges ou grises).

Exceptée la légère avancée du faciès hémipélagique sur la Lance, la limite du domaine pélagique ne varie guère.

D'une manière générale, les apports bioclastique débutent assez tôt, parfois dès la base de l'intervalle. Ils cessent avant son sommet, alors que les coulées boueuses se manifestent tout à fait à la fin du Bédoulien. Les glissements s'observent tout au long de l'intervalle mais sont plus importants et plus fréquents au sommet (postérieurs au dépôts du dernier banc calcaire, comme pour les coulées).

2.3.1. - L'épandage bioclastique.

La divergence des apports sur le cône du Pays de Bourdeaux s'est accentuée par rapport au Barrémien supérieur puisque seuls le Nord et le Sud sont alimentés. La localité de Crupies correspond alors à un secteur calme.

Le phénomène le plus intéressant est sans doute la chenalisation très nette des apports dans le secteur sud, notamment à la Lance. Plus le faciès est hémipélagique, autrement dit plus on se dirige vers les sources, plus le chenal bioclastique est étroit et son remplissage massif. Le rocher des Aures, dans le Nord de l'anticlinal en est un bel exemple: compte-tenu du sens des apports (→ N₁₂₀ environ), le chenal correspondant mesure un peu plus de 500 mètres de large tandis que l'épaisseur du remplissage dépasse 50 mètres.

L'avancée du faciès hémipélagique sur la Lance permet donc d'observer de façon providentielle le dispositif morphologique par lequel le sable bioclastique franchit la distance qui sépare la zone d'élaboration de la zone d'épandage. Un dispositif qui évoque tout à fait les systèmes de "gullies" ou de rigoles qui entaillent la pente sous-marine des grands deltas et qui canalisent les coulées de vase ou de sable.

Nous pouvons donc maintenant apporter un élément de réponse à la question posée précédemment à propos des apports bioclastiques de l'intervalle BSc: il n'est pas nécessaire de placer un haut-fond sur la bordure du domaine pélagique pour disposer d'une source de sable, des chenaux étroits peuvent l'apporter de zones bien plus éloignées.

L'aire d'épandage du Diois reste identique à elle-même. Les études d'orientation des grains démontrent sans ambiguïté que l'épandage s'effectue toujours du Nord vers le Sud ou le Sud-Est.

La zone de l'Ouvève est, par contre, nettement plus développée. C'est à la base de la formation bioclastique, un peu avant Saint-Auban, que l'on peut observer le plus bel enchevêtrement de flute-casts de grande taille qui soit (fig. 23). On n'en observe pas de si beaux dans les formations de flysch !

La faille d'Egalayes semble bloquer les apports vers l'Est et provoquer un étalement "en patte d'oie" dans le compartiment qu'elle isole. Les compartiments engendrés par le jeu précocé de cette famille d'accidents NE-SO fonctionnent comme de véritables pièges à turbidites.

Le trajet suivi par le sable bioclastique avant d'arriver dans ce secteur reste toujours inconnu.

2.3.2. - Les coulées axiales :

Jamais les zones de la Chaudière et de la Charce-Arnayon n'ont été

aussi étrangères l'une de l'autre, ce qui justifie à postériori le bien fondé des remarques faites à propos de la pluralité des coulées axiales de l'intervalle BSc.

La coulée n° 3 de la Chaudière est issue du Nord-Ouest, d'après les stries observées au Chapeaux sur le pseudo-"hard-ground" (N₃₁₀ à 330 ← → N₁₃₀ à 150) et les axes des plis d'entraînement situés à sa semelle dans la coupe de la Chaudière (déplacement Nord-Sud). Ces stries observées aux Chapeaux ne peuvent d'autre part correspondre à la coulée n° 4 ("fini-bédoulienne").

Quelques coulées décamétriques et bancs glissés reposant sur l'Haute-rivien supérieur ou la base du Barrémien inférieur, au Nord de la Drôme (Mirabel-et-Blacons, Cobonne, cf. discussion précédente), sont vraisemblablement des témoins du passage de la coulée n° 3 abandonnée çà et là en cours de route. La distance parcourue par les mégablocs charriés dépasse donc vingt kilomètres.

La nature du matériel de la coulée est essentiellement hémipélagique et pélagique, mis à part quelques blocs (voir microfaciès grossiers in fig. 35) dont l'origine est plus lointaine ou qui ont pu être prélevés par érosion dans la coulée sous-jacente (coulée n° 2), en des secteurs où la coulée n° 3 a pu raviner les quelques bancs qui la séparent de l'autre.

A propos de l'orientation de la flaque bioclastique qui couronne localement cette coulée n° 3 au Ribal près Pradelle, à son extrémité Sud-Est, sa direction de propagation pourrait faire songer à un épandage confluent. Mais j'ai déjà signalé (p. 89) le rôle vraisemblable de courants de fond qui auraient remodelé la partie supérieure de la vraie turbidite associée, issue, elle, du Nord-Ouest (orientation des grains dans la base de remplissage, sous le diastème médian).

A la Charce-Arnayon, la couche perturbée qui termine le Bédoulien calcaire (et qui le remplace souvent en totalité) offre plus d'analogie avec un glissement assez désorganisé qu'avec une coulée au sens strict (caractérisée par l'existence d'une matrice) et s'oppose donc à son homologue de la Chaudière.

Les matériaux glissés sont tantôt uniquement à faciès pélagique (flanc nord du synclinal d'Arnayon), tantôt mélangés avec des blocs à

faciès hémipélagique, rarement bioclastique. La teneur en éléments à caractère hémipélagique augmente en direction du Nord-Est : la "coulée", qui atteint cette fois les synclinaux de Saint-Dizier-en-Diois et de Valdrôme se présente, dans cette dernière localité, sous la forme de lentilles décamétriques ou plus de calcaire hémipélagique beige à silex, embouties les unes dans les autres, littéralement froissées, et qui ont glissé sur une semelle de calcaire pélagique complètement laminée. D'Arnayon à Valdrôme, il existe donc une nette polarité dans le faciès. La solution la plus simple consiste à imaginer le glissement d'une plaque de sédiment de quinze mètres d'épaisseur au grand maximum, d'une dizaine de kilomètres de large dans le sens de la pente, et qui se situerait à cheval sur les zones hémipélagique et pélagique. D'après la polarité des faciès, la patrie d'origine pourrait être la bordure sud du synclinal de Glandage (faciès à silex). L'avant de cette loupe aurait reboté la couverture du cône bioclastique situé en contrebas. Le mélange des faciès se retrouverait aujourd'hui dans le Nord du synclinal de Rosans et celui de la Charce. La couverture du synclinal d'Arnayon (pélagique) aurait glissé en contre-coup.

2.3.3. - Les glissements pélagiques :

Dans la partie occidentale du bassin, ils sont plus fréquents qu'au Barrémien supérieur mais restent des accidents locaux, mal corrélables entre eux. En raison de la minceur de la couche déformée (cf. fig. 39) à chaque glissement, la déformation est accentuée, la désorganisation rapide et les directions de déplacement impossible à mettre en évidence de façon sûre.

Les glissements subsistent dans le synclinal de Rosans, mais je n'ai pas retrouvé, à ce niveau stratigraphique, la cohérence des directions observées dans le Barrémien supérieur. La répartition de ces glissements est cependant assez évocatrice à elle seule et pourrait correspondre à l'existence d'un talus orienté NE-SO.

2.4. - Bédoulien marneux :

J'ai déjà exposé (1er chapitre) les problèmes stratigraphiques qui se posent à ce niveau et il faudra des études plus précises et surtout plus systématiques avant de se faire une conception claire de l'intervalle Bdm à l'échelle du bassin et de ses bordures.

On sait seulement que des marnes bédouliennes autochtones, épaisses de quelques mètres, existent en certains points privilégiés (Bezaudun, Tesches-en-Diois). Ailleurs, ou bien cet intervalle manque, ou bien il est remplacé par des couches marneuses remaniées dont on n'est pas absolument sûr que la mise en place se soit faite réellement au Bédoulien.

Dans la plupart des stations de prélèvements du domaine centro-oriental, franchement pélagique, Schachoïna cabri apparaît pratiquement à la base des "marnes bleues". Y a-t-il dans ce cas arrêt de sédimentation, malgré la profondeur du milieu, ou faut-il, en raison de l'existence de talus localisés, rechercher dans les glissements, très fréquents à ce niveau stratigraphique, la cause des lacunes observées (légères stries sur le dernier banc bédoulien dans le synclinal de Saint-Auban) ?

Dans la partie occidentale du bassin, quoi qu'il en soit, on est au moins sûr d'une chose : la répartition de la coulée marneuse "fini-bédoulienne" (coulée n° 4 dans la coupe de la Chaudière).

La surface couverte est considérable (fig.46) et correspond à peu près à l'aire d'épandage bioclastique de l'intervalle de BSc, augmentée d'une apophyse en direction de la Chaudière mais emputé du secteur de la Lance où les marnes sont gargasiennes dès leur base, au moins dans la partie sud de l'anticlinal (S. cabri à Nyons, microfaunes d'affinités gargasiennes à Venterol). En outre, on ne constate aucun dépôt sur une étroite zone située au Sud de Bouvières où le Bédoulien calcaire montre également, peu avant son sommet, une surface striée sans dépôt ("hard-ground" de l'Estellon, fig.15). Cette coulée se biseaute très vite en direction de la Montagne de Couspeau qu'elle ne franchit pas. Elle est assez développée encore à Valouse et Arnayon où elle transporte de très gros blocs. On retrouve enfin un témoin méridional de cet événement au Sud de Nyons, dans le ravin du Rieu Sec.

Il s'agit donc d'un événement important correspondant au foirage presque général de la couverture sédimentaire sur les marges du bassin, peu après le changement de sédimentation correspondant à la base des "marnes bleues" (volume estimé : 5 à 6 Km³ au minimum, équivalant, par exemple, au glissement d'une plaque de sédiments de 20 X 5 Km sur 50 m. d'épaisseur). Les marnes coulées possèdent un certain cachet hémipélagique en ce sens que la microfaune y est en moyenne ^{moins} riche en Foraminifères planctoniques que dans les marnes pélagiques immédiatement sus-jacentes. La quantité de sédiment glissé (en principe d'âge essentiellement sinon totalement bédoulien) ne peut d'ailleurs s'expliquer que par la localisation de la loupe de glissement sur la bordure du domaine hémipélagique,

là où précisément les épaisseurs sont toujours fortes (cf. "Vire à Hétérocères" épaisse de 80 mètres dans le Nord de la Lance) c'est-à-dire là où il aurait été possible de trouver un bédoulien marneux épais.

Mais l'origine exacte de cette coulée n'est pas connue avec certitude. En outre, est-elle unique ou résulte-t-elle de la coalescence de plusieurs langues, notamment dans le Nord?

Les directions de courant relevées dans un petit niveau de plaquettes rousses qui précèdent la mise en place de cette coulée semblaient indiquer qu'une communication était possible entre le Nord du Pays de Bourdeaux et le secteur de la Chaudière, par-dessus l'extrémité de l'actuel anticlinal de Couspeau. Il était donc logique d'admettre que la coulée n°4, dans le Nord du pays, était originaire de la marge du Tricastin (région d'Espeluche et Nord de l'anticlinal de la Lance ?), d'autant plus que la répartition des épaisseurs ne s'y oppose pas (fig.46).

En fait, les directions des axes des plis flottant dans la matrice ne cadrent pas bien avec cette hypothèse (fig. 46). Si l'on admet tout d'abord que le déplacement s'effectuait perpendiculairement à la direction moyenne de ces axes, on arrive à une absurdité. Compte-tenu de la pérennité paléostratigraphique du bassin, il vaut mieux admettre au contraire :

- que la coulée n'est pas unique dans cette zone, le secteur de la Chaudière étant alimenté par le Nord ou le Nord-Ouest et le Pays de Bourdeaux par le Sud-Ouest.

-(corollaire) que les plis observés dans les coulées ne sont pas orientés perpendiculairement au déplacement, comme l'on pourrait logiquement s'y attendre, mais parallèlement au déplacement, comme des corps morts (J.F. LINDSAY, 1968). Ce qui n'a rien d'aberrant étant donné qu'il s'agit réellement de masses éfilochées, sans racines, flottant dans la matrice maneuse.

Cet exemple justifie assez bien la grande prudence qui doit présider aux interprétations directionnelles dans les glissements et les coulées (cf. J. LAJOIE, 1972).

En direction des sources, il n'a pas toujours été possible d'échantillonner la base des "marnes bleues" avec la précision souhaitée, de sorte que l'on sait seulement que, dans le Nord de la Lance, les marnes gargasiennes (sans plus de précision, le niveau à S. cabri n'ayant pas

été retrouvé) reposent sur les calcaires bédouliens. D'autre part, en direction du Vercors, la microfaune planctonique s'appauvrit au point de rendre impossibles les attributions stratigraphiques, même en exploitant intensivement les échantillons. Néanmoins, il semblerait que, de la ferme Renage (REN, fig.45) aux Chapeaux (CHP), il existe à la base des "marnes bleues" une lacune qui monte assez haut dans le Gargasien (au-dessus de la zone à Cabri). Il y aurait donc là possibilité non seulement d'expliquer le lobe de la coulée n° 4 de la Chaudière (dont l'âge n'est pas postérieur à la zone à Cabri) mais aussi les coulées ou glissements de marnes qui affectent le Gargasien de cette coupe. Vers Beaufort-sur-Gervanne (BFG) et la ferme des Michauds (MIL), on ne plus rien dire en l'absence de microfaune caractéristique (sur quatre lavages). La lacune se cicatriserait vers Aouste (AOU) : présence d'Hedbergella sp. aff. planispira du Bédoulien dans la couche marneuse (d'ailleurs glissée) qui surmonte le "hard-ground".

En conclusion, il est clair que la répartition des sédiments glissés à la base des "marnes bleues" respecte les schémas antérieurs. La sédimentation, la morphologie du fond reste.

III - ETUDE DE LA FRACTION TERRIGÈNE DES SÉDIMENTS :

Cette étude porte :

- d'une part, sur la répartition géographique des argiles des interbanes marneux "indigènes" (ou considérés comme tels, en première approximation, par opposition aux couches visiblement remaniées),
- d'autre part, sur la répartition de la fraction sableuse ($> 50\mu$) dans les diverses catégories de sédiments, remaniés ou non.

Nous verrons que les résultats obtenus permettent de se faire une idée plus précise du dispositif morphologique par lequel le sable bioclastique est apporté dans le bassin.

3.1. - Répartition des minéraux argileux au Barrémien inférieur :

Je ne reviendrai pas sur la séquence argileuse verticale (cf. premier chapitre). J'avais par contre signalé, à propos du Barrémien inférieur, une variation spatiale très nette que l'on va analyser plus en détail.

Le Barrémien inférieur est un intervalle privilégié pour une telle étude, en raison de la nature lithologique des terrains "indigènes". Dans les intervalles BSc et Bdc, par contre, les interbanes n'existent pas partout, ni ne sont régulièrement répartis sur la verticale et je n'ai pas effectué de mesures systématiques sur les bancs calcaires car les précautions à prendre, lors des opérations de décarbonatation auraient allongé démesurément les études^{de} laboratoire. L'intervalle Bdm, lui, est trop perturbé ou bien alors il manque. Par contre, les résultats mis en évidence dans le Barrémien inférieur semble se retrouver au niveau de la "Vire à Hétérocères" (BSm); le même schéma de répartition vaudrait donc pour chaque décharge de sédiments terrigènes fins, argument supplémentaire en faveur de la pérennité paléostratigraphique de la cuvette.

Voyons ce schéma (fig.47).

Plus on se rapproche de l'anticlinal de la Lance, plus la teneur en montmorillonite des argiles des interbanes diminue au point de ne subsister que dans un petit stock d'interstratifiés illite-montmorillonite. Corrélativement, illite et kaolinite augmentent.

Réciproquement, plus on s'en éloigne plus la proportion de montmorillonite croît et moins la kaolinite et l'illite sont importantes.

Il ne s'agit pourtant pas d'un simple antagonisme entre le couple illite-kaolinite et la montmorillonite : plus on s'éloigne de la Lance, plus le rapport : hauteur du pic (001) de la kaolinite/ hauteur du pic (001) de l'illite diminue. S'il y a antagonisme, il existe donc entre deux associations argileuses : l'une à illite et kaolinite, l'autre à montmorillonite et illite (accessoire devant la montmorillonite).

Lorsque l'on cartographie cette évolution spatiale (fig.47), il devient clair que l'anticlinal de la Lance est situé au débouché, dans dans le bassin, d'une association argileuse à illite et kaolinite qui se mélange peu à peu à l'association fondamentale à montmorillonite-(illite) caractérisant, elle, le reste du bassin.

Cette répartition des argiles à partir de la Lance se superpose à une évolution du faciès : très marneux et pratiquement sans bancs de calcaires pélagiques à la Lance, il évolue très vite vers une alternance de calcaires et de marnes dès que l'on s'en éloigne.

On constatera, en outre, la remarquable analogie de forme entre cette auréole et le cône ultérieur d'épandage bioclastique du Pays de Bourdeaux : elle s'infléchit selon l'axe de la dépression au lieu de mordre davantage vers le Nord-Est, selon un système d'arcs concentriques correspondant à des concentrations décroissantes en kaolinite, comme on aurait pu s'y attendre. C'est à l'évidence, la preuve que les argiles n'arrivent pas de n'importe quelle manière dans le bassin profond et que leur trajet est influencé par la morphologie du fond.

Par conséquent, les éléments terrigènes apportés dans le bassin ne se répandent pas dans toute la masse d'eau, avant de subir une lente décantation (la "pluie" de sédiment...). C'est ce mode de sédimentation qui aurait abouti, au contraire, à la genèse d'un système d'auréoles concentriques de forme régulière au débouché de la Lance.

Par contre, la découverte des couches néphéloïdes profondes dans le milieu marin actuel (cf. introduction bibliographique du 2° chapitre) permet de comprendre comment, dans ce bassin vocontien, des nappes de flocculats extrêmement diluées, dont le mouvement pourrait n'être dû bien souvent qu'à la circulation générale des eaux (différences de densité engendrées par des différences de température), auraient pu se comporter un peu comme des courants de turbidité et être par conséquent sensibles à la morphologie du fond, au cours de leur très lente descente vers les profondeurs. Il suffirait donc de reliefs sous-marins quelque peu affirmés pour bloquer la propagation des argiles dans une direction donnée ou d'une dépression latérale pour infléchir leur répartition en attirant les courants denses. De ce point de vue, l'exemple du Barrémien inférieur vocontien semble assez démonstratif.

Il s'accorde d'ailleurs parfaitement avec les recherches analogues effectuées dans le milieu marin actuel. A. MONACO (1975) a ainsi mis en évidence, au débouché sur la plaine abyssale des vallées sous-marines de la côte méditerranéenne, de véritables "noyaux à montmorillonite" représentant les apports de rivières côtières, s'enchassant dans l'association fondamentale rhodanienne ubiquiste (H. CHAMLEY, 1974) à illite et chlorite.

3.2. - Répartition de la fraction sableuse dans les diverses catégories de sédiments :

Le résidu sableux (fraction supérieure à 50 μ) des marnes des inter-

bancs "indigènes" est négligeable (0,05 à 0,2 %) et constitué de très petits grains de quartz non usés dans les assises barrémiennes et bédouliennes de Crupies.

Dans le Barrémien inférieur marneux de la Lance, il devient difficile de savoir ce que l'on peut qualifier d'indigène et d'allochtone dans les sédiments fins, néanmoins les teneurs minimales des marnes en grains de quartz ont de toute façon tendance à augmenter par rapport à celles de Crupies. Cela indique, à n'en pas douter, qu'une certaine quantité de sable tend à gagner le fond du bassin par le même chemin que les argiles. Cela paraît logique. Mais les résidus sableux restent faibles.

On relève par contre, aussi bien d'ailleurs à la Lance que plus au large (Crupies), des teneurs en grains de quartz anormalement élevées dans les sédiments remaniés (0,5 à 4%).

C'est le cas dans la plupart des coulées de marnes bioclastiques grises du Pays de Bourdeaux ainsi que dans certaines turbidites (plus rares) du même secteur.

Il est intéressant de constater que, si dans les coulées marno-graveleuses le sable est régulièrement réparti dans toute la masse, il n'en est pas de même dans les turbidites où sa localisation dans les superstructures de traction de la séquence ne peut s'expliquer que par une érosion du substratum hémipélagique. Il est probable qu'^(cours)au ^{de} sa descente, le courant de turbidité décapait la frange superficielle de la couche de vase lorsqu'il quittait par hasard les chenaux habituels (ce qui explique que seul un petit nombre de bancs contienne des proportions de quartz anormales). Un certain tri devait s'effectuer dans ce nuage turbide dérivé, de sorte qu'au moment du dépôt, la fraction la plus grossière (1) de cette vase remise en suspension, en l'occurrence la fraction sableuse, a dû être incorporée aux bioclastes fins du sommet de la séquence. Le corps du courant de turbidité, relativement concentré, se comportait plutôt, lui, comme une masse assez hermétique (2) (bien que l'on ait la preuve d'une forte incorporation de vase à spicules dans certains cas).

(1) par suite d'un phénomène de vannage.

(2) cf. D.K. DAVIES, 1972 (voir aussi ce mémoire, p. 58).

Dans les plaquettes rousses ("contourites" sans doute pour l'essentiel), la proportion de grains de quartz, qui dépasse presque toujours 5% et atteint parfois 15 à 20%, ainsi que la taille des grains, qui est en accord avec celle des bioclastes, indiquent l'action de vannage de courants de fond.

3.3. - Interprétation paléogéographique :

La répartition géographique et faciologique de la fraction argilo-sableuse des sédiments vocontiens démontrent que, dans la partie occidentale du bassin où a été menée cette étude :

- tout d'abord, turbidites bioclastiques et apports terrigènes empruntent le même chemin pour se répandre dans la cuvette,

- mais aussi que, la première catégorie d'apports se mélangeant partiellement à la seconde en cours de route, le matériel bioclastique est élaboré sur des zones qui surplombent le sillon par lequel les apports terrigènes progressent vers les profondeurs. Il est probable que c'est cette rupture de pente initiale qui leur donnera l'impulsion nécessaire pour franchir une bonne partie de la zone hémipélagique. Ensuite, de fluidisations en liquéfactions (D.R. LOWE, 1975,76), ils finiront bien par faire le "grand saut" qui les amènera dans la cuvette pélagique où ils se resédimentent cette fois définitivement.

La figure 48 tente de reconstituer ce dispositif morphologique d'après la répartition des sédiments au Barrémien inférieur.

On a figuré la trace des principaux accidents qui paraissent avoir eu un rôle précoce au cours de la sédimentation. Il est clair que le couloir d'apports majeurs (cf. aussi fig. 44 et 45) longe une zone sur laquelle s'installera le faciès urgonien au Barrémien supérieur ? - Bédoulien et que, surtout, ce couloir, ou tout au moins son bord nord-ouest, se situe à peu près dans le prolongement de la faille de la Cléry.

Remarquons encore que le "sillon" emprunté par les apports terrigènes est encore peu profond par rapport au domaine pélagique. De ce point de vue, il évoque un peu la zone de Bornes située entre Vercors et Devoluy et par laquelle sont véhiculés les sédiments bioclastiques du Diois oriental. A ceci près toutefois qu'il n'est pas encadré comme

elle par deux môles sub-émergés. En outre, il est impossible de le concevoir en creux au niveau de la Lance où les épaisseurs sont pourtant les plus fortes : il faut que les turbidites gagnent le domaine pélagique. Pour ces raisons, il vaut mieux y voir une sorte de pré-delta hémipélagique, légèrement suspendu au-dessus de la cuvette vocontienne, mais qui reste de toute façon plus profond que les zones sur lesquelles est élaboré le sable bioclastique.

Souvenons-nous d'autre part que les maxima d'épaisseur du Cénomaniens (B. PORTHAULT, 1974) se localisent au même endroit qu'au Barrémien dans ce secteur. Est-ce là encore l'indice d'une pérennité paléomorphologique; la trace d'un talus fossile permanent ?

Ainsi donc, au terme de cette brève étude concernant la fraction terrigène des sédiments, nous sommes encore amenés à souligner le rôle, au cours de la sédimentation, de la famille d'accidents tectoniques orientés NE-SO et NO-SE. Il apparaît de plus en plus évident que ce sont eux qui ont commandé la sédimentation de façon pérenne au cours du Secondaire. Aux tectoniciciens d'en mettre en lumière le rôle précis ^{au cours} des déformations successives de la fin du Crétacé et du Tertiaire, ainsi que l'a déjà amorcé B. PORTHAULT (1974).

C O N C L U S I O N S

L'étude sédimentologique du Barrémo-Bédoulien vocontien a permis de démontrer que la fameuse "fosse" des anciens auteurs était bel et bien à cette époque une cuvette relativement profonde, contrairement à ce que laissaient entendre les études réalisées au cours des dernières décennies.

Il s'y sédimente une alternance de marnes et de calcaires fins, à caractère pélagique, peu épaisse (150 à 180 m au maximum pour l'époque considérée), qui évolue vers un type hémipélagique, généralement plus épais, en direction des plateformes qui la bordent de trois côtés et qui sont colonisées plus ou moins vite et de façon plus ou moins étendue par le faciès urgonien.

L'étude des minéraux argileux montre que les intervalles relativement marneux de cette série alternante correspondent à des apports de kaolinite et d'illite dans le bassin, tandis que la montmorillonite, au contraire, caractérise plutôt les épisodes où les carbonates dominent (Barrémien supérieur et Bédoulien calcaires). Exceptée la rupture brutale constatée à la base de la "Vire à Hétérocères", l'évolution verticale de la séquence argileuse correspond à un balancement assez progressif qui évoque des variations à grande longueur d'onde dans l'environnement du bassin et dont la cause première est sans doute d'ordre climatique.

Cette sédimentation pélagique est perturbée par des atterrissements variés, issus de la périphérie du bassin ou même de talus profonds situés en son sein. Selon le lieu, l'époque et les faciès disponibles, il s'agit de turbidites ou de coulées de sable bioclastique, de coulées boueuses ou de glissements pélagiques locaux. L'influence des courants de fond est plus limitée ("plaquettes rouges"). Le trop-plein des sédiments stockés sur les marges du ^{domaine} pélagique est donc ^{déversé} périodiquement vers les fonds ce qui tend à uniformiser les épaisseurs. Mais comme la répartition des sédiments remaniés est irrégulière, les variations de faciès et d'épaisseurs, dans ce domaine pélagique, sont très importantes (50 à plus de 300 m).

Schématiquement, on distingue deux cônes d'épandage bioclastique en eau profonde, ancrés sur les marges occidentale (Pays de Bourdeaux) et nord-orientale (Diois oriental et Bochaîne) de la gouttière. La zone centrale est principalement occupée par les coulées boueuses, tandis que

Les glissements affectent plutôt les fonds orientaux, sans doute morphologiquement plus différenciés.

D'une manière générale, les épandages bioclastiques latéraux ont tendance à s'infléchir selon l'axe de la dépression (vers le Sud-Est) en arrivant à proximité ou dans la zone centrale. Des lacunes, d'origine mécanique essentiellement, affectent notamment le bord nord-occidental de la cuvette et correspondent à des loupes de glissement qui ont partiellement alimenté les coulées axiales. Celles-ci ont aussi été alimentées par des écroulements latéraux de faciès de plateforme.

A l'examen des cartes de faciès (fig. 44 et 45), il apparaît sans ambiguïté possible que la sédimentation est essentiellement gouvernée par le jeu précoce d'un ensemble de fractures majeures, orientées NE-SO et NO-SE.

De ce point de vue, les résultats obtenus dans le Barrémo-Bédoulien ne font que reculer dans le temps la validité des conclusions formulées récemment par B. PORTHAULT (1974), à propos du Crétacé supérieur de ce même bassin.

Cette influence concerne non seulement la répartition des faciès indigènes (ainsi la branche nord-occidentale de la cuvette est-elle orienté fondamentalement NO-SE) mais aussi la répartition profonde des faciès remaniés ainsi que les voies d'apport de la fraction terrigène des sédiments.

Il est clair, en outre, que la morphologie des fonds vocontiens est pérenne au cours de l'intervalle étudié, eu égard à la permanence des voies d'épandage profondes. La sédimentation change, la structure subsiste.

Le fond de la cuvette vocontienne apparaît donc comme étant probablement plus ou moins segmenté, notamment dans sa partie centro-orientale (zone des glissements pélagiques), selon un damier de compartiments dont la pente moyenne est dirigée vers le Sud-Est ou, plus on va vers le Sud, en direction de l'Est. Dans la couverture sédimentaire, la trace de ces fractures de socle s'atténue au point de ne se manifester que par des talus de faible élévation qui bloquent l'avancée des turbidites ou qui sont le siège de glissements locaux.

Les études ultérieures devront suivre trois voies principales :

- étendre géographiquement la cartographie des faciès de manière à aboutir à une image paléogéographique complète du bassin vocontien et de ses bordures au Barrémo-Bédoulien. Cela inclut la reconnaissance des voies d'apport des éléments terrigènes à travers ce contexte de plate-formes carbonatées.

-le cadre paléogéographique étant défini, suivre l'évolution des inventaires microfauniques depuis la bordure du bassin (faciès hémipélagique) jusque dans la zone profonde (faciès pélagique) dans les sédiments réputés "indigènes".

-aborder enfin l'étude des alternances de calcaires et de marnes afin d'en comprendre les mécanismes de sédimentation. Corollaire : l'étude du passage entre faciès hémipélagique et pélagique sur la marge de la zone profonde.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

- PROFONDEUR DU BASSIN VOCONTIEN -

On ne peut terminer en éludant complètement l'inévitable question : "mais quelle est donc la profondeur de la "fosse vocontienne" ?

En dépit des résultats sédimentologiques apportés par cette étude (ou même malgré eux !), il est très délicat de répondre à cette question et je dirais même qu'il s'agit d'un problème sans réel intérêt : on sait que le bassin vocontien (ou tout au moins la zone pélagique) est un bassin relativement profond, étant donné les phénomènes sédimentaires dont il est le siège ; et cela suffit.

Néanmoins, on peut toujours raisonner même si ces raisonnements reposent sur des hypothèses qui, pour être vraisemblables, n'en sont pas moins invérifiables, ce qui les disqualifie automatiquement. Cela aura au moins le mérite de définir une "fourchette" de profondeurs.

Au début du siècle, le "faciès à Céphalopodes" vocontien était considéré comme représentant l'étage bathyal. En d'autres termes, il se serait sédimenté par des profondeurs de plusieurs milliers de mètres.

Plus tard, la découverte quasi systématique de bancs bioclastiques interstratifiés dans ce faciès avait conduit, en raison de l'interprétation "autochtoniste" qu'on en donnait, à réduire considérablement cette profondeur.

La réalité se situe, comme toujours, entre ces deux extrêmes.

Les auteurs ne sont guère d'accord sur la valeur des pentes minimales requises pour le déclenchement des coulées de sable, coulées qui pourront ultérieurement, si la pente est "suffisante", évoluer en courants de turbidité turbulents (cf. in G.V. MIDDLETON et M.A HAMPTON, 1976, R.M. CARTER, 1975, D.R. LOWE, 1976). On ignore en outre la valeur minimale de la pente requise pour l'entretien du mouvement.

Dans le cas du bassin vocontien, le problème se complique en ce sens que l'on ne sait pas si le sable effectue en une seule fois ou par étapes son déplacement vers les profondeurs. D'autre part, rien ne

prouve que la pente soit régulière entre la zone d'élaboration et le fond du bassin. Les calculs que l'on peut faire sont donc très hypothétiques.

D'après les cartes de répartition (fig. 44 et 45), le sable bioclastique parcourt parfois des distances de l'ordre de 40 à 60 kilomètres. En admettant sur cette distance une pente moyenne de 1° , la profondeur de la zone de dépôt est donc comprise entre 800 et 1200 mètres. Mais il existe probablement une rupture de pente à la limite du domaine hémipélagique de sorte que, même dans l'hypothèse minimum où le sable part une dernière fois de cet endroit, il doit dévaler des pentes de l'ordre de 4 à 5° sur au moins 5 kilomètres avant de se déposer progressivement sur une pente plus faible : on obtient là encore des profondeurs de l'ordre de 7 à 800 mètres au minimum (100 m pour la traversée de la zone hémipélagique + (5° sur 5 km soit:) 500 m + (1° sur 5 à 10 km, soit:) 100 à 200m.). On pourrait faire des calculs analogues avec les coulées de la Chaudière où, étant donné la largeur sans dépôt située en amont, la profondeur minimum du secteur de resédimentation aurait encore été de l'ordre de 4 à 500 mètres.

On peut donc raisonnablement penser qu'au Barrémien supérieur la profondeur du bassin vocontien était située entre 500 et 1500 mètres, ceci afin de fixer les idées. Ces chiffres ne sont pas du tout impératifs.

Mieux encore, lorsque l'on compare la bassin subalpin au Barrémien avec la plateforme actuelle des Bahamas, on s'aperçoit que la Langue de l'Océan (Tongue of the Ocean) possède une taille assez comparable à celle de la cuvette vocontienne lato sensu c'est-à-dire englobant la province pélagique de l'arc de Castellane. Or sa profondeur est de l'ordre de 800 mètres...

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN J.R.L. (1964). - Primary current lineation in the lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin. Sedimentology, Amsterdam, vol. 3, p. 98-108.
- ALLEN J.R.L. (1971)^a. - Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance. Sedimentary Geol., Amsterdam, vol. 5, n° 3/4, p. 165-385.
- ALLEN J.R.L. (1971)^b. - Mixing at turbidity current heads, and its geological implications. Journ. sed. Petrol., Tulsa Oklahoma, vol. 41, n°1, p. 97-113.
- ALLIOT C. FLANDRIN J. et MOULLADE M. (1964). - Les sédiments grossiers du Berriasien de la "fosse vocontienne". Etude particulière du Berriasien de Marignac, au N.O. de Die (Drôme). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, N.S. n° 11, p. 161-181, 3 pl. H.T.
- ARNAUD - VANNEAU A. et ARNAUD H. (1975) - Le Vercors au Barrémien inférieur: naissance et progradation d'un haut-fond à sédimentation bioclastique, préfiguration de la plateforme urgonienne ultérieure. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 281, série D, p. 695 - 698.
- ARTRU P. (1972). - Les Terres Noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen; stratigraphie, géochimie. Thèse, Lyon, 144p. 8pl. H.T.
- BAGNOLD R.A. (1954). - Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a newtonian fluid under shear. Proc. Roy. Soc. London, vol. A 225, p. 49-63.
- BAGNOLD R.A. (1956). - The flow of cohesionless grains in fluids. Phil. Trans. Roy. Soc. London, vol. A 249, p. 235-297.
- BAGNOLD R.A. (1962). - Auto suspension of transported sediment; turbidity currents. Proc. Roy. Soc. London, vol. A 265, p. 315-319.
- BEAUDOIN B. (1968). - Mise en évidence de paléocourants dans le Berriasien de Barles (Basses Alpes). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 267, série D, p. 152-155.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN J.R.L. (1964). - Primary current lineation in the lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin. Sedimentology, Amsterdam, vol. 3, p. 98-108.
- ALLEN J.R.L. (1971)^a. - Transverse erosional marks of mud and rock : their physical basis and geological significance. Sedimentary Geol., Amsterdam, vol. 5, n° 3/4, p. 165-385.
- ALLEN J.R.L. (1971)^b. - Mixing at turbidity current heads, and its geological implications. Journ. sed. Petrol., Tulsa Oklahoma, vol. 41, n°1, p. 97-113.
- ALLIOT C. FLANDRIN J. et MOULLADE M. (1964). - Les sédiments grossiers du Berriasien de la "fosse vocontienne". Etude particulière du Berriasien de Marignac, au N.O. de Die (Drôme). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, N.S. n° 11, p. 161-181, 3 pl. H.T.
- ARNAUD - VANNEAU A. et ARNAUD H. (1975) - Le Vercors au Barrémien inférieur : naissance et progradation d'un haut-fond à sédimentation bioclastique, préfiguration de la plateforme urgonienne ultérieure. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 281, série D, p. 695 - 698.
- ARTRU P. (1972). - Les Terres Noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen; stratigraphie, géochimie. Thèse, Lyon, 144p. 8pl. H.T.
- BAGNOLD R.A. (1954). - Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a newtonian fluid under shear. Proc. Roy. Soc. London, vol. A 225, p. 49-63.
- BAGNOLD R.A. (1956). - The flow of cohesionless grains in fluids. Phil. Trans. Roy. Soc. London, vol. A 249, p. 235-297.
- BAGNOLD R.A. (1962). - Auto suspension of transported sediment; turbidity currents. Proc. Roy. Soc. London, vol. A 265, p. 315-319.
- BEAUDOIN B. (1968). - Mise en évidence de paléocourants dans le Berriasien de Barles (Basses Alpes). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 267, série D, p. 152-155.

- BEAUDOIN B. (1972). - Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire, à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal - Berriasien des chaînes subalpines méridionales. Thèse Doct. Ingénieur, Caen, 143 p., pl I - 19.
- BONHOMME M., CLAUSER N., COTILLON P. et LUCAS J. (1969). - Datation rubidium - strontium de niveaux glauconieux du Crétacé inférieur de Haute-Provence : mise en évidence d'une diagenèse. Bull. serv. Carte. Géol. Als. Lorr., Strasbourg., vol. 22, n°4, p. 235-247.
- BOUMA A.H. (1962). - Sedimentology of some flysch deposits - A graphic approach to facies interpretation. Elsevier édit., Amsterdam, 168p.
- BOUMA A.H. (1973). - contourites in Niesen flysch, Switzerland. Eclogae geol. Helv., Bâle, vol. 66, n° 2, p. 315 - 323.
- BOURCART J. et GLANGEAUD L. (1958). - Perturbations sous-marines et courants de turbidité résultant du tremblement de terre d'Orléansville. Bull. d'Inform. du Comité Centr. d'Océanogr. et d'Etude des côtes., t. X, n° 10, p. 641-656.
- BUSNARDO R. (1965) - Le stratotype du Barrémien. I - Lithologie et macrofaune. In Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963). Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Paris, n° 34, p. 99-116.
- CARTER R.M. (1975). - A discussion and classification of subaqueous mass - transport with particular application to grain-flow, slurry - flow and fluxoturbidites. Earth. Sci. Reviews, Amsterdam, vol. 11, p. 145 - 177
- CASEY R. (1961). - The stratigraphical paleontology of the Lower Greensand. Paleontology London, vol. 3, part. 4, p. 487 - 621.
- CHAMLEY H. (1971). - Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Sciences Géol., Strasbourg, mém. n° 35, 210 p., pl. 1-8.
- CLEARY W.J. and CONOLLY J.R. (1974). - Hatteras deep-sea fan. Journ. Sed. Petrol. Tulsa, Oklahoma, vol. 44, n° 4, p. 1140-1154.
- CONARD M. et BEAUDOIN B. (1974). - Orientation de spicules de Spongiaires dans le Crétacé supérieur du bassin de l'Esteron (Alpes Maritimes); application à la reconstitution de la dynamique du dépôt et de la configuration du bassin. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 278, série D, p. 3047 - 3050, pl. 1.

- COTILLON P. (1971). - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie (Thèse Lyon, 1968) - Mém. Bur. Rech. Géol. Min., n° 68, 243p., pl. 1-8.
- CURRAY J.R. (1956). - The analysis of two - dimensional orientation data - Journ. Geol., Chicago, vol., 64, n° 2, p. 117-131.
- DAVIES D.K. (1972). - Deep-sea sediments and their sedimentation, Gulf of Mexico - Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., ^{Tulsa,} Oklaoma, vol. 56, n° 11, p. 2212-2239.
- DEBELMAS J. (1970). - Géologie de la France - Doin édit., Paris, t.2 : les chaines plissées du cycle alpin et leur avant-pays, p. 295-544, 1 carte H.T.
- DRAKE D.E. (1974). - Distribution and transport of suspended particulate matter in submarine canyons off Southern California. In Suspended solids in water - Marine Sci., New-York, vol. 4, p. 133-153.
- DUNHAM R.J. (1962). - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Classification of carbonate rocks - A symposium - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa Oklahoma, Mem. n°1, p. 108-121, pl. 1-7.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969). - Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme - Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, n° 29, 320 p.
- DZULYNSKI S., KSIKIEWICZ M. and KUENEN Ph. H. (1959). - Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains - Bull. Géol. Soc. of America, New York, vol. 70, n° 8, p. 1089-1118.
- DZULYNSKI S. and WALTON E.K. (1965). - Sedimentary features of flysch and greywackes - Developments in sedimentology n° 7, Elsevier edit. Amsterdam, 167 p.
- ENOS P. (1969). - Anatomy of a flysch - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol. 39, p. 680-723.
- EWING M. and THORNDIKE E.M. (1965). - Suspended matter in deep-ocean water - Science, New York, p. 1291-1294.
- FISCHER R.V. (1971). - Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol. 41, p. 916-927.
- FLANDRIN J. (1965). - Rapport sur l'étage Aptien. In Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963) - Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Paris, n° 34, p. 227-234.
- FLANDRIN J. (1966). - Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies - Bull. Soc. Géol. France, 7e série, t. VIII, p. 376-386.

- GIBBS R.J. (édit.) (1974). - Suspended solids in water, Marine Sci., New York, vol. 4, 320p.
- GIBERGY P. et SARROT-REYNAULD J. (1965). - Stratigraphie et variations de faciès du Crétacé inférieur aux environs de Saillans (Drôme). In Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963) - Mémoires du B.R.G.M., Paris, n° 34, p. 753-765.
- GIGOT P., GUBLER Y., KANDEL C., TRIAI J.M. et TRUC G. (1975). - IX^{me} Congrès Intern. Sédimentologie (Nice, 1975) - Livret-guide excurs. n°2 : Alpes de Haute Provence et Vaucluse, 162p.
- GENESSEAUX M., GUIBOUT P. et LACOMBE H. (1971). - Enregistrement de courants de turbidité dans la vallée sous-marine du Var (Alpes-Maritimes) - C.R. Acad. Sc. Paris, t. 273, série D, p. 2456-2457.
- GOGUEL J. (1938). - Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur - Bull. Soc. Géol. France, 5^e Série, t. VIII, p. 251-256.
- GOGUEL J. (1944). - Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France - Bull. Serv. Carte géol. France, n° 215, t. XLIV, p. 39-50.
- HAMPTON M.A. (1970). - Subaqueous debris flow and generation of turbidity currents - Ph. D. Thesis, Stanford, California, 180p.
- HAMPTON M.A. (1972). - The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents - Journ. sedim. Petrol., Tulsa, Oklahoma, n° 42, p. 775-793.
- HANSEN E. (1971). - Strain faciès - Springer Verlag, Berlin, 207p.
- HARMS J.C. and FAHNESTOCK R.K. (1965). - Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation - Soc. Econ. Pal. Min. Tulsa, Oklahoma, Spec. Publ. n°12, p. 84-115.
- HEEZEN B.C., HOLLISTER C.D. and RUDDIMAN W.F. (1966). - Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents - Science, New York, vol. 152, p. 502-508.
- HOBBS B.E., MEANS W.D. and WILLIAMS P.F. (1976). - An outline of structural geology - Wiley & Sons éd., New-York, 571p.
- HORN D.R., EWING m., DELACH M.N. and HORN B.M. (1971). - Turbidites of the northeast Pacific - Sedimentology, Amsterdam, vol. 16, n° 1/2, p. 55-70.
- JUIGNET P., DANGEARD L. et LE GUYARDER M.T. (1965). - les courants de turbidité et les turbidites - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., Paris, (2) vol. VII, fasc. 2, p. 97-112, 2 pl.
- KILIAN W. (1912). - Sur une carte de la répartition du "faciès urgonien" dans le Sud-Est de la France - C.R. Assoc. fr. Av. Sci., Paris, p. 361-365.

- KRUIT C., BROUWER J., KNOX G., SCHOLLNBERGER W. et Van VLIET A. (1975). - IX^{me} Congrès Intern. Sédimentologie (Nice, 1975) - Livret-guide excurs. n° 23 : Cônes d'alluvions en eau profonde d'âge tertiaire près de San-Sebastian (Espagne), 75p.
- KUENEN Ph. H. (1950). - Turbidity currents of high density - 18^e Congr. Géol. Int. (London, 1948), Sect. G, p. 44-52.
- KUENEN Ph. H. (1951). - Properties of Turbidity Currents of High Density - Soc. Econ. Pal. Min., Tulsa, Oklahoma, Sp. Publ. n° 2, p. 14-33.
- KUENEN Ph. H. (1957). - Longitudinal filling of oblong sedimentary basins - Verh. Konink. Nederl. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser., n° 18, p. 189-195.
- KUENEN Ph. H. (1964). - Deep-Sea sands and ancient turbidites. In Turbidites - Developments in sedimentology n°3, Elsevier edit., Amsterdam, p. 3-34.
- KUENEN Ph. H. (1966). - Experimental turbidite lamination in a circular flume - Journ. Geol., Chicago, vol. 74, n° 5, p. 523-545.
- KUENEN Ph. H. (1967). - Emplacement of flysch-type sand beds - Sedimentology, Amsterdam, vol.9, n°3, p. 203-243.
- KUENEN Ph. H. and MIGLIORINI (1950). - Turbidity currents as ^a cause of graded Bedding - Journ. Geol., Chicago, vol. 58, p. 91-127.
- KUENEN Ph. H. and MENARD H.W. (1952). - Turbidity currents, graded and non graded déposités - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol.22, n°1, p.83-56.
- LACOMBE H. (1969). - Les interactions océan - atmosphère - Atomes, Paris, vol. 24, n° 268, p.487-494.
- LAIJOIE J. (1972). - Slump fold axis orientations : an indication of paleoslope ? - Journ. Sed. Petrol., Tulsa Oklahoma, vol. 42, n° 3, p. 584-586.
- LANTEAUME M., BEAUDOIN B. et CAMPREDON R. (1967). - Figures sédimentaires du flysch "grès d'Annot", synclinal de Peira-Cava - C.N.R.S. édit., Paris, 97p., 61pl., 1 fig: H.T.
- LE HEGARAT G. (1974). - Le Berriasien du Sud-Est de la France - Thèse, Lyon, 575p., 2 fasc., 55pl. dont 16+2 H.T.
- LEWIS K.B. (1971). - Slumping on a continental slope inclined at 1°-4° - Sedimentology, Amsterdam, vol. 16, n° 1/2, p. 97-110.
- LINDSAY J.F. (1968). - The development of clast fabric in mudflows - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol. 38, n°4, p. 1242-1253.
- LLIBOUTRY L. (1971). - Les catastrophes glaciaires - La Recherche, Paris, vol. 2, n°12, p. 417-425.
- LORY C. (1861). - Description géologique du Dauphiné. Paris, Grenoble, 747p.

- LOWE D.R. (1972). - Implications of three submarine mass-movement deposits, Cretaceous, Sacramento Valley, California - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol. 42, n° 1, p. 89-101.
- LOWE D.R. (1975). - Water - escape structures in coarse - grained sediments - Sedimentology, Amsterdam, vol.22, n° 2, p. 157-204.
- LOWE D.R. (1976). - Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits - Sedimentology, Amsterdam, vol. 23, n°3, p.285-308.
- MAILLARD J. (1965). - Le passage Barrémien-Aptien et ses rapports avec l'urgonien dans le couloir rhodanien (entre Valence et Avignon). In Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963) - Mém. Bur. Rech. Géol. Min., n° 34, p. 147-156.
- Mc BRIDE E.F. and YEAKEL L.S. (1963). - Relationship between parting lineation and rock fabric - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol.33, n° 3, p. 779-782.
- Mc BRIDE E.F., SHEPARD R.G. and CRAWLEY R.A. (1975). - Origin of parallel, near - horizontal laminae by migration of bed forms in a small flume - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol. 45, n°1, p. 132-139.
- Mc MANUS D.A. and SMITH C.S. (1970). - Turbid bottom water on the continental shelf of the northern Behring Sea - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol. 40, n° 3, p. 869-873.
- MANGIN J. Ph. (1963). - Turbidites, laminites, varves et séquence - unité - C.R. Som. Soc. Géol. France, Paris, fasc. 4, p. 112-114.
- MASSARI F. et SORBINI L. (1975). - Aspects sédimentologiques des couches à Poissons de l'Eocène de Bolca (Verone - Nord Italie) - IX° Congr. Intern. Sédim. (Nice, 1975), X, p. 55-62.
- MASSE J.P. et THIEULOY J.P. (1975). - Données nouvelles sur la biostratigraphie et la paléogéographie de l'Aptien inférieur de Basse-Provence occidentale - C.R. Acad. Sci. Paris, t.280, série D, p. 1337-1339.
- MEISCHNER K.D. (1964). - Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations - Becken. In Turbidites. Developments in sedimentology n°3, Elsevier edit., Amsterdam, p. 156-192.
- MENARD H.W. (1964). - Marine geology of the Pacific - McGraw -Hill edit., New-York, 271p.
- MIDDLETON G.V. (1967). - Experiments on density and turbidity currents - III. Deposition of sediment - Canad. Journ. Earth - Sci., vol.4, p. 475-505.
- MIDDLETON G.V. and HAMPTON M.A. (1976). - Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In Marine sediment transport and environmental Management, Wiley & Sons edit., New York, chap.11, p. 197-218.

- MONACO A. (1975). - Les facteurs de la sédimentation marine argileuse - Bull. Bur. Rech. Geol. Min., Paris, 2e série, sect. IV, n°3, p. 147-174.
- MOORE D.G. (1969). - Reflexion profiling studies of the California continental borderland : structure and quaternary turbidite basin - Geol. Soc. Amer. Sp. Papers, vol. 107, p. 1-142.
- MOULLADE M. (1966). - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse vocontienne" - Doc. Labo. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 15, 369p., pl. 1-17.
- MOUNTJOY E.W., COOK H.E., PRAY L.C. and Mc DANIEL P.N. (1972). - Allochthonous carbonate debris flows - Worldwide indicators of reef complexes, banks or shelf margins. In 24^{me} congrès Géol. Intern. (Montréal, 1972), Sect. 6, p. 172-189.
- MUTTI E. et RICCI LUCCHI F. (1974). - La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites - Bull. Soc. Géol. France, 7e série, t. XVI, n°6, p. 577-582.
- NATLAND M.L. (1967). - Paleocology of west Coast tertiary sediments. In Treatise on marine ecology and paleoecology - Geol. Soc. America Mem., vol. 67, p. 543-572.
- PAQUET H. (1969). - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées - Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, n° 30, 212p.
- PAQUIER V. (1900). - Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. Thèse, Grenoble, 402p.
- PARKASH B. and MIDDLETON G.V. (1970). - Down-current textural changes in ordovician turbidite grey wackes - Sedimentology, Amsterdam, vol.14, p. 259-293.
- POMMEROL C. (1965). - Contribution à l'étude sédimentologique du Crétacé inférieur dans le Bassin de Paris, le Hainaut et le Sud de l'Angleterre. In Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963) - Mém. Bur. Rech. Géol. Min., n° 34, p. 605-622.
- POMMEROL C. (1975). - Stratigraphie et paléogéographie; ère mésozoïque - Doin édit., Paris, 382p.
- PORTHAULT B. (1962). - Contribution à l'étude géologique du Diois occidental; région d'Acoste-sur-Sye et moitié occidentale de la Forêt de Saou - Dipl. Et. Sup., Lyon, 406p., fig. et cartes H.T. (inédit.)
- PORTHAULT B. (1974). - Le Crétacé supérieur de la "fosse vocontienne" et des régions limitrophes (France Sud-Est); micropaléontologie, stratigraphie. Thèse, Lyon, 342p. Annexes.
- POTTER P.E. and PETTIJOHN F.J. (1963). - Paleocurrents and basin analysis. Springer-Verlag, Heidelberg, 296p., 3pl. H.T.

- Von RAD U. (1968). - Comparison of sedimentation in the Bavarian Flysch (Cretaceous) and recent San Diego trough (California) - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol. 38, n° 4, p. 1120-1154.
- RECY J. (1965). - Les glissements sous-marins synsédimentaires dans les sédiments secondaires de la fosse vocontienne - Thèse 3e cycle, Lyon, 97p., 26 fig., H.T., 1 carte H.T. (inédit.).
- REINECK H.E. and SINGH I.B. (1974). - Depositional sedimentary environments - Springer-Verlag, Heidelberg, 439p.
- REMANE J. (1960). - Les formations bréchiques dans le Tithonique du Sud-Est de la France - Trav. Lab. Géol. Grenoble, vol. 36, p. 75-114.
- REMANE J. (1966). - Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines - Bull. Soc. Géol. France, 7e série, t. VIII, n° 3, p. 446-453.
- REMANE J. (1970). - Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs - Eclogae geol. Helv. Bâle, vol. 63, n° 3, p. 685-739, pl. 1-6.
- RODOLFO K.S. BOSS B.A. and PILKEY O.H. (1971). - Suspended sediment increase due to hurricane Gerda in continental shelf water off cape Lookout, North Carolina - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol. 41 n° 4, p. 1121-1125.
- RUEFF S. (1960). - Contribution à l'étude géologique du Diois occidental; région de Cobonne. Dipl. Et. Sup., Lyon, 81p., fig. et cartes H.T. (inédit.)
- SANDERS J.E. (1965). - Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resédimentation mechanisms. In Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation - Soc. Econ. Pal. Min., Tulsa, Oklahoma, Spec. publ. n° 12, p. 192 - 219.
- SCHEIDDEGER A.E. and POTTER P.E. (1965). - Textural studies of graded bedding. Observations and theory - Sedimentology, Amsterdam, vol. 5, n° 4, p. 289-304.
- SHEPARD F.P., DILL R.F. and Von RAD U. (1969). - Physiography and sedimentary processes of La Jolla Submarine fan and fan-valley, California - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, Oklahoma, vol. 53, n° 2, p. 390-420.
- SHEPARD F.P., MARSHALL N.F. and Mc LOUGHLIN P.A. (1974). - "Internal waves" advancing along submarine canyons - Science, New York, vol. 183, p. 195-197.
- SHEPARD F.P., MARSHALL N.F. and Mc LOUGHLIN P.A. (1975). - Pulsating turbidity currents with relationship to high swell and high tides - Nature, vol. 258, p. 704-706.
- STANLEY D.J. (1969). - Sedimentation in slope and base - of slope environments. In The new concept of continental margin sedimentation - Amer. Geol. Institute, Washington, p. 1-25.

- STANLEY D.J. (1974). - Dish structures and sand flow in ancient submarine valleys, French Maritime Alps - Bull. Centre Rech. Pau - SNPA, vol. 8 n° 1, p. 351-371, 6pl.
- STAUFFER P.H. (1967). - Grain flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol. 37, p. 487-508.
- THIEULOY J.P. (1959). - Etude micrographique des "calcaires à débris" barrémo-aptiens sur le pourtour méridional du Vercors - Trav. Labo. Géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 35, p; 39-99.
- THOMEL G. (1964). - Les zones d'Ammonites de l'Aptien des Basses-Alpes - C.R. Acad. Sci. Paris, t. 258, série D, p. 4308-4310.
- THOMEL G. (1974). - Considérations sur la valeur et la situation stratigraphique précise de la zone à *Angulicostata* (Néocomien) - C.R. Acad. Sci. Paris, t. 278, série D, p. 2889-2892.
- WALKER R.G. (1975). - The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites - Yorkshire Geol. Soc. Proc., vol. 35, p. 1-32.
- WALKER R.G. (1967). - Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments - Journ. Sed. Petrol., Tulsa, Oklahoma, vol. 37, n°1, p. 25-43.
- WALTER B., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., BUSNARDO R. et FERRY S. (1975). - Les Bryzoaires barrémo-aptiens du Sud-Est de la France. Gisements et paléocologie, biostratigraphie - Géobios, Lyon, vol. 8, fasc. 2, p. 83-117, pl. 8-10.
- WENTWORTH C.M. (1967). - Dish structure a primary sedimentary structure in coarse turbidites (abstract) - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, Oklahoma, vol. 51, p. 485.
- WILSON G. (1961). - The tectonic significance of small-scale structures and their importance to the geologists in the field - Ann. Soc. Geol. Belgique, vol. 84, p. 424-548.
- YEAKEL ^{L.S.} (1959). - Tuscarora, Juniata and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians - Unpubl. Ph.D. thesis, The John Hopkins University, 454p.

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD – LYON

pour obtenir

le diplôme de DOCTEUR DE SPECIALITE (3ème Cycle)

DE SCIENCES DE LA TERRE

(Géologie des ensembles sédimentaires)

par

Serge FERRY

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

CONES D'EPANDAGE BIOCLASTIQUE EN EAU PROFONDE
ET GLISSEMENTS SOUS-MARINS DANS LE BARREMIEN
ET L'APTIEN INFERIEUR VOCONTIENS DE LA DROME
IMPLICATIONS PALEOSTRUCTURALES

2ème fascicule : figures

soutenue le 22 décembre 1976, devant la commission d'examen :

MM. R. Enay	Président
J. Flandrin	
P. Cotillon	Examineurs
M. Lemoine	
R. Busnardo	

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD – LYON

pour obtenir

le diplôme de DOCTEUR DE SPECIALITE (3ème Cycle)

DE SCIENCES DE LA TERRE

(Géologie des ensembles sédimentaires)

par

Serge FERRY

**CONES D'EPANDAGE BIOCLASTIQUE EN EAU PROFONDE
ET GLISSEMENTS SOUS-MARINS DANS LE BARREMIEN
ET L'APTIEN INFERIEUR VOCONTIENS DE LA DROME
IMPLICATIONS PALEOSTRUCTURALES**

2ème fascicule : figures

soutenue le 22 décembre 1976, devant la commission d'examen :

MM. R. Enay	Président
J. Flandrin	
P. Cotillon	Examineurs
M. Lemoine	
R. Busnardo	

TABLE DES ILLUSTRATIONS

INTRODUCTION.

- x Fig. 1 Localisation géographique et stratigraphique des terrains étudiés.
- Fig. 2 Localisation des principales coupes sur la carte d'affleurements du Barrémo-Bédoulien.
- x Fig. 3 Répartition des faciès en zone vocontienne et sur ses bordures au Barrémien et à l'Aptien inférieur (d'après M. MOULLADE, 1966).

CHAPITRE I

- Fig. 4 Biozonation du Barrémo-Bédoulien dans le domaine pélagique des chaînes subalpines méridionales.
- Fig. 5 Coupe de Crupies.
- Fig. 6 Corrélations dans la base du Barrémien supérieur.
- x Fig. 7 Composition minéralogique des argiles des interbanes dans l'ensemble du domaine étudié.
- Fig. 7bis Composition minéralogique des argiles dans les deux vires marneuses du Barrémien supérieur.
- x Fig. 8 Analyse des argiles dans la coupe d'Angles (Alpes de Haute-Provence)
- Fig. 9 Mise en évidence de la Vire à Hétérocères dans la coupe de la Rochette.
- Fig. 10 Etude des argiles dans une série à coulées boueuses : La Chaudière.
- Fig. 11 Coupe d'Arnayon.
- Fig. 12 Corrélations stratigraphiques à la limite Barrémien-Bédoulien.
- Fig. 13 Corrélations stratigraphiques dans la base des "Marnes bleues".
- Fig. 14 Surfaces de glissement ferruginisées.

.../...

Fig. 15 Principaux repères utilisés et leur position par rapport à la série pélagique virtuelle et à la biozonation.

CHAPITRE II.

Fig. 16 La séquence idéale de "turbidite".

Fig. 17 Evolution historique des connaissances sur la répartition des faciès dans le bassin vocontien et ses bordures pendant le Barrémien et l'Aptien inférieur.

Fig. 18 Les barres bioclastiques du Barrémien supérieur et de l'Aptien inférieur.

Fig. 19 Caractère lenticulaire des barres bioclastiques du Barrémien supérieur-Bédoulien.

Fig. 20 Faciès bioclastiques intravocontiens.

Fig. 21 Faciès hémipélagiques et pélagiques.

Fig. 22 Indices d'érosion et d'incorporation de sédiments vaseux lors de la sédimentation des "calcaires à débris".

Fig. 23 Figures de courant à la semelle des bancs bioclastiques.

Fig. 24 Granoclassement des bancs bioclastiques.

Fig. 25 Granoclassement fruste de type "coarse teil grading".

Fig. 26 Exemple de granoclassement inverse.

Fig. 27 Absence de granoclassement.

Fig. 28 Séquences de structures dans les bancs bioclastiques.

Fig. 29 Autres types de séquences.

Fig. 30 Comparaison entre l'orientation moyenne des grains et la direction des figures de courant à la semelle des turbidites bioclastiques vocontiennes.

Fig. 31 Variations de l'orientation moyenne des grains dans un banc.

Fig. 32 Exemple d'application : Analyse d'un épandage profond à l'aide d'une étude systématique de l'orientation des grains à la semelle des turbidites bioclastiques. Région de Pont-de-Barret.

Fig. 33 Coulées boueuses synsédimentaires.

Fig. 34 Coulées boueuses et turbidites associées.

.../...

- Fig. 35 Microfaciès des blocs charriés par la coulée n° 3 de la Chaudière.
- Fig. 36 Erosion synsédimentaire liée à la mise en place des coulées boueuses.
- Fig. 37 Différence entre glissements superficiels autonomes et copeaux d'entraînement.
- Fig. 38 Glissements cohérents et microstructures de déformation.
- Fig. 39 Cicatrice d'arrachement correspondant à un petit glissement superficiel.
- Fig. 40 Etude de détail dans le sommet du Barrémien inférieur de la coupe de Crupies.

CHAPITRE III

- Fig. 41 Interprétation paléogéographique schématique du passage entre faciès hémipélagique et pélagique. Exemple de la région de Marsanne.
- Fig. 42 Carte des affleurements du Barrémo-Bédoulien et des principaux accidents tectoniques.
- Fig. 43 Répartition des faciès bioclastiques dans le domaine vocontien occidental au Barrémien inférieur.
- Fig. 44 Répartition des faciès au cours de l'intervalle BSc.
- Fig. 45 Répartition des faciès au cours de l'intervalle Bdc.
- Fig. 46 Aire de répartition de la coulée n° 4 ("fini-bédoulienne") et orientation des quelques plis qu'elle contient.
- Fig. 47 Répartition géographique des minéraux argileux dans le bassin vocontien au Barrémien inférieur.
- Fig. 48 Interprétation paléogéographique de la coïncidence entre apports terrigènes et épandage bioclastique en eau profonde dans la partie occidentale du bassin vocontien au Barrémien inférieur.

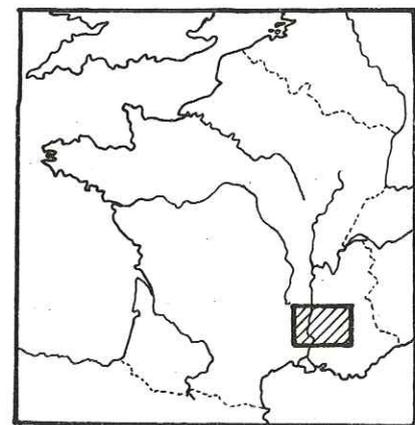
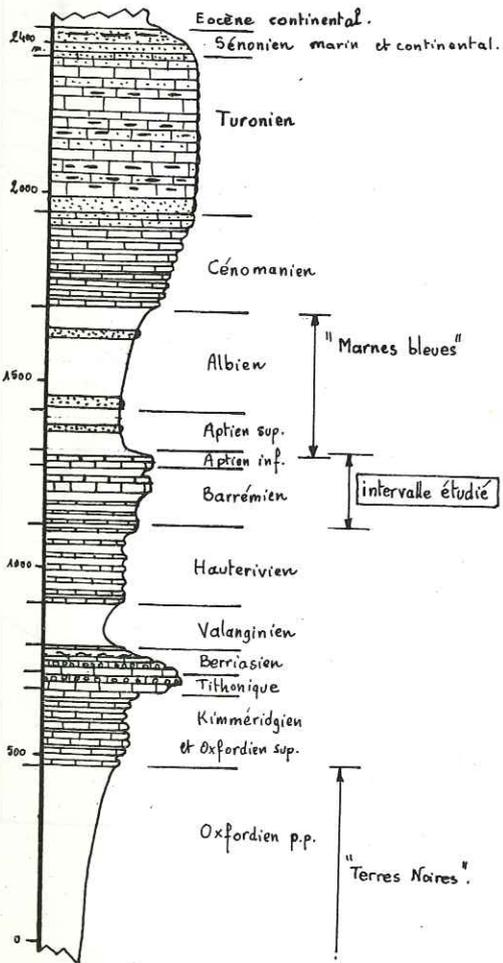
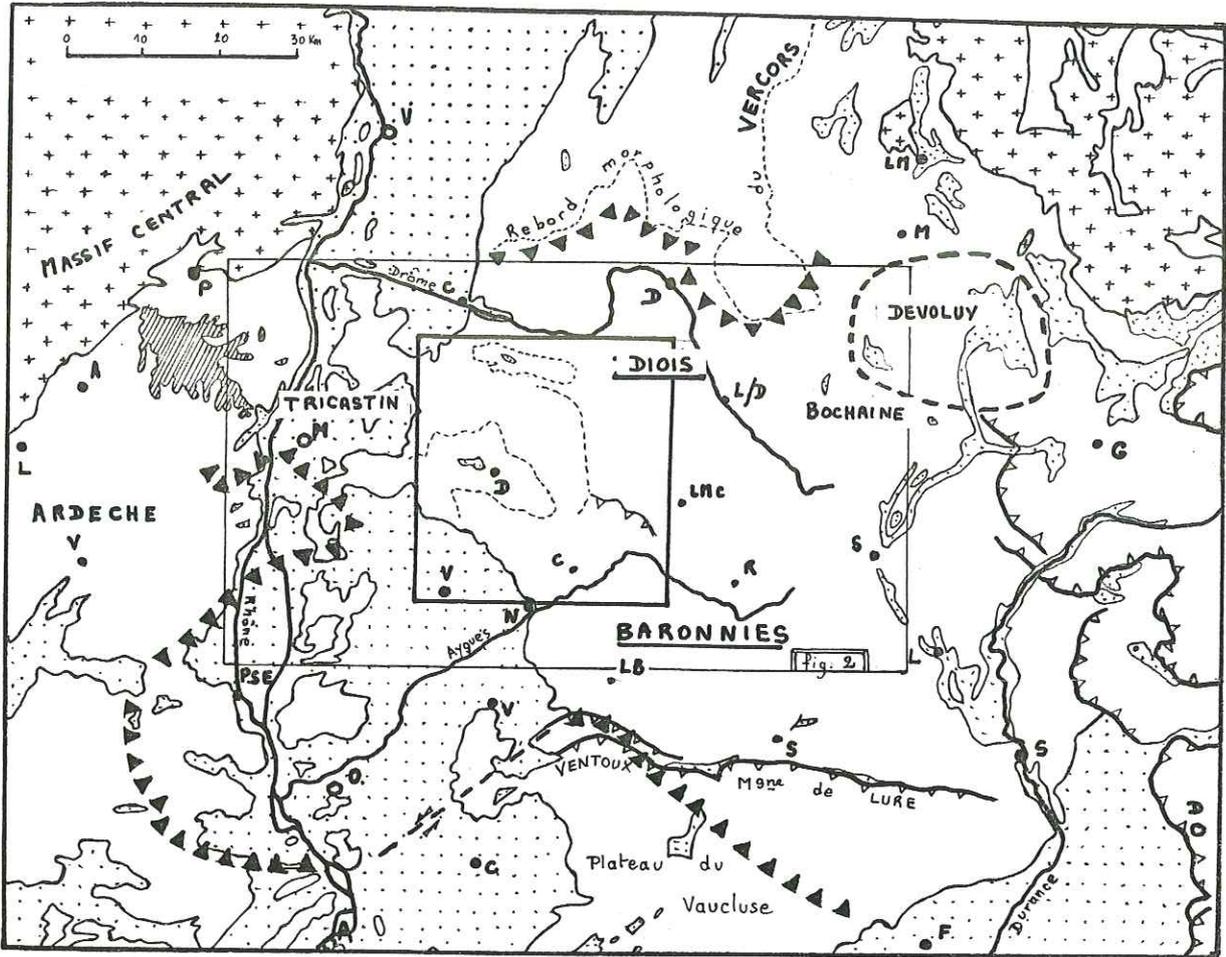


Fig. 1. Localisation géographique et stratigraphique des terrains étudiés.

- Terrains tertiaires et quaternaires (coulées basaltiques).
 - Terrains secondaires.
 - Terrains cristallins et métamorphiques
 - chevauchements
 - Limite entre faciès vocontiens et urgoniens
 - Aire d'extension des faciès "suburgoniens" du Devoluy
 - alternance calcaireo-marneuse.
 - calcaires à silex
 - grès, calcaires gréseux
 - glissements et brèches syndé debates.
- } d'après H. ARNAUD (1974, in notice carte 1/50000 MENS)

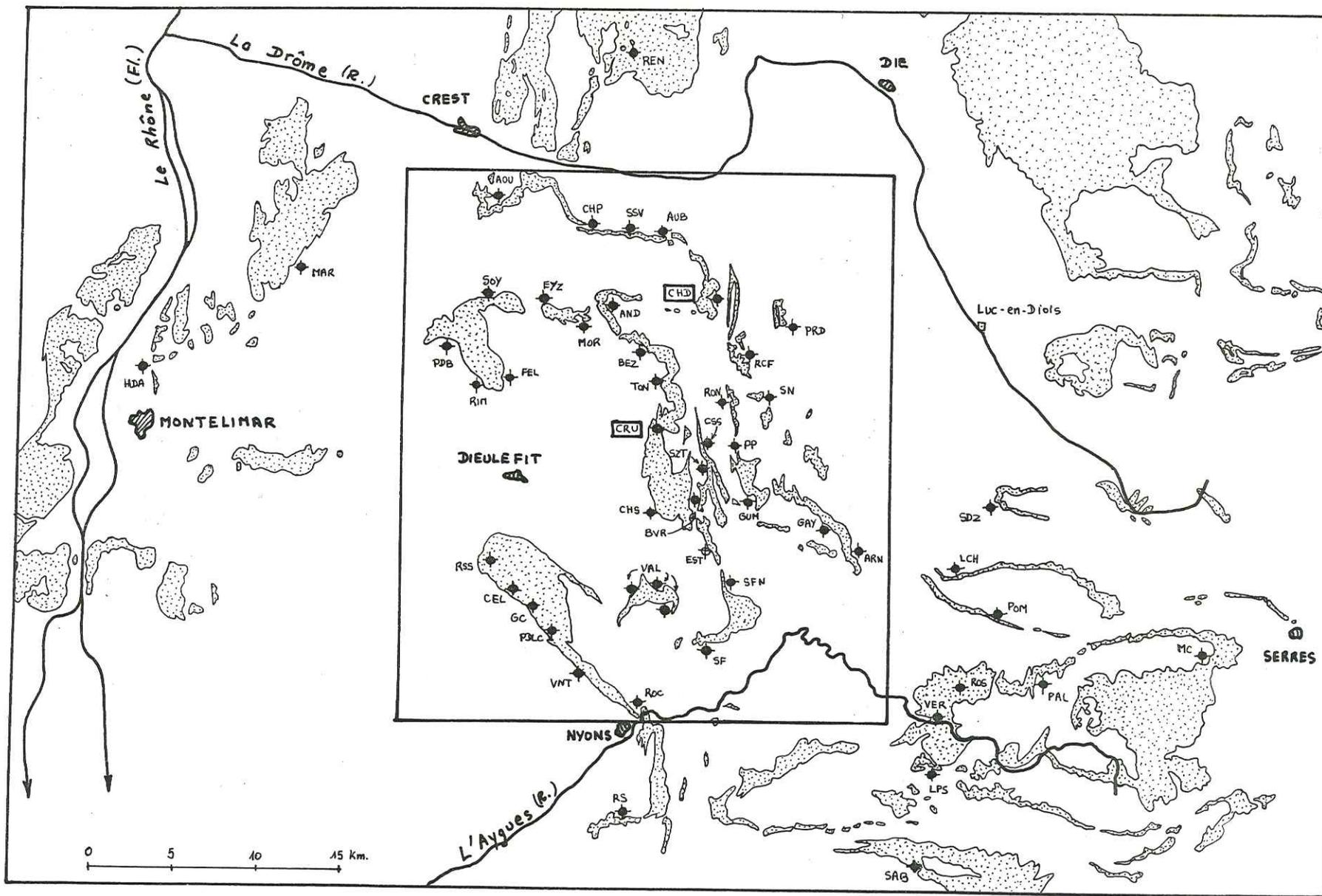


Fig. 2. Localisation des principales coupes sur la carte d'affleurements du Barrémo-Bédoulien.

(Le cadre réduit correspond au territoire étudié en détail)
 [CRU] et [CHD] : coupes fondamentales (resp. fig. 5 et 10).

(établie d'après les cartes au 1/80'000 de PRIVAS, au 1/50'000 de DIE, DIEULEFIT, LUC-EN-DIOIS, MENS, NYONS, SEDERON & SÈRES).

- SIGNIFICATION DES ABBREVIATIONS DE LA FIG 2.

- AND - cluse dans la terminaison nériclinale de la Montagne de Cousneau (côté sud de la Forêt de Saou), à proximité de la ferme des Andrinets. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- ARN - cluse du torrent d'Arnayon, ainsi que levers annexes dans le proche ruisseau des Pennes. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- AUB - environs du hameau des Auberts ; route départementale n° 156 de Bourdeaux à Saillans (Nord de la Forêt de Saou.) Carte à 1/50 000 Die.
- BEZ - cluse de la Bîne ; route départementale n° 156 sur la commune de Bezaudun (pays de Bourdeaux). Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- BVR - environs de Bouvières. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- CEL - cluse du Célas, flanc sud-ouest de l'anticlinal de La Lance. Carte à 1/50 000 Nyons.
- CHD - ravin de la Courance, en contrebas du hameau de La Chaudière (extrémité orientale du synclinal de la Forêt de Saou). Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- CHP - environs du hameau des Chapeaux (Nord de la Forêt de Saou). Carte à 1/50 000 Die.
- CHS - ravin de Combe Obscure, à proximité de la ferme des Chastans (Est de Vesc). Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- CRU - cluse du Roubion, le long de la route départementale n° 70, à proximité du village de Crupies (Sud-Est du pays de Bourdeaux). Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- CSS - environs de la Chapelle de St Secret, dans le Nord de la dépression de Bouvières. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- EST - cluses barrémiennes situées immédiatement au Nord de l'Estellon (Nord des gorges de Trente Pas), sur la commune de Chaudebonne. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- EYZ - rives du Roubion et du ruisseau de l'Eyzarette, entre Francillon-sur-Roubion et Mornans (Nord du pays de Bourdeaux). Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- FEL - côté est de la cluse de la Rimandoule (Ouest du pays de Bourdeaux, au Nord du synclinal de Dieulefit), à proximité de Félines. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- GAY - environs de la ferme Gay, sur le flanc septentrional du synclinal d'Arnayon. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- GC - cluse de Grande Combe, sur le flanc sud-ouest de La Lance. Carte à 1/50 000 Nyons.

- GUM - environs de Gumiane, au pied du Mont Angèle. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- HDA - Carrières de l'Homme d'Armes, immédiatement au Nord de Montélimar, en bordure de la route nationale n° 7. Carte à 1/50 000 Montélimar.
- LCH - environs de La Charce (plusieurs coupes groupées). Carte à 1/50 000 Luc-en-Diois.
- LPS - bord de la route départementale n° 558, à l'entrée du village de Lemps (extrémité occidentale du synclinal de Rosans, au Sud de Verclause). Carte à 1/50 000 Serres.
- MAR - observations diverses dans le massif de Marsanne. Carte à 1/50 000 Montélimar.
- MC - cluse de la Blème, en bordure de la route nationale n° 94, à proximité du village de Montclus (extrémité nord-est du synclinal de Rosans. Carte à 1/50 000 Serres.
- MOR - extrémité orientale du pointement bédoulien, situé à proximité du hameau de Mornans (Nord du pays de Bourdeaux). Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- PDB - environs de Pont de Barret (plusieurs coupes partielles) sur le pointement anticlinal situé entre les synclinaux de Dieulefit et de la Forêt de Saou. Carte à 1/50 000 Montélimar.
- PDIC- Lieu-dit "Pas de la Cluse", sur le flanc sud-ouest de La Lance. Carte à 1/50 000 Nyons.
- POM - bord de la route départementale n° 338, dans la descente du col de Pommerol vers La Charce. Carte à 1/50 000 Serres.
- PP - observations diverses sur la commune de Petit-Paris (flanc oriental de la Montagne de Couspeau) entre la ferme Ronat et le col de Muse. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- PRD - environs de la ferme du Ribal, près du village de Pradelle (Nord de Saint-Nazaire-le-Désert). Carte à 1/50 000 Dieulefit
- RCF - Plusieurs coupes dans le synclinal de Rochefourchat (flanc oriental de la Montagne de Couspeau, partie nord). Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- REN - environs de la ferme Renage, au Nord-Est de Vaugelas. Carte à 1/50 000 Die.
- RIM - cluse de la Rimandoule, à proximité du village de Rochebaudin (voir FEL). Cartes à 1/50 000 Montélimar et Dieulefit.
- ROC - environs du hameau de La Rochette, à proximité de la ville de Nyons. Carte à 1/50 000 Nyons.

.../...

- RON - environs de la ferme Ronat (y compris ravin de Côte-Chaude), dans le Nord de la commune de Petit-Paris (voir PP). Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- ROS - plusieurs coupes le long de la route départementale n° 338, dans la descente du col de Pommerol, vers le village de Rosans. Carte à 1/50 000 Serres.
- RS - ravin du Rieu Sec, sur la commune de Chateauneuf-de-Bordette, à proximité de Nyons. Carte à 1/50 000 Nyons.
- RSS - cluse de La Roche Saint-Secret (terminaison périclinale de La Lance). Cartes à 1/50 000 Dieulefit et Montélimar.
- SAB - bord de la route départementale n° 546, à proximité du village de Saint-Auban sur Ouvèze. Carte à 1/50 000 Serres.
- SDZ - bord occidental du synclinal de Saint-Dizier-en-Diois. Carte à 1/50 000 Luc-en-Diois.
- SF - environs du village de Saint-Féréol, au Sud des Gorges de Trente Pas. Carte à 1/50 000 Nyons.
- SFN - commune de Chaudebonne, près du hameau de La Baume, au Nord de Saint-Féréol. Carte à 1/50 000 Nyons.
- SN - environs du village de Saint-Nazaire-le-Désert. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- SOY - environs du village de Soyans en bordure du Roubion, à l'Est de Pont de Barret (voir PDB). Cartes à 1/50 000 Montélimar et Dieulefit.
- SSV - ferme des Mouyons, près de Saint-Sauveur-en-Diois (Nord de la Forêt de Saou). Carte à 1/50 000 Die.
- SZT - environs du hameau des Sauzets, près Bouvières (voir BVR). Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- TON - cluse des Tonils, dans l'Est du Pays de Bourdeaux. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- VAL - plusieurs coupes groupées dans le périclinal de Valouse, à l'extrémité orientale du synclinal de Dieulefit. Carte à 1/50 000 Dieulefit.
- VER - cluse de l'Aygues à Verclause (extrémité occidentale du synclinal de Rosans). Carte à 1/50 000 Serres.
- VNT - Cluse de Venterol, flanc sud-ouest de l'anticlinal de La Lance. Carte à 1/50 000 Nyons.

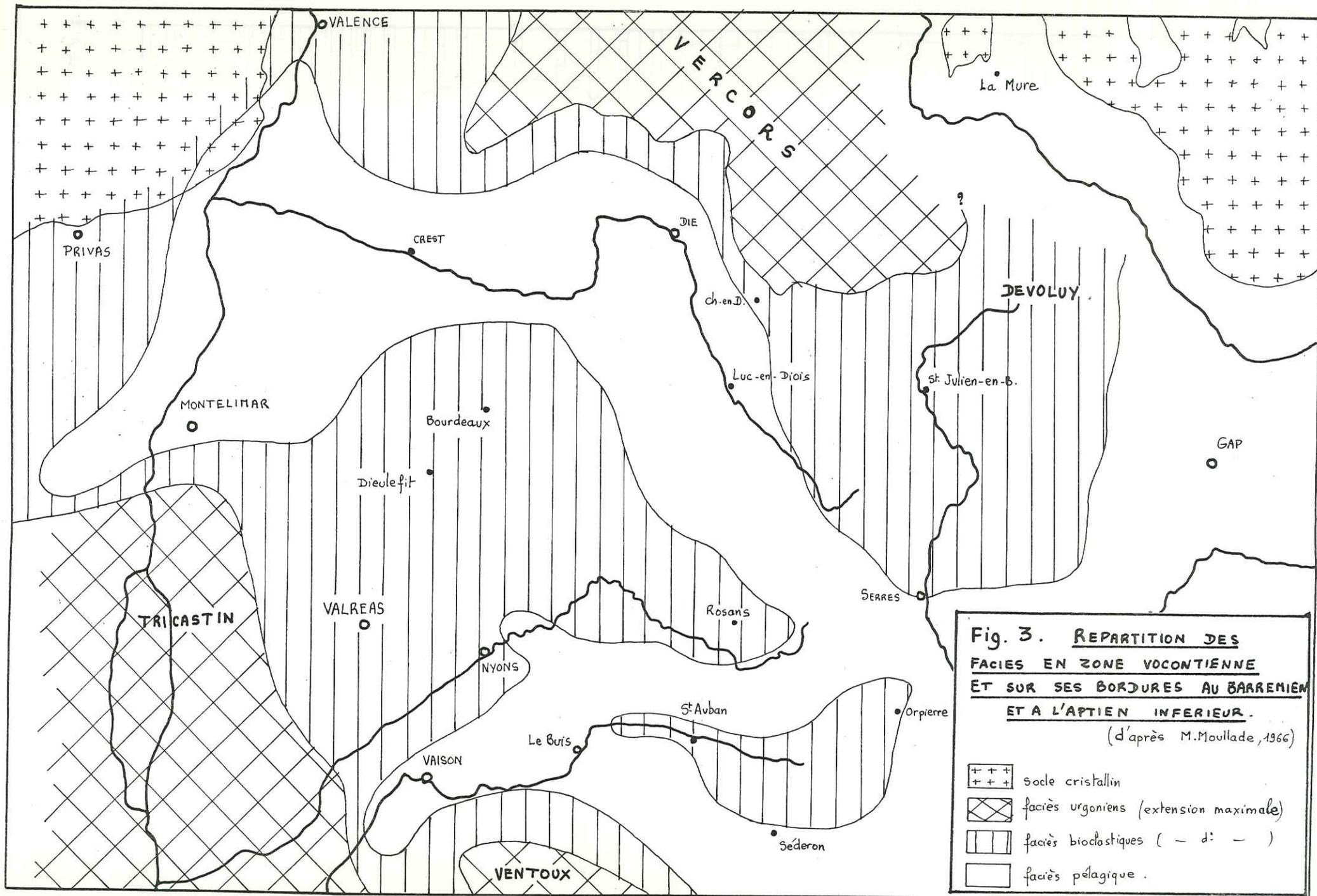


Fig. 3. REPARTITION DES FACIES EN ZONE VOCONTIENNE ET SUR SES BORDURES AU BARREMIEN ET A L'APTIEN INFÉRIEUR.

(d'après M. Moullade, 1966)

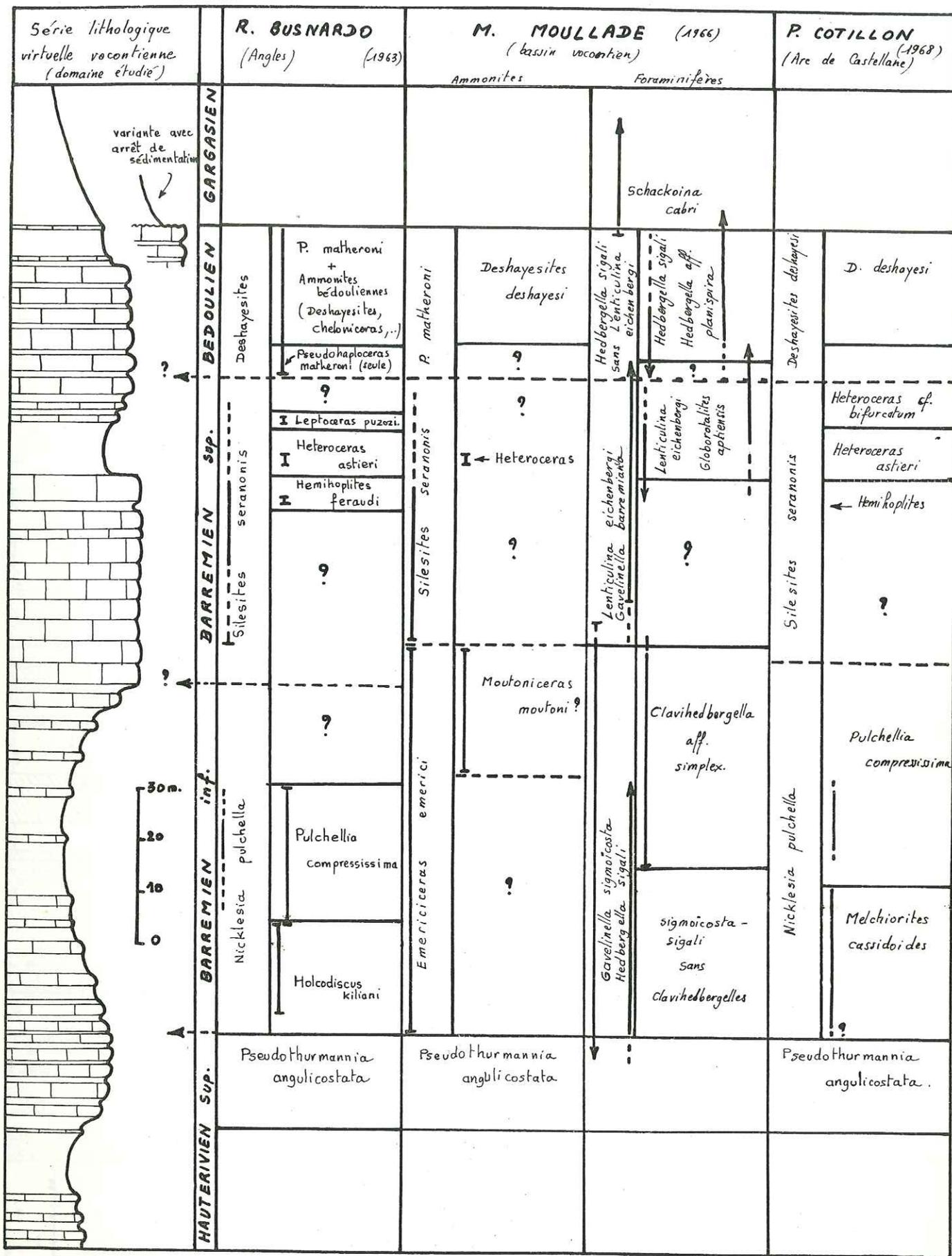
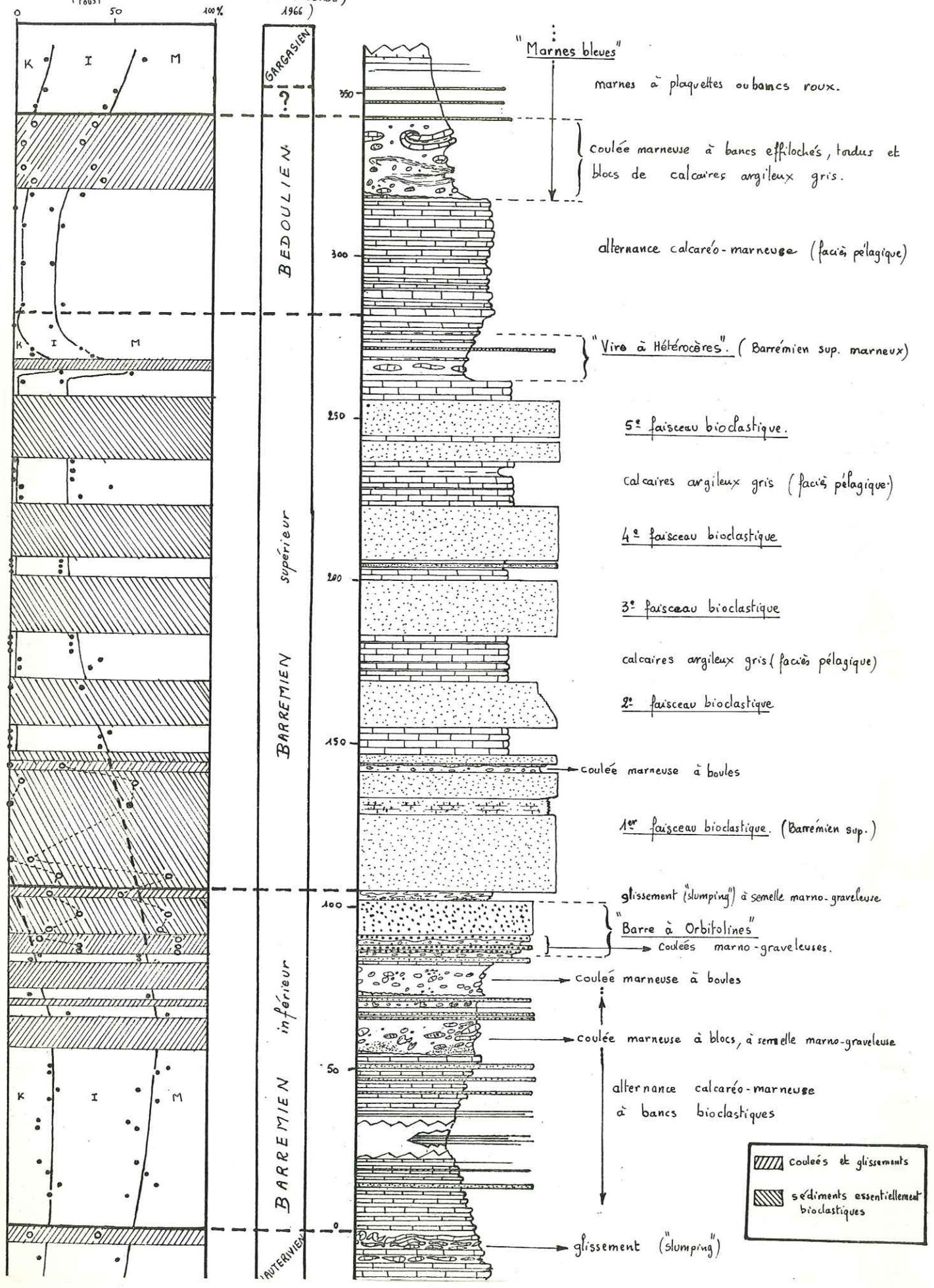


Fig. 4 - BIOZONATION DU BARREMO-BEDOULIEN DANS LE DOMAINE PELAGIQUE DES CHAINES SUBALPINES MERIDIONALES

argiles des interbancs de l'alternance pélagique (a) (en hachures les zones de matériel remanié; les bancs bioclastiques du B. inférieur n'ont pas été représentés). (Tous)

Fig. 5. Coupe de CRUPIES (CRU).

Zonation stratigraphique (d'après M. NOULLAGE, 1966)



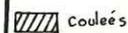
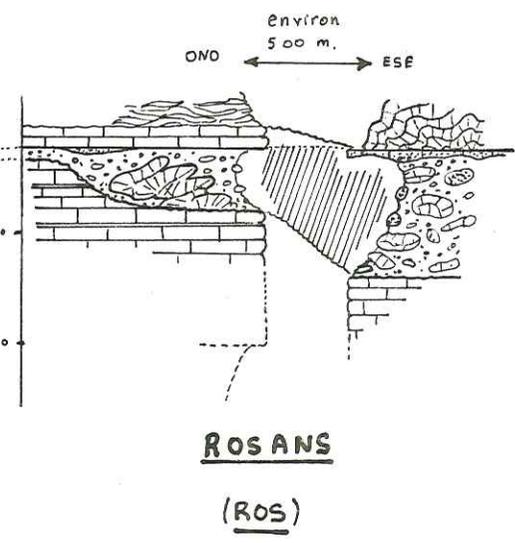
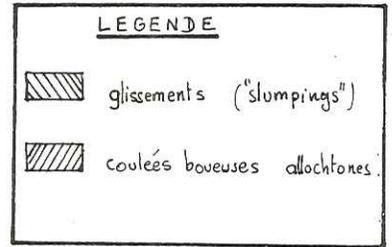
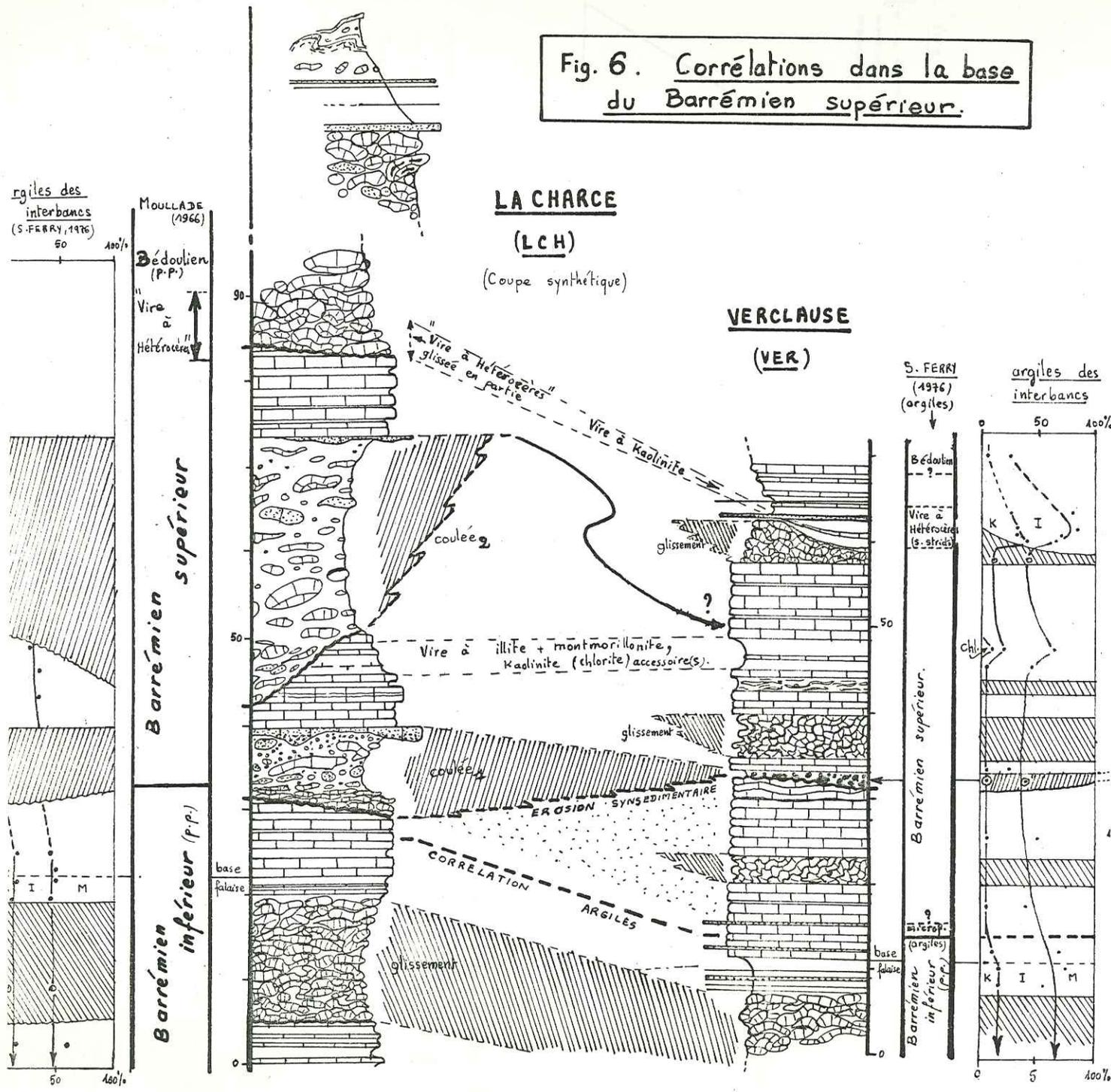
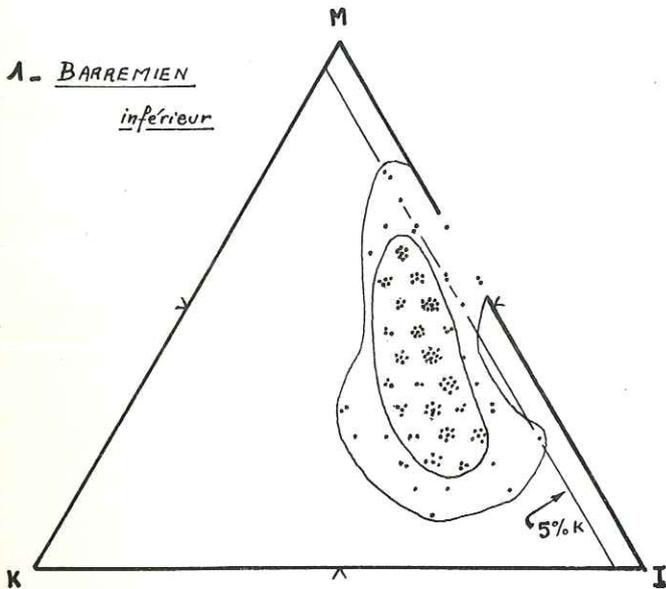
 Coulées et glissements
 sédiments essentiellement bioclastiques

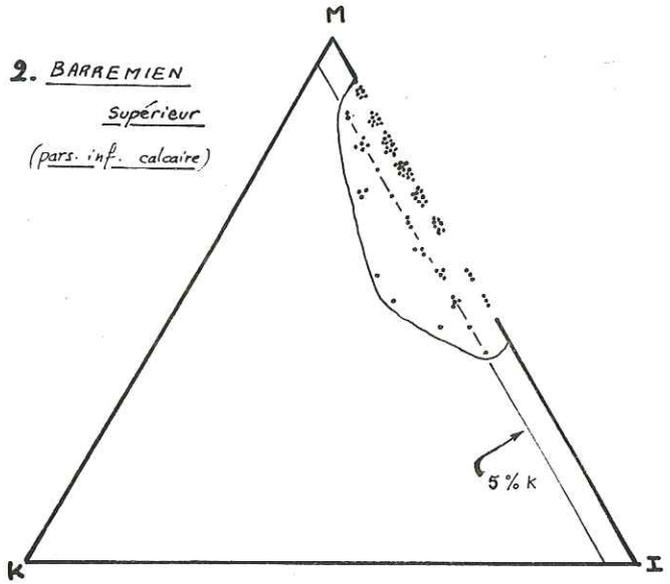
Fig. 6. Corrélations dans la base du Barrémien supérieur.



1. BARREMIEN
inférieur

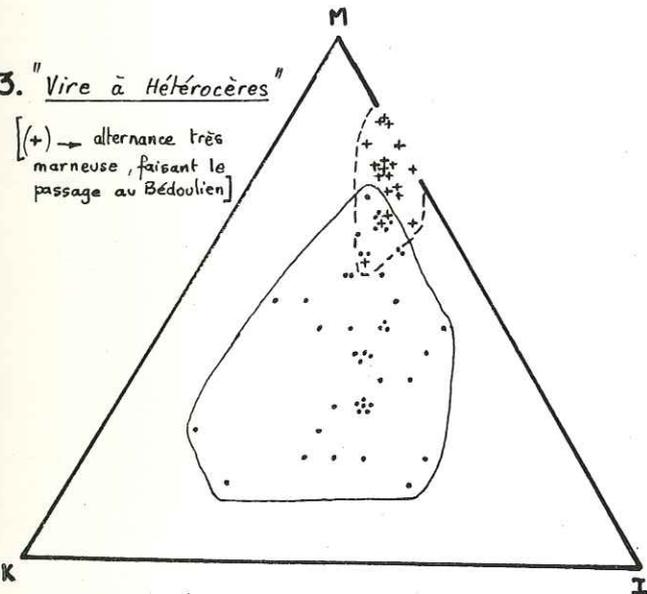


2. BARREMIEN
supérieur
(pars. inf. calcaire)

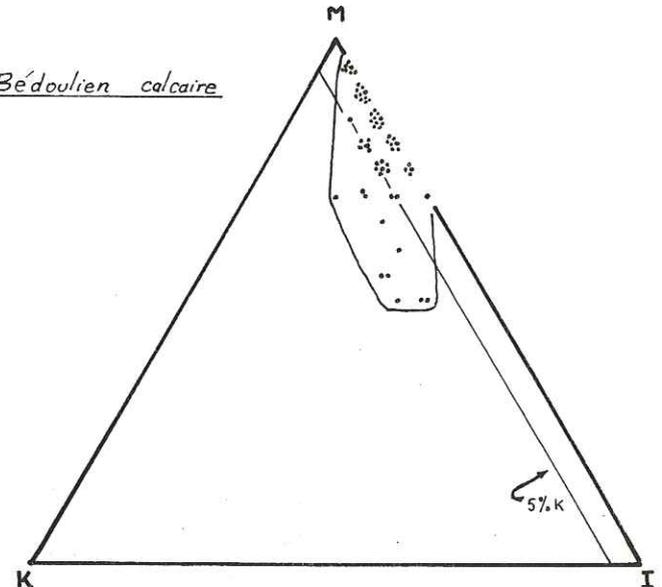


3. "Vire à Hétérocères"

[+] → alternance très marneuse, faisant le passage au Bédoulien]



4. Bédoulien calcaire



5. BÉDOULIEN marneux
et base des
"Marnes bleues"

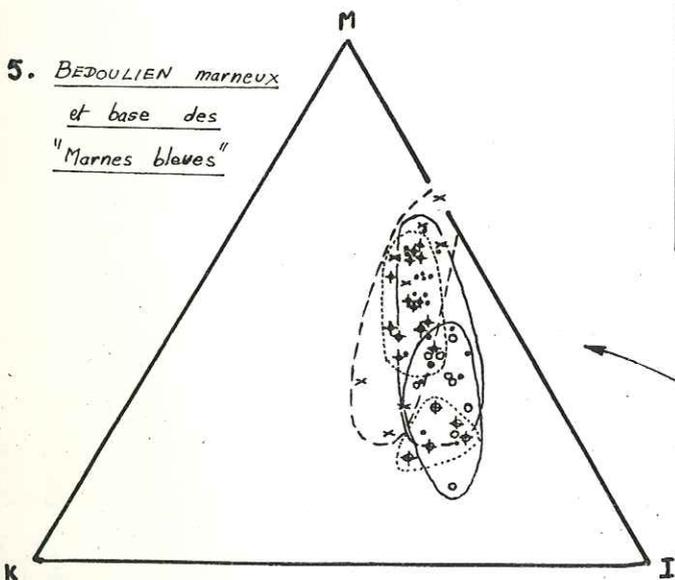


Fig. 7. Composition minéralogique des argiles
des interbanes dans l'ensemble du domaine
étudié.

M → montmorillonite et interstratifiés.
K → kadhinite
I → illite

- ⊗ Bédoulien marneux légèrement glissé (région de Bezaudun)
- ⊙ Coulee marneuse "fini-bédoulienne".
- ⊕ échantillons pour lesquels l'âge est incertain (Gargasien ou coulee marneuse "fini-bédoulienne" → coulee 4 dans la coupe de La chaudière (CHD)).
- ⊗ marnes gargasiennes (*Schackoina cabri*)
- ⊕ marnes du niveau à plaquettes rouges localement interstratifiées entre le Bédoulien marneux (Mornans) ou la coulee 3 (La chaudière) et la coulee marneuse "fini-bédoulienne".

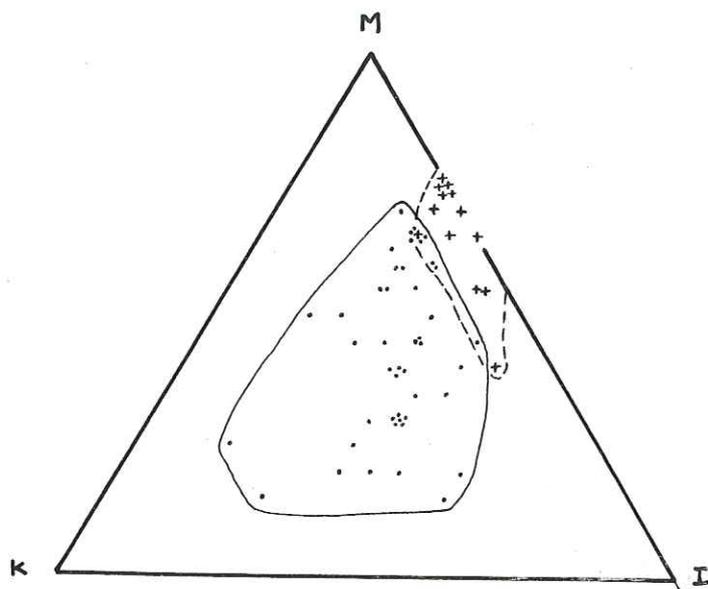


Fig. 7 bis - Composition minéralogique des argiles dans les deux vires marneuses du Barrémien supérieur.

○ · · · "Vire à Hétérocères".

○ + + + Vire sous-jacente.

Fig. 8 - Analyse des argiles dans la coupe
d'ANGLES (Alpes de Haute Provence).

-  Kaolinite
-  illite
-  interstratifiés (I-M)
-  Montmorillonite
-  Chlorite.

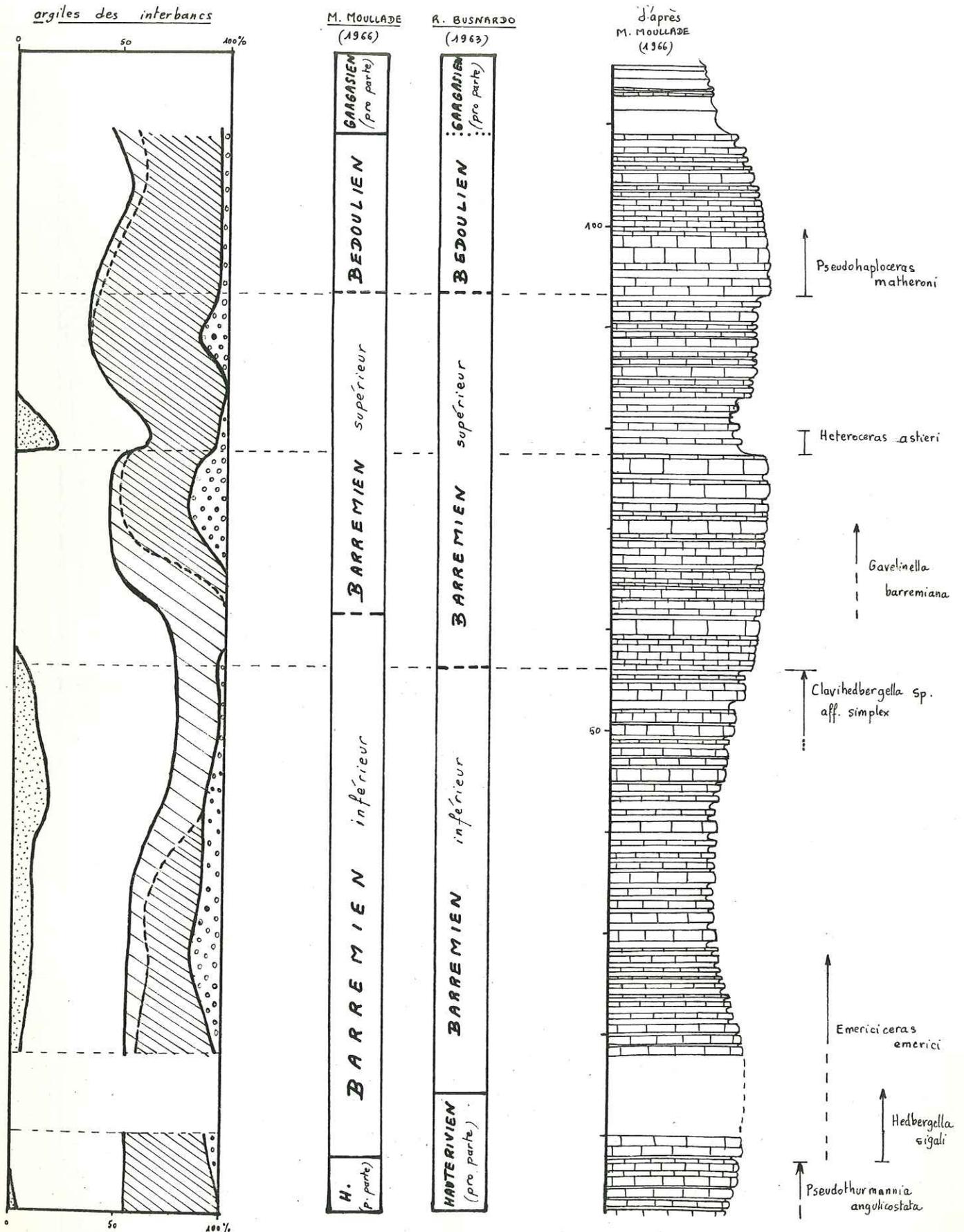
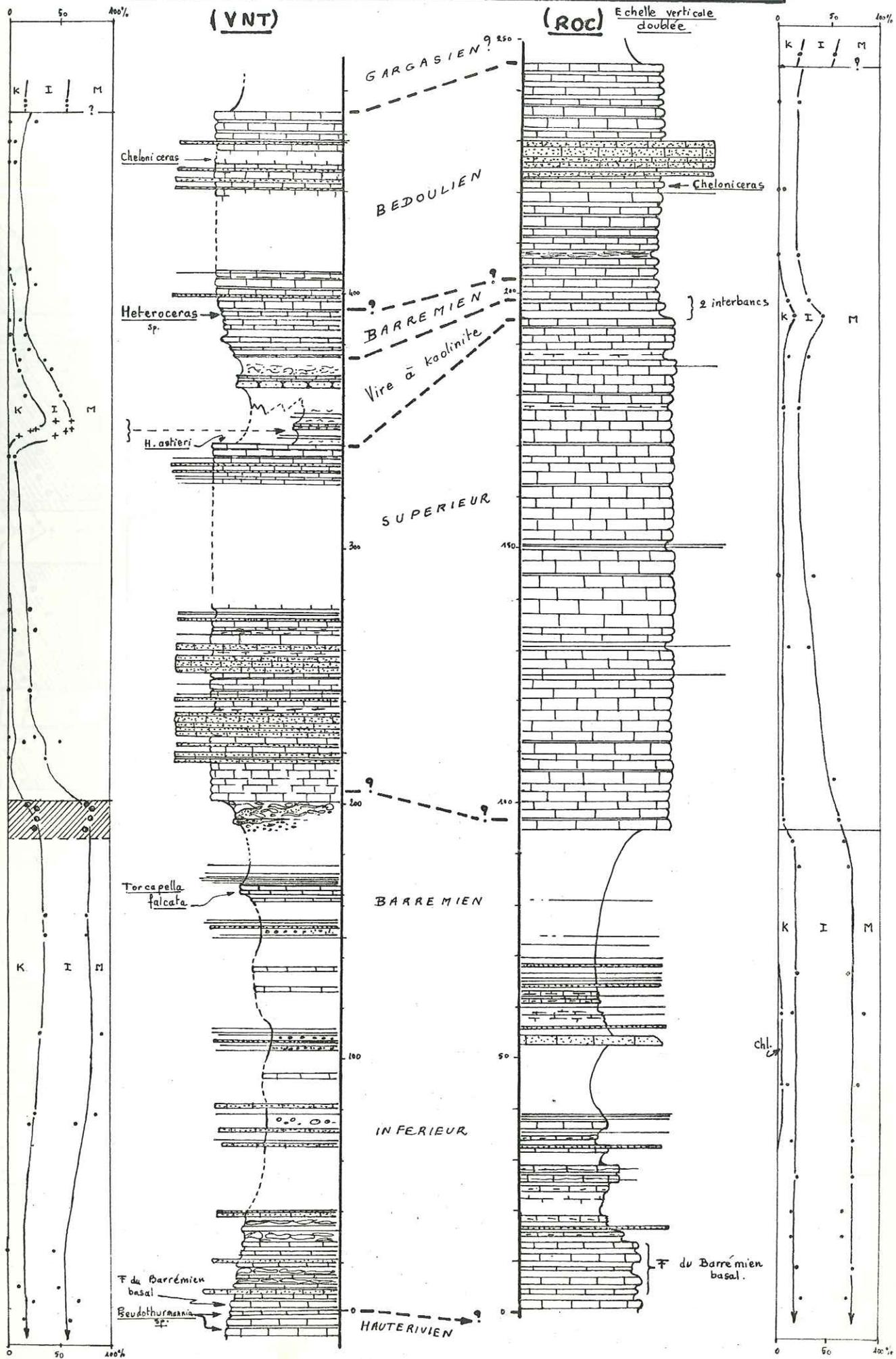


Fig. 9. Mise en évidence de la "Vire à Hétérocères dans la coupe de La Rochette (ROC). Comparaison avec Venterol (VNT)



LA CHAUDIERE

(CHD)



ROCHEFOURCHAT

(RCF)

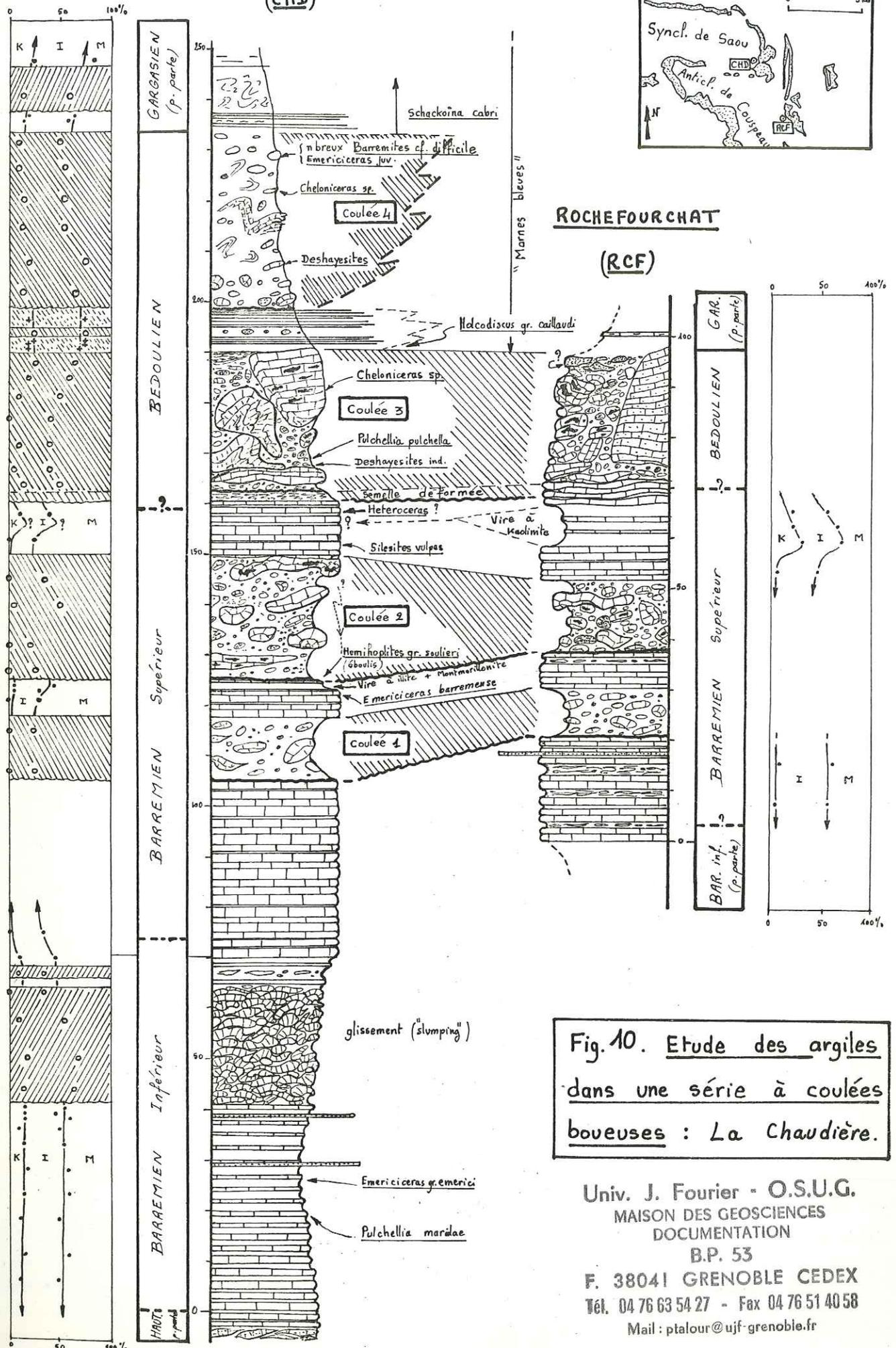


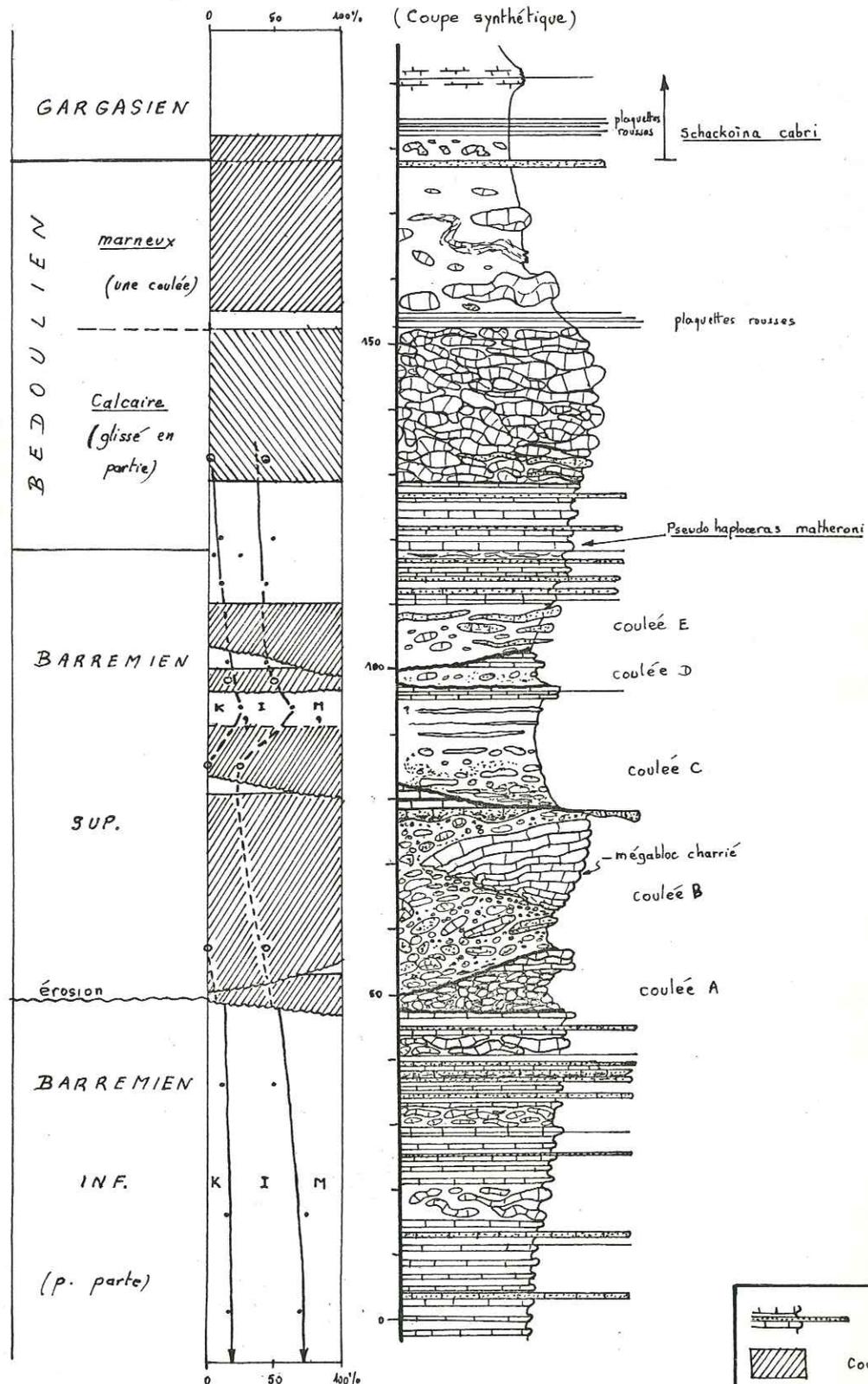
Fig. 10. Etude des argiles dans une série à coulées boueuses : La Chaudière.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Fig.11. Coupe d'ARNAYON (ARN).

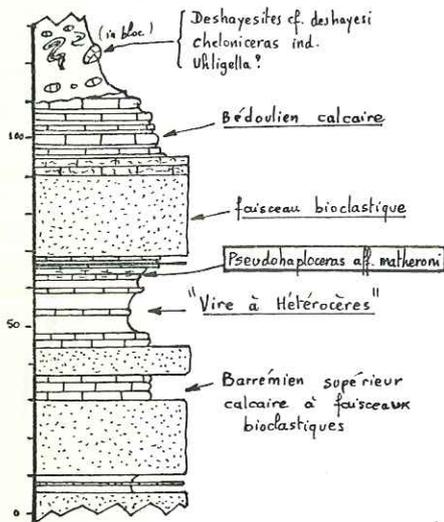


ARNAYON
(ARN)



FELINES - ROCHEBAUDIN

(RIM₄₋₂)



PONT DE BARRET

(PDB)

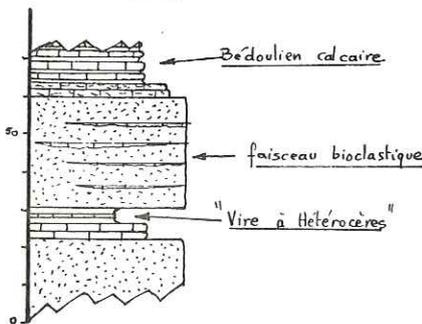
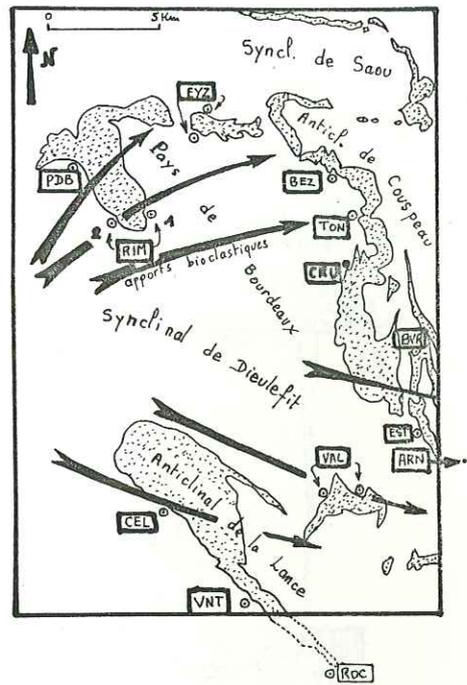
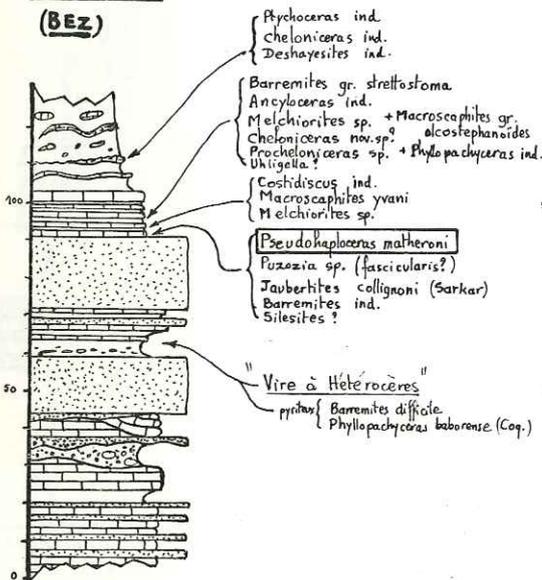


Fig. 12. Corrélation stratigraphiques à la limite BARREMIEN - BEDOULIEN.



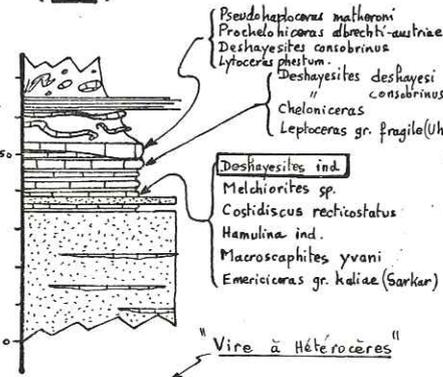
BEZAUDUN

(BEZ)



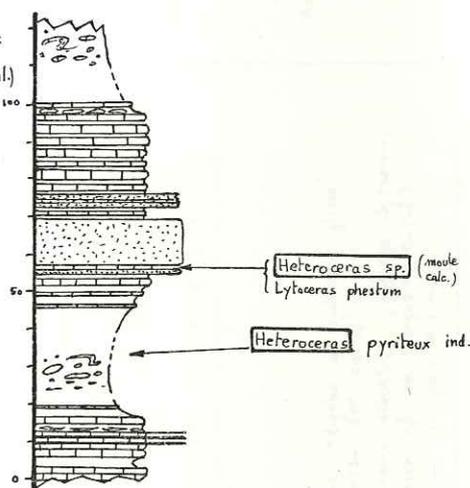
confluent Roubion - Eyzarette

(EYZ)



Les TONILS

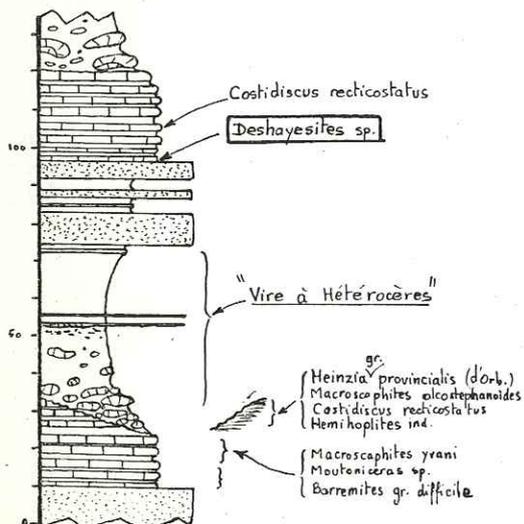
(TON)



Col de VALOUSE

(VAL)

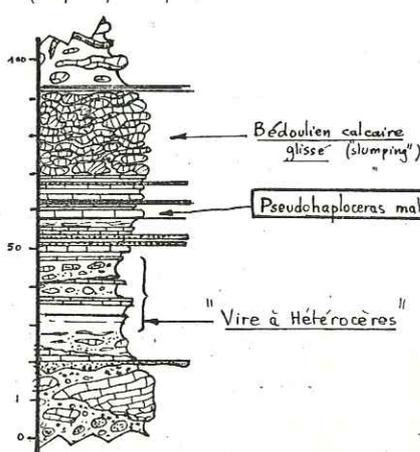
(Coupe synthétique)



ARNAYON

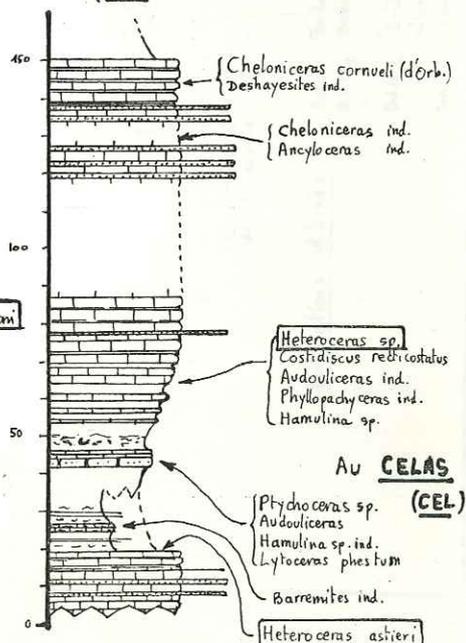
(ARN)

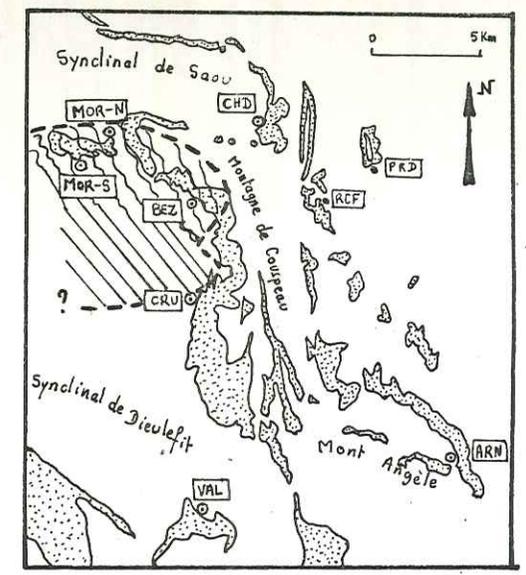
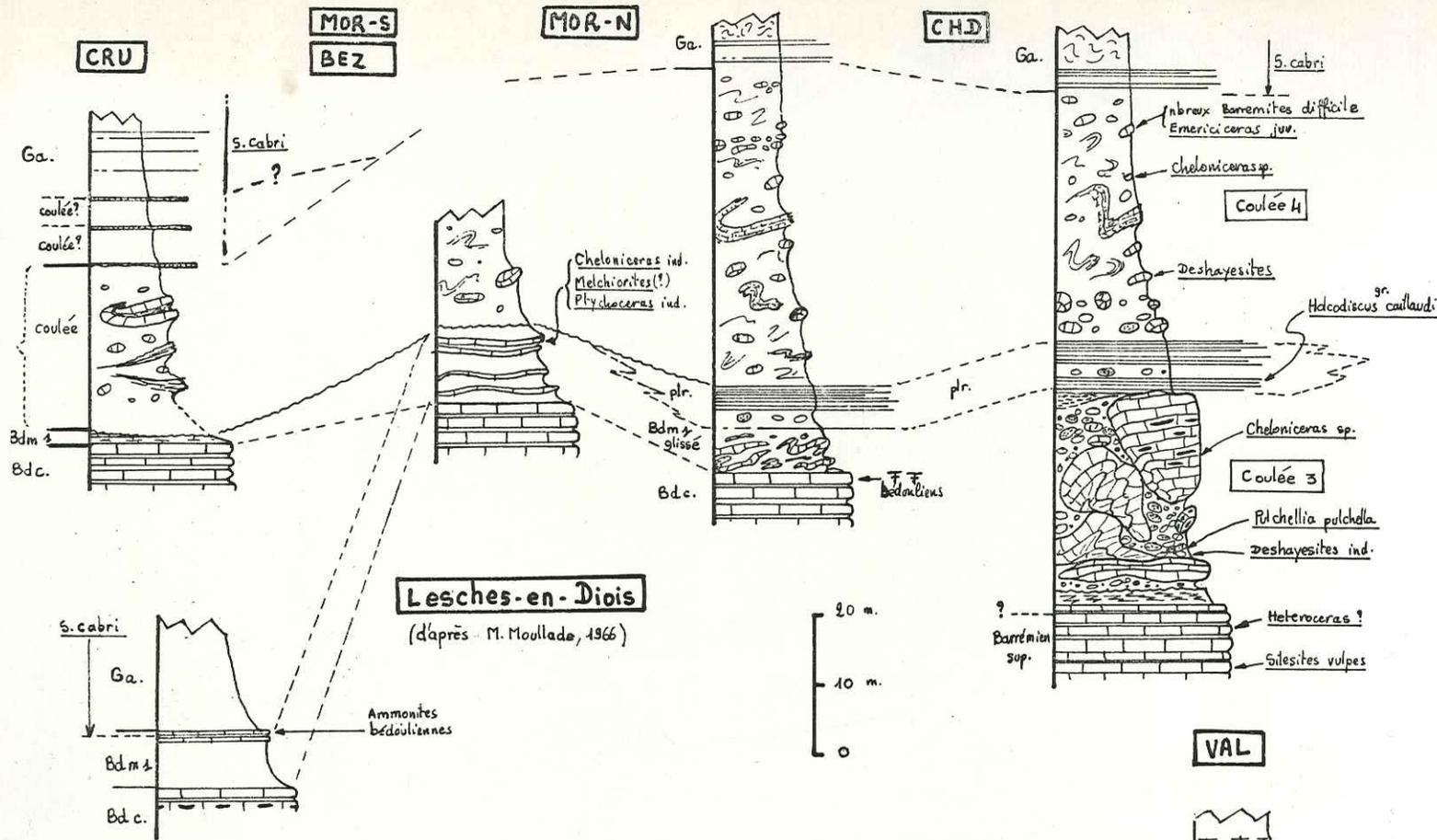
(Coupe synthétique)



VENTEROL

(VNT)





Lesches-en-Diois
(d'après M. Moullade, 1966)

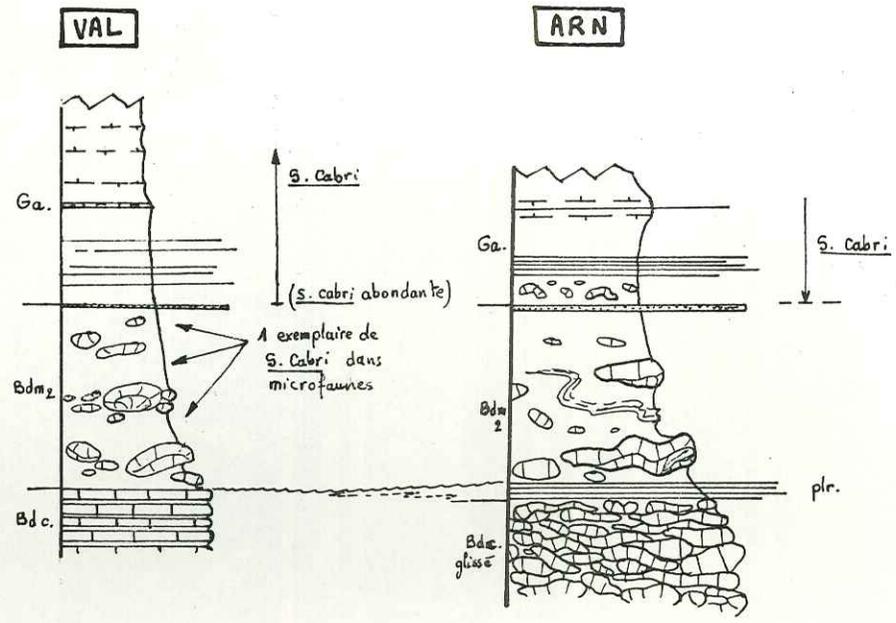


Fig. 13. Corrélations stratigraphiques dans la base des "Marnes bleues".

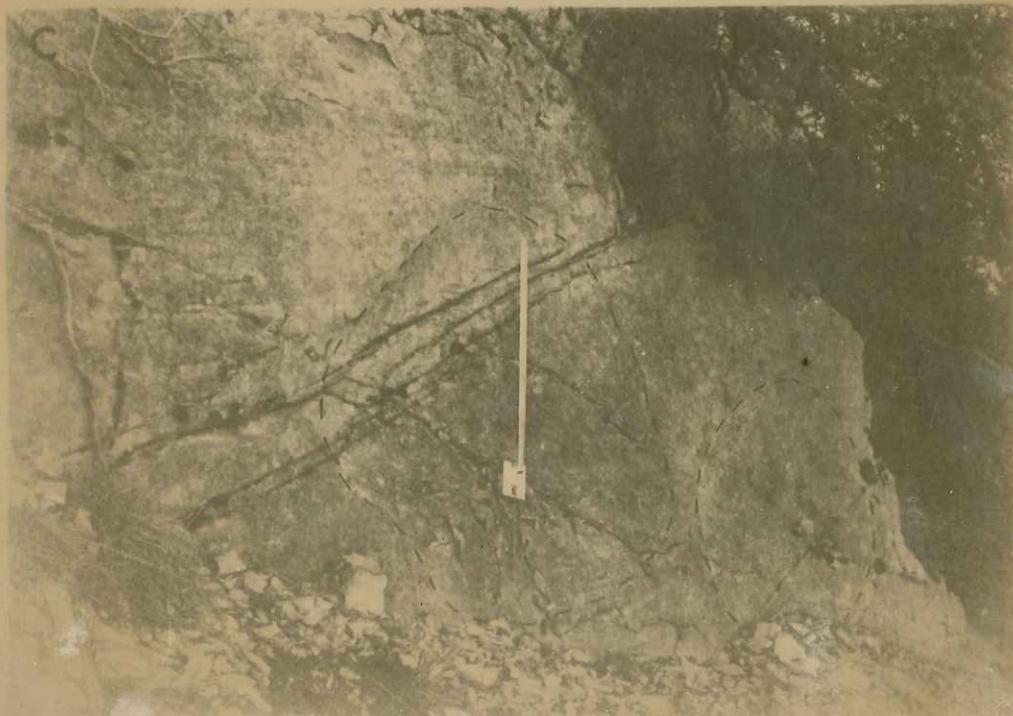
- Noter :
- 1- L'importance du remaniement dans les coulées bedouliennes de CHD.
 - Pulchella pulchella associée à Cheloniceras dans la coulée 3
 - Holcodiscus caillaudi dans la formation à plaquettes rouges (plr.)
 - Barremites difficile dans la coulée 4, juste avant que n'apparaisse S. cabri.
 - 2- La coïncidence entre l'apparition de S. cabri et le toit de la coulée 4 (excepté à Crupies) - Remarquer le hiatus dans la répartition verticale de cette espèce à Valouse (VAL).

- Abréviations utilisées :
- Bdc. Bedoulien calcaire
 - Bdm₁ Bedoulien marneux indigène ou légèrement glissé (aire hachurée sur carte)
 - Bdm₂ "Bedoulien" marneux allochtone (mélange de terrains allant du Barremien inf. au Gargasien basal)
 - Ga. Gargasien. (- plr. plaquettes rouges.)

Fig 14 - Surfaces de glissement
ferruginisées.

1. Surface intrabédoulienne de l'estellon (EST).
2. Vue générale montrant les diverses générations de
surfaces de glissement synsédimentaire.
3. Vue de détail montrant le piquetage (perforations?).

Surface située à la base de la Vire à Hétérocères,
au col de Valouse (VAL). Noter cette fois l'absence
de piquetage mais aussi les niches d'impression dues
au poinçonnement de la surface par les blocs de
la coulée synsédimentaire sus-jacente (○).



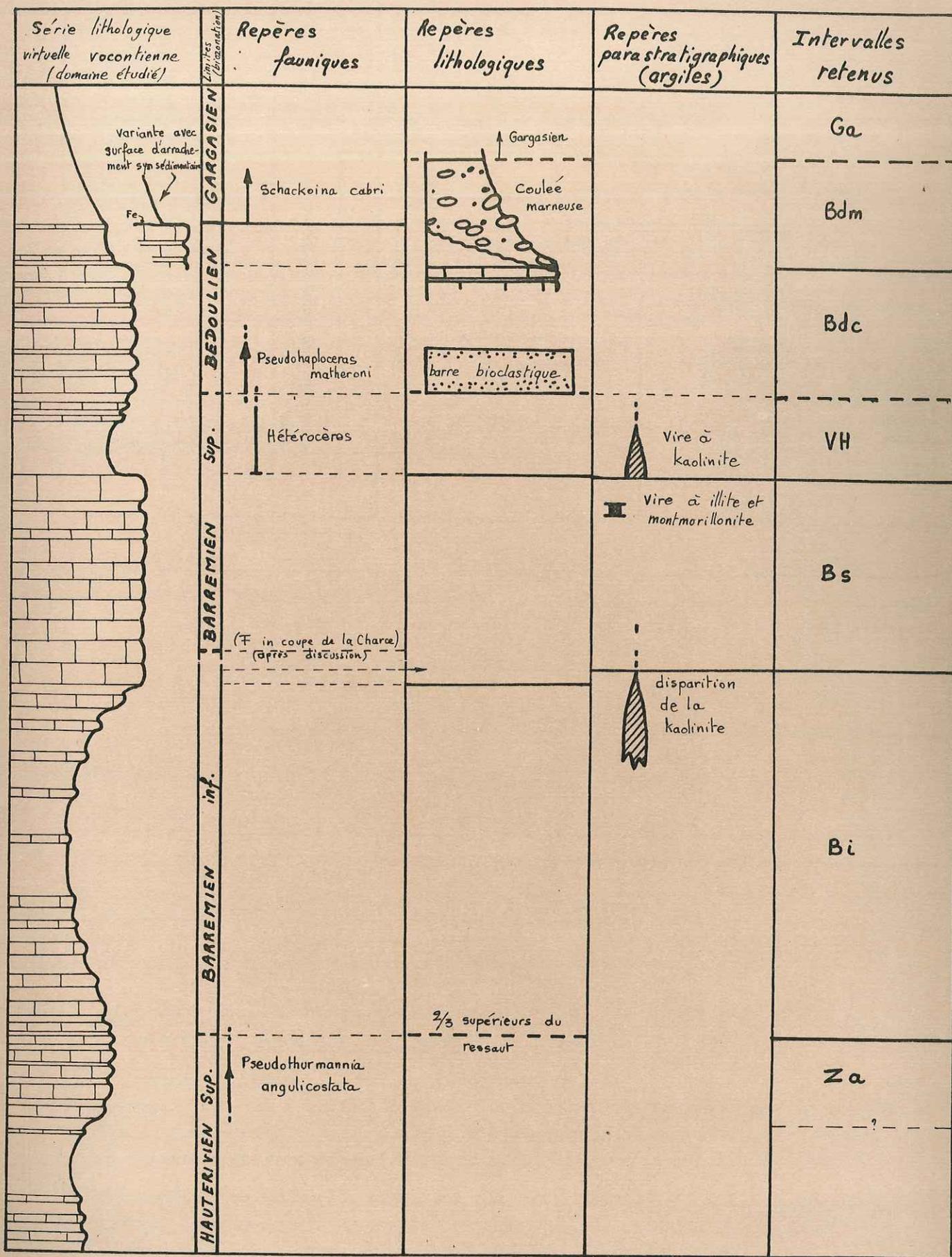


Fig. 15. Principaux repères utilisés et leur position par rapport à la série pélagique virtuelle et à la biozonation.

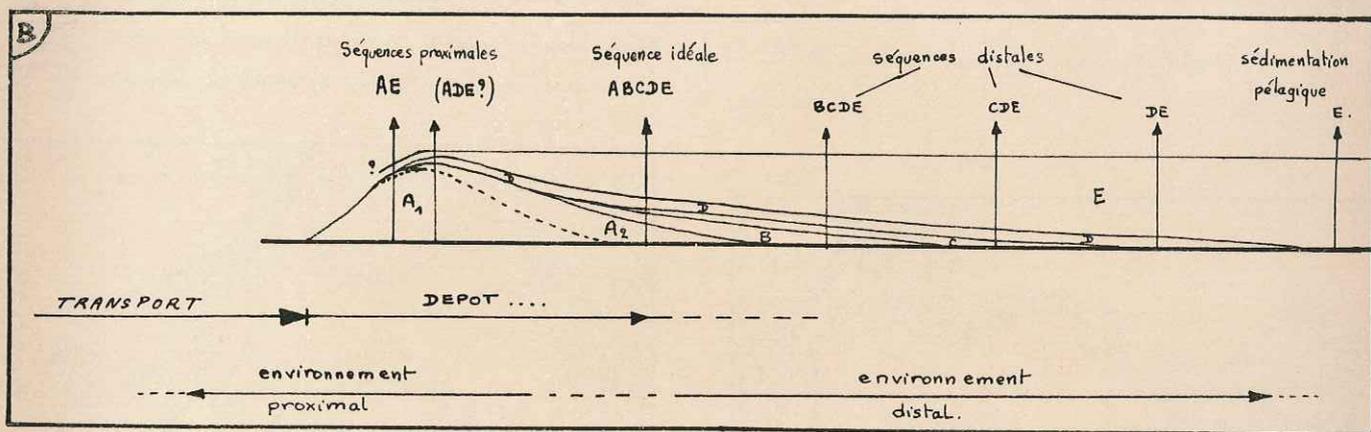
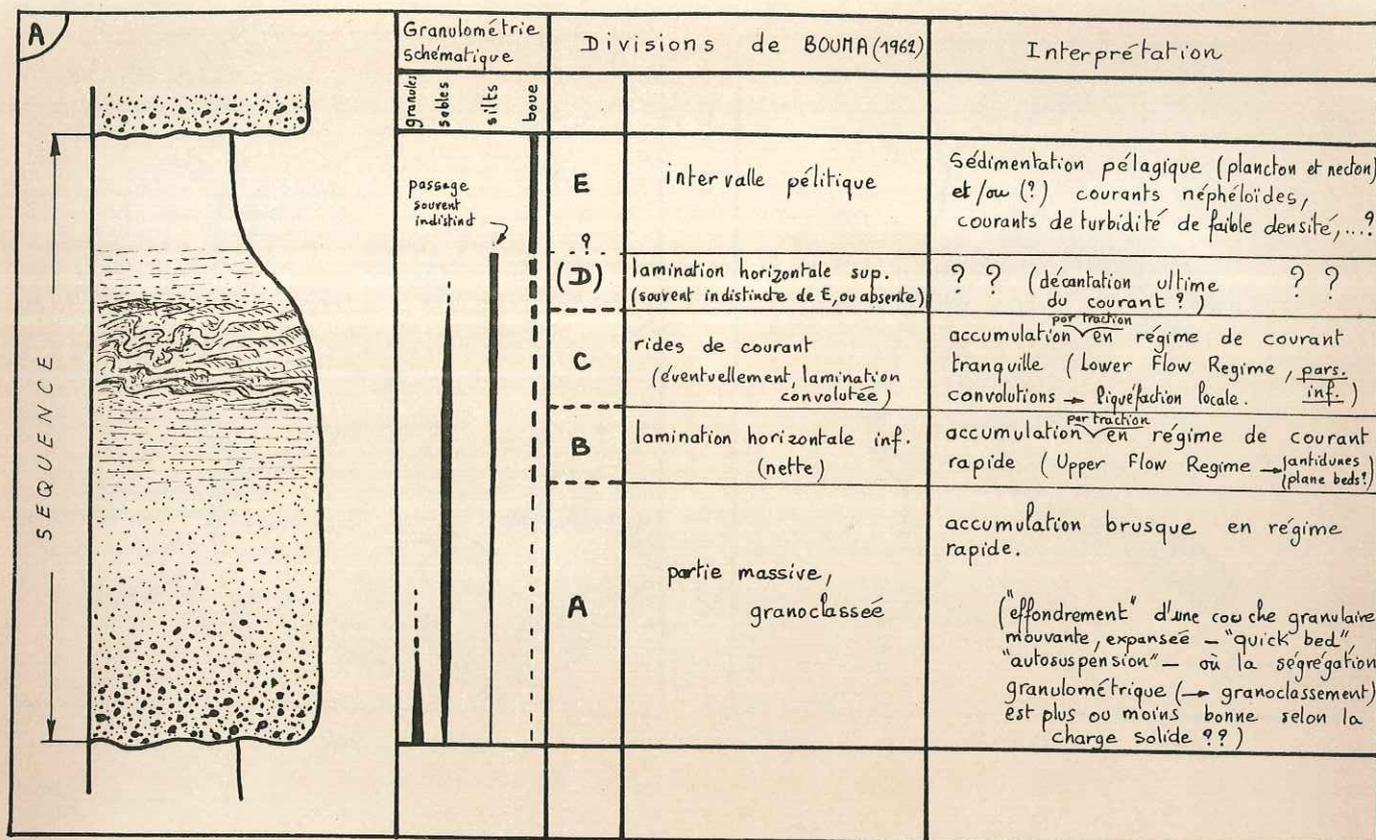


Fig. 16 - LA SEQUENCE IDEALE DE "TURBIDITE".

en A : - en coupe, d'après A.H. BOUHA (1962), G.V. MIDDLETON et M.A. HAMPTON (1973).

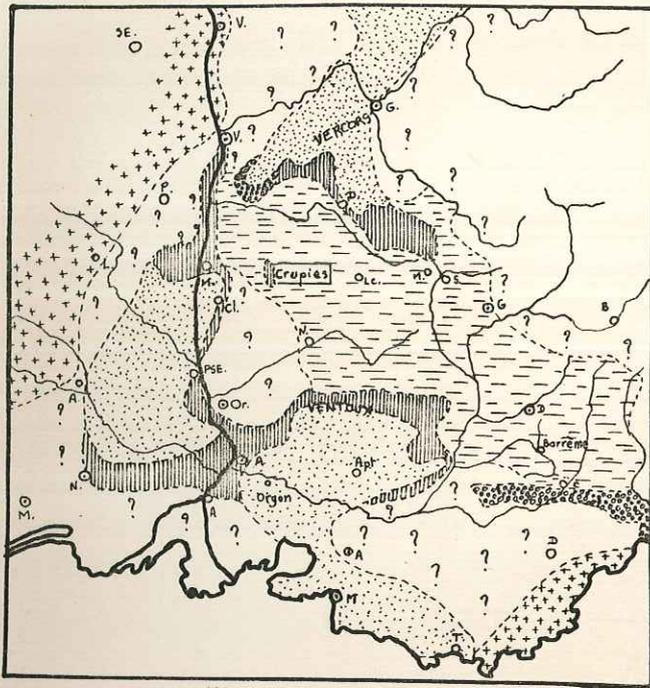
en B : Etallement théorique dans l'espace des structures de la séquence idéale au cours du délestage progressif du courant de turbidité. (modifié d'après K.D. MEISCHNER, 1964).

Ce schéma rassemble, à l'échelle d'une seule turbidite, les caractères moyens des séquences observées dans les formations à turbidites depuis la zone proximale de dépôt jusque dans la zone distale où viennent mourir les queues des courants, délestés de l'essentiel de leur charge grossière.

Cette zonation dans l'espace de la turbidite est donc une vue de l'esprit mais doit, au moins en partie, correspondre à la réalité.

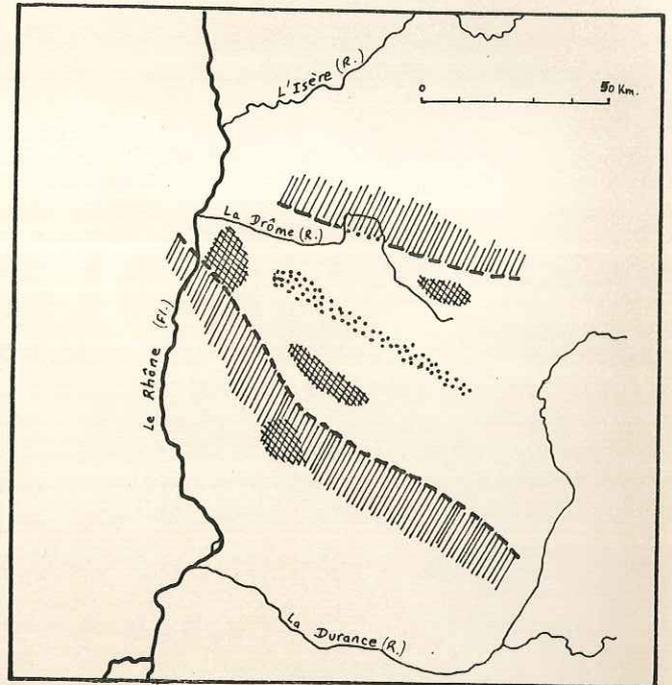
(A₁ et A₂ : subdivisions respectivement mal et bien granoclassées de A.)

Les épaisseurs relatives des différents termes A, B, C, D, E tentent de reproduire la réalité (sédimentation pélagique E réduite dans la zone proximale, dominante dans l'environnement distal, etc.).



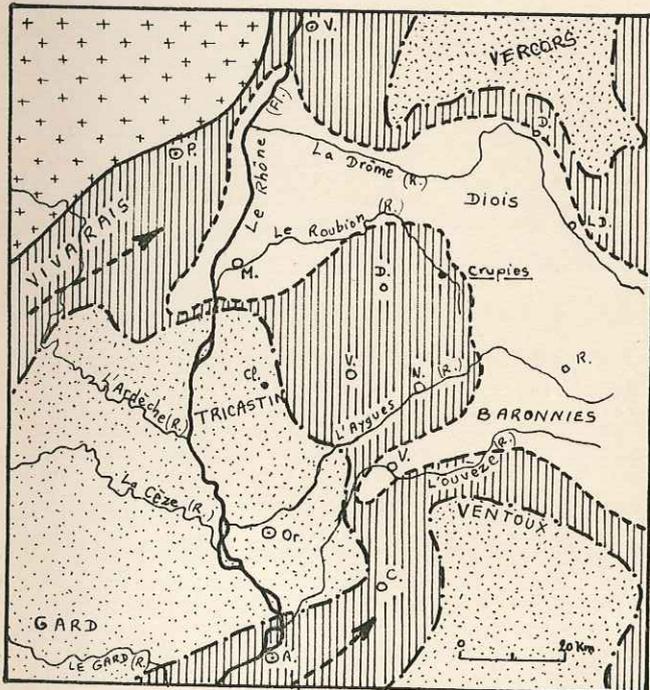
a) - d'après W. KILIAN - 1912.

- Faciès urgonien.
- Faciès intermédiaire (calcaires à débris, calcaires à silex, etc.)
- Faciès vaseux (bathyal) à Céphalopodes (Fosse vocontienne)
- Faciès glauconieux du Barrémien et absence de dépôts aptiens
- Apparences inconnues (recouverts ou érodés)



b) - d'après J. GOGUEL - 1944.

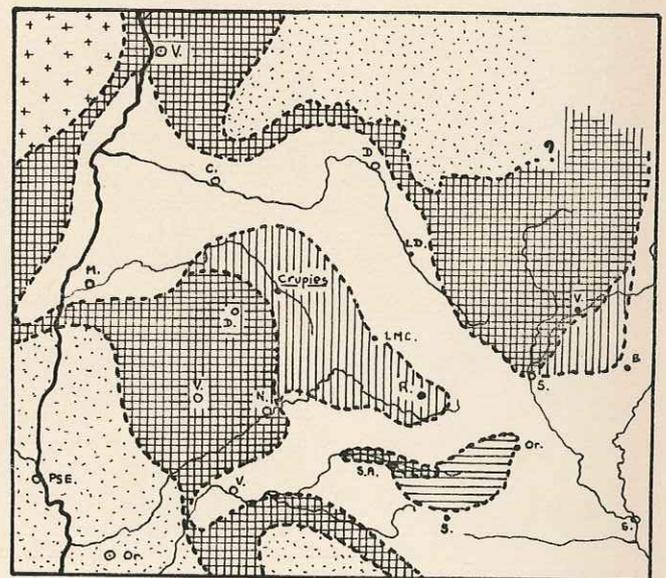
- Limite des faciès urgoniens (masse supérieure)
- calcaires de transition correspondant à la masse supérieure.
- Zone à éléments urgoniens (Orbitolines, Polypiers, ...)



c) - d'après J. MAILLARD - 1963.

(à la limite Barrémien - Aptien)

- Faciès urgoniens à Rudistes.
- Faciès pseudo-urgoniens
- Faciès vocontien
- Socle cristallin
- Voies de communication.



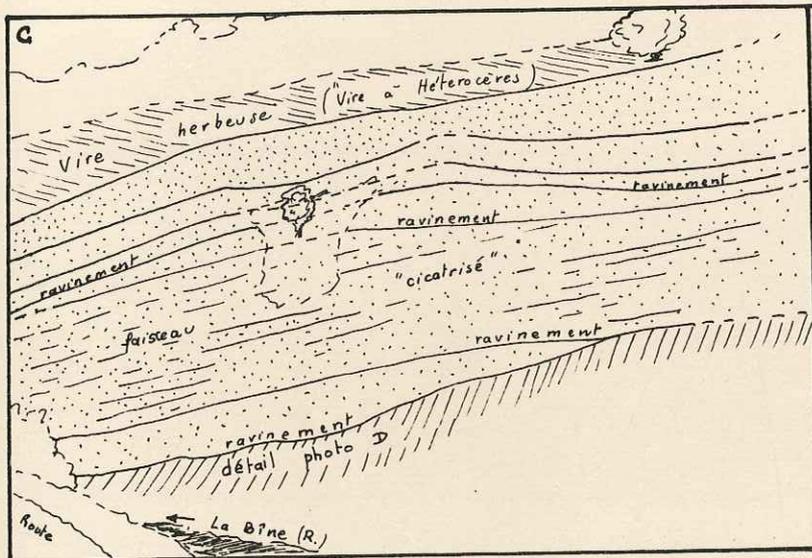
d) - d'après M. MOULLADE - 1966.

- Faciès urgonien
- Faciès bioclastique (Répartition au Barrémien)
- Faciès bioclastique (Répartition à l'Aptien inférieur)
- Faciès pélagique.
- Présence du faciès bioclastique à la fois au Barrémien et à l'Aptien.

Fig. 17 - Evolution historique des connaissances sur la répartition des faciès dans le bassin vocontien et ses bordures pendant le Barrémien et l'Aptien inférieur.

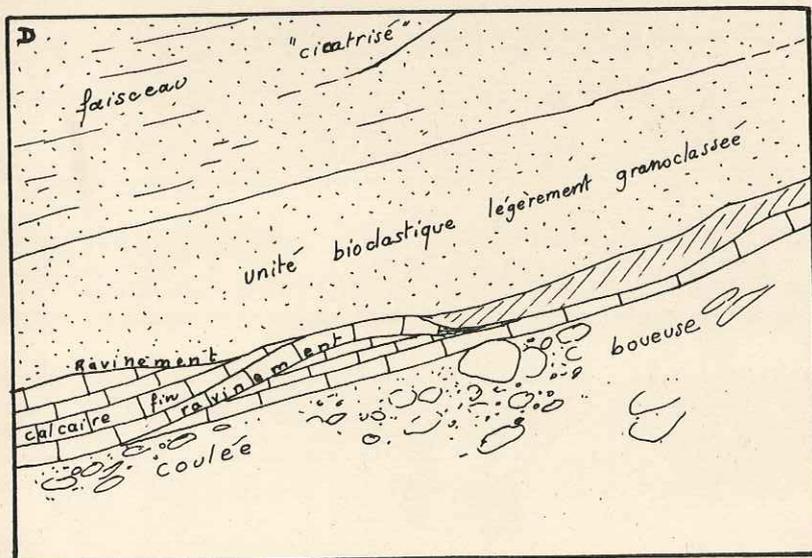
Fig. 18 - Les barres bioclastiques du Barrémien supérieur et de l'Aptien inférieur

- A.** Aspect bien réglé des falaises bioclastiques. On y distingue ici deux parties : dans la première moitié, les bancs sont nettement visibles ; dans la seconde, l'aspect est plus massif ("faisceau cicatrisé" d'analyse délicate) - Barrémien supérieur du col de Valouse. La partie tout à fait sommitale de la barre, en pente plus douce, est constituée de calcaires fins et de marnes. Au-dessus, la "Vire à Hétérocères" (zone boisée) -
- B.** Détail d'un faisceau bioclastique. Remarquer le grand nombre de plans de "discontinuité" internes (sans hiatus granulométrique) pour un nombre restreint de discontinuités réelles (3 unités granoclassees, limitées par des lignes de pointillés sur la photographie). Le marteau donne l'échelle - Bédoulien basal du col de Valouse.



C. Cas de ravinelements répétés dans un faisceau bioclastique.

Barrémien supérieur de Beaudun.



- D.** Détail de la base du faisceau précédent montrant qu'une phase de ravinement a affecté les calcaires fins sous-jacents. Bien que la cicatrice ait été fossilisée par du calcaire fin (faciès pélagique) il est logique de penser que cette érosion est due au même phénomène qui accompagne la mise en place des calcarénites (cf. érosion des calcaires fins par la première unité bioclastique) -

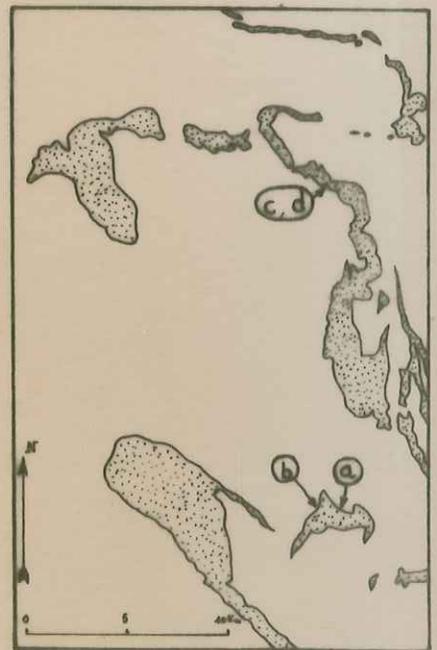
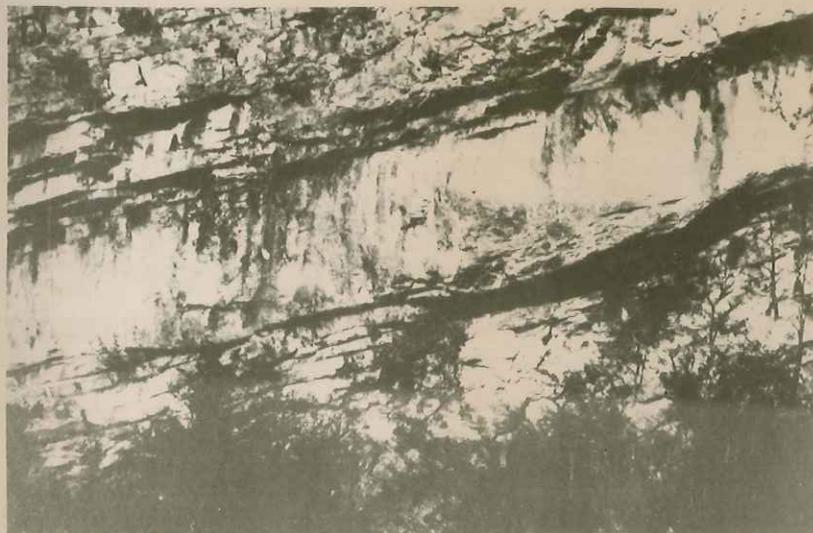
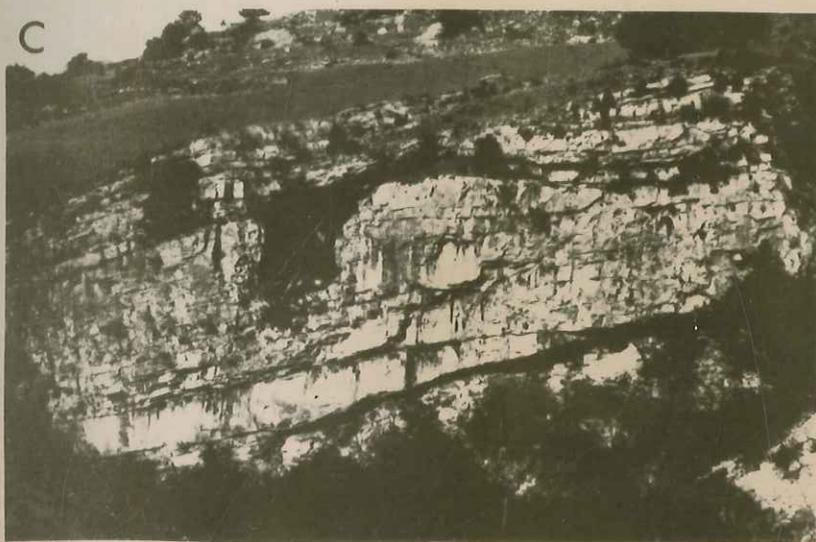


Fig. 18 - Les barres bioclastiques du Barrémien supérieur et de l'Aptien inférieur.

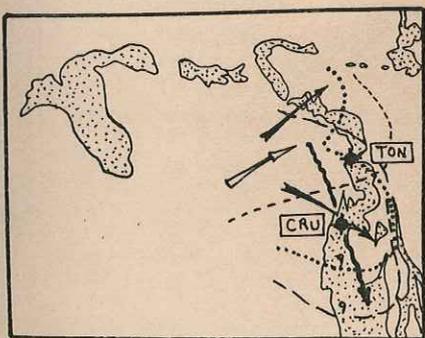
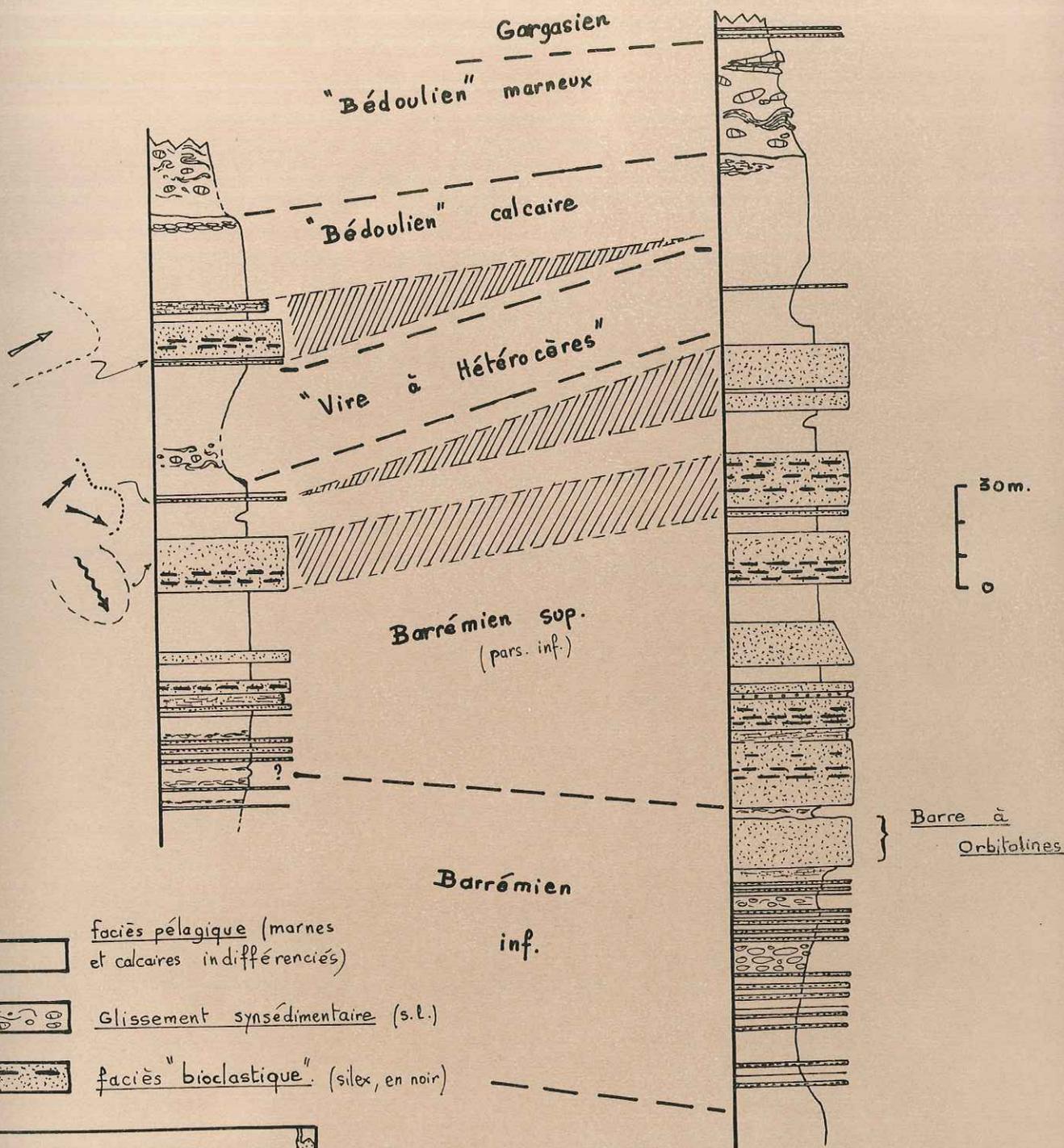
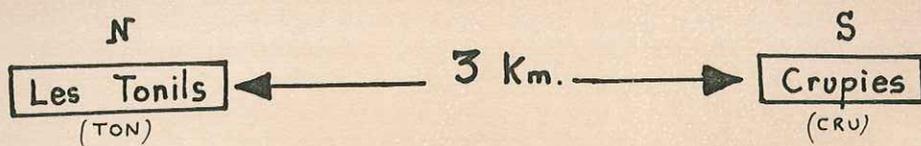
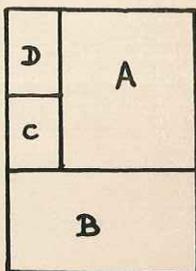


Fig. 19 - Caractère lenticulaire des barres bioclastiques du Barrémien supérieur - Bédoulien.

(en cartouche : aires de répartition et sens des apports correspondant aux faisceaux encadrant la "Vire à Hétérocères".)

Fig. 20 - Faciès bioclastiques intravocontiens.



A - Biomicrorite à Foraminifères abondants (Miliolidés, petits agglutinants, rares Orbitolines), bioclastes divers (Algues Dasycladacées, Lamellibranches, Bryozoaires, etc.) et rares éléments oolitisés.

Barreémien supérieur de Crupies.

B, C, D - Echantillons prélevés respectivement à la semelle, au milieu et au sommet d'un banc (granoclasse) de la "barre à Orbitolines" de Crupies - Barreémien inférieur.

B - Biomicrorite à éléments variés: Chaetetide(?) avec Bryozoaire épiphyte, Algues Dasycladacées diverses, Polypiers, gros intraclaste, Lamellibranches, Gastéropodes Echinodermes, etc. brisés, Foraminifères divers dont gros agglutinants, Orbitolines, Miliolidés, etc. et éléments oolitisés (Miliolidés, fragments de Foraminifères agglutinants micritisés).

en C, certaines catégories de débris ont disparu (notamment Coelentérés et Orbitolines).

en D, les petits Foraminifères agglutinants, les débris de Lamellibranches de Brachiopodes et d'Echinodermes dominant.

L'évolution faciologique suit le granoclasement et l'amélioration du classement de la base au sommet du banc. Elle correspond à un phénomène de tri dans un courant.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

Fig. 20 - Faciès bioclastiques intravocontiens.

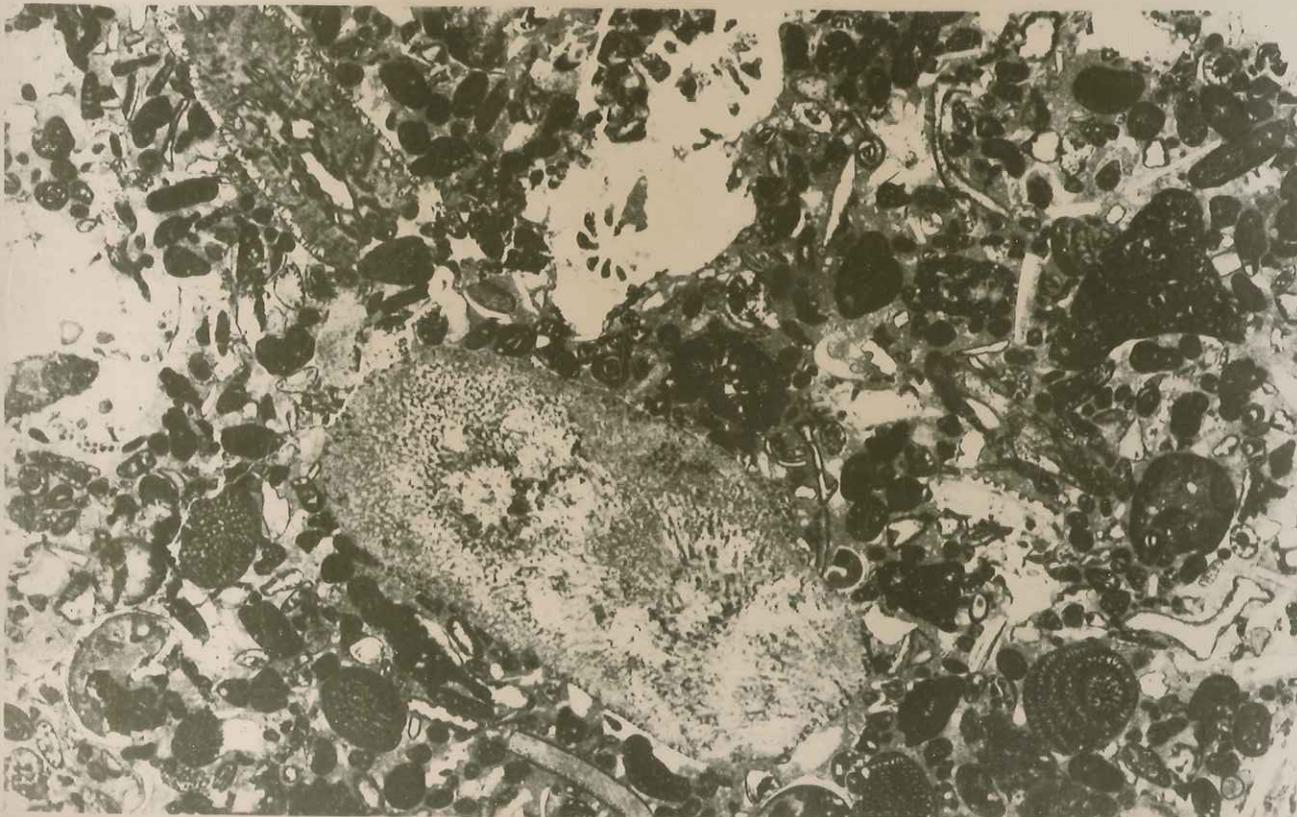
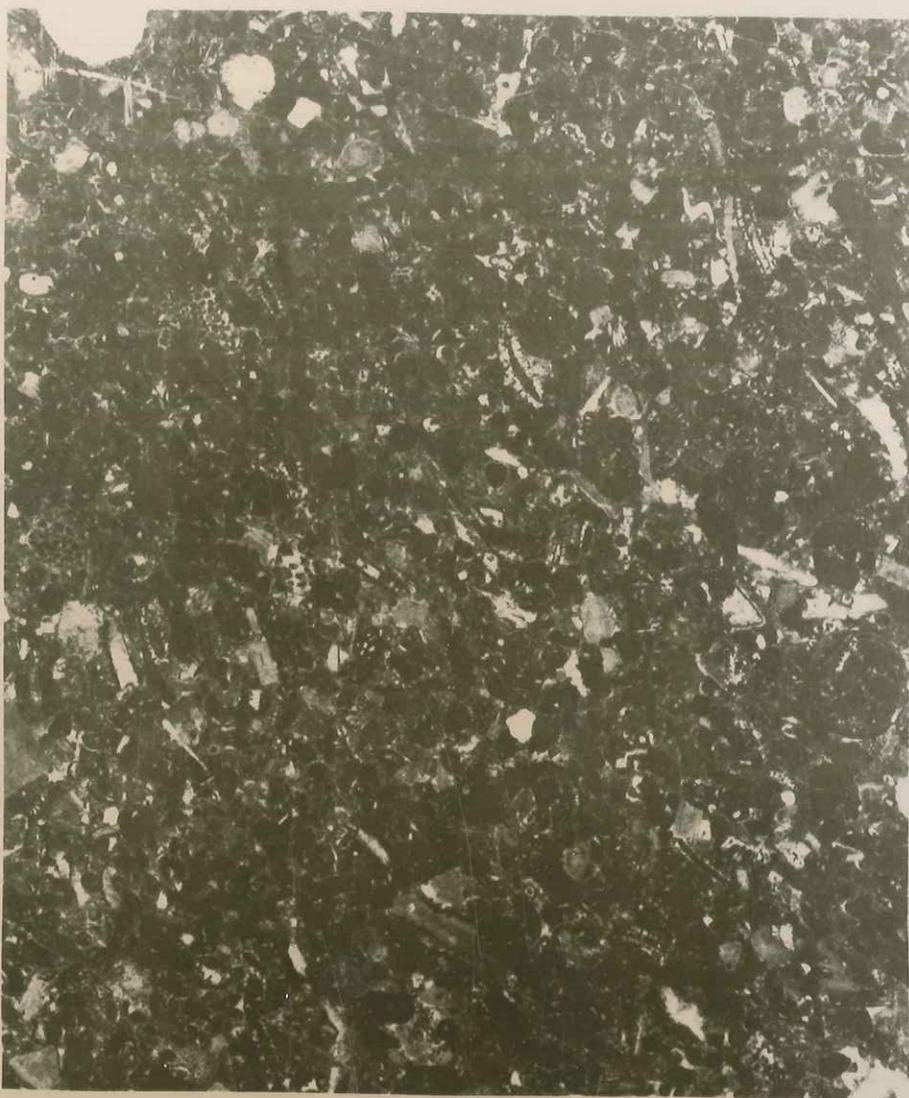
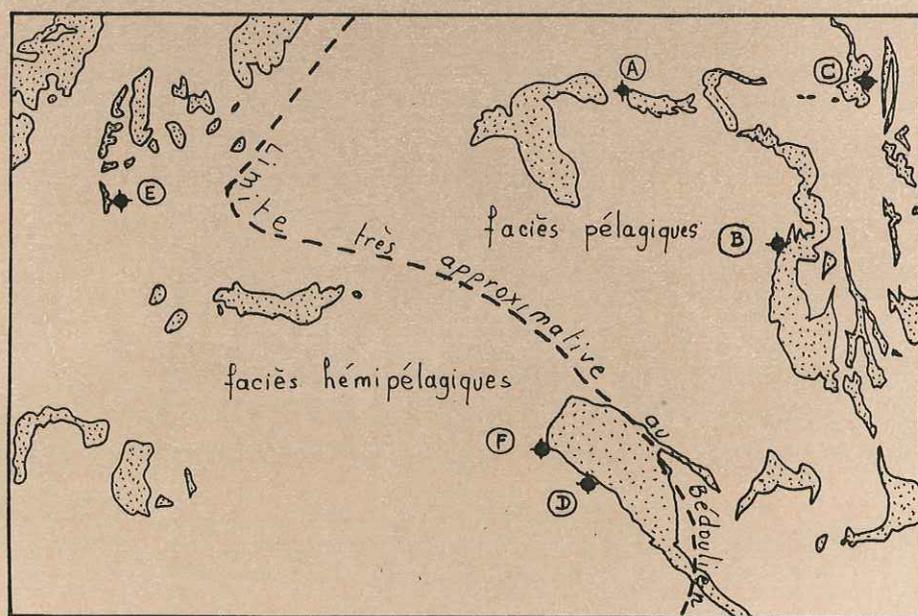


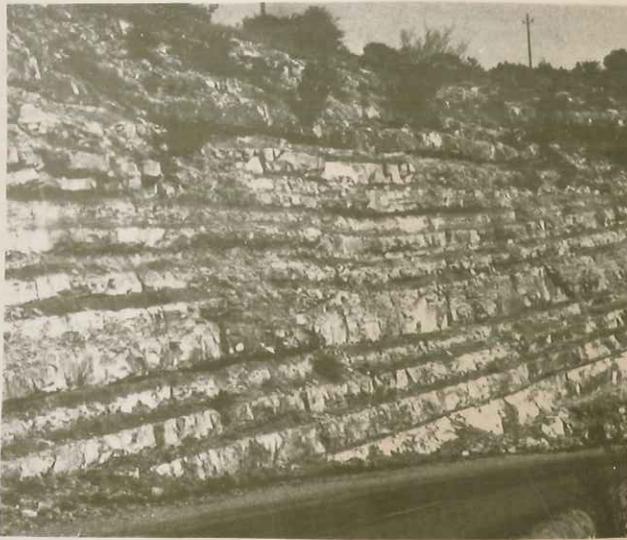
Fig. 21 - Faciès hémipélagiques et pélagiques

- A.** Alternance calcaréo-marneuse à caractère pélagique. Noter l'aspect bien réglé des bancs. Bédoulien de Francillon-sur-Roubion.
- B,C.** Microfaciès pélagiques : vases fines plus ou moins riches en Radiolaires, Hedbergelle, etc. Spicules rares.
- B : Barrémien supérieur de Crupies.
- C : Barrémien supérieur du col de la Chaudière. Noter les mouchetures sombres (bioturbation?) qui sont caractéristiques des faciès pélagiques.
- D.** Alternance calcaréo-marneuse à caractère hémipélagique où se manifeste une tendance progressive au débit "en miches" ou en parallélépipèdes aux arêtes émoussées. Bédoulien basal du Cèlas.
- E,F.** Microfaciès hémipélagiques : vases calcaires "silteuses"⁽¹⁾, plus grossières, constituées de petits débris et de spicules ; grains de quartz moins rares, parfois glauconie. Radiolaires plus rares.
- E : Bédoulien supérieur des carrières de l'Homme d'Armes, près Montélimar.
- F : Bédoulien supérieur de l'anticlinal de la Lance (La Roche-Saint-Secret).

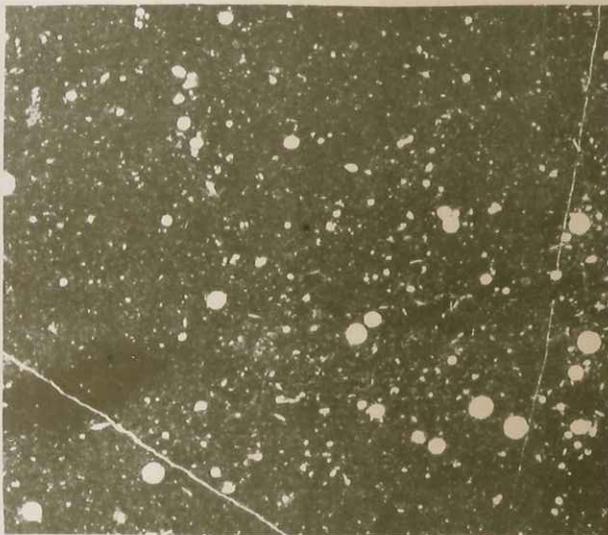


(1) au sens purement granulométrique du terme, puisqu'il s'agit de détritiques calcaires et non terrigènes.

Fig. 21 - Faciès hémipélagiques et pélagiques.



A



B



0 50 μ

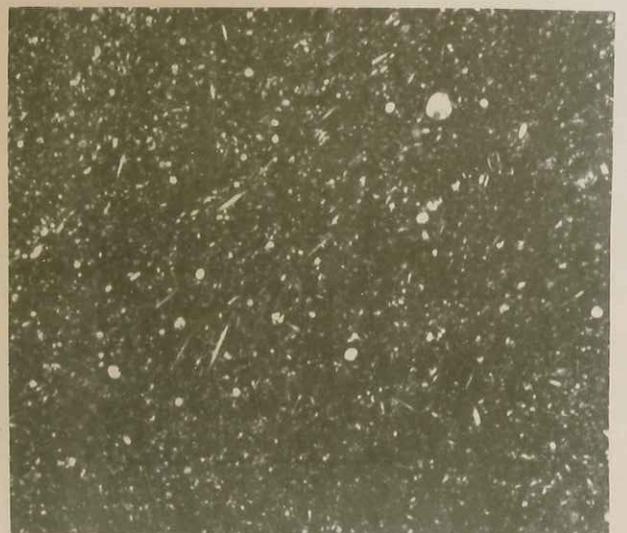
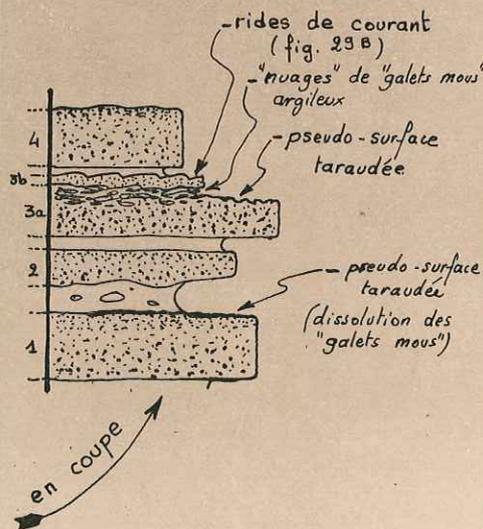
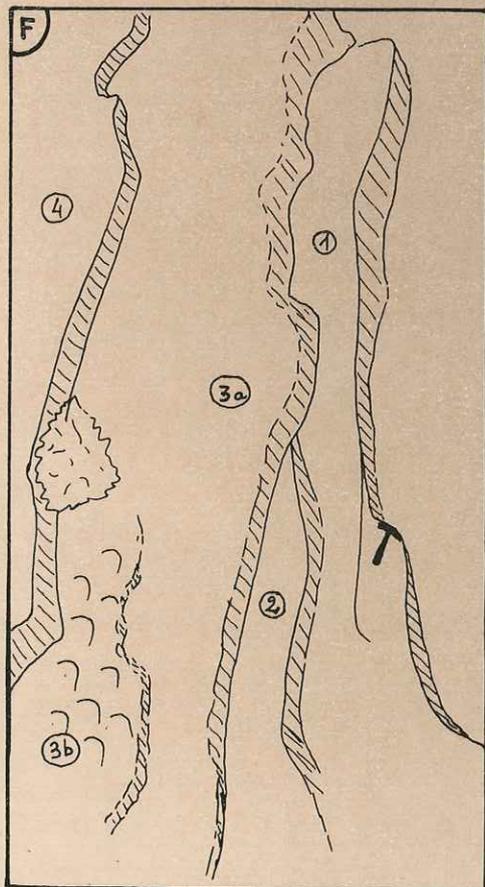


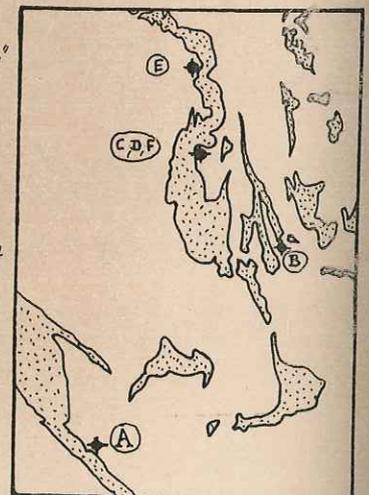
Fig. 22 - Indices d'érosion et d'incorporation de sédiments vaseux (hémipélagiques ou pélagiques) lors de la sédimentation des "Calcaires à débris" -

- A. - Marne calcaire à faciès hémipélagique, interstratifiée dans des faciès plus pélagiques, et contenant à l'état dispersé (texture "wackestone") des débris grossiers d'origine néritique. Matrice de coulée synsédimentaire. Barrémien inférieur de Venterol.
- B. - Calcaire bioclastique compact (texture "packstone"), d'origine néritique (Miliolidés, odites), comportant une forte proportion de spicules (érosion de vases "grossières" hémipélagiques). Banc métrique très légèrement granoclasse. Bédoulien du col de Lescou. *Noter en outre l'orientation des éléments (lamme mince parallèle à la stratification).*
- C. - Installation soudaine (avec marques de ravinement) du faciès bioclastique sur la vase fine à Radiolaires. Barrémien inférieur de Crupies.
- D. - "Galets mous" à faciès fins (noter les légères différences d'un "galet" à l'autre) dans le faciès bioclastique (noter le mauvais classement de ce dernier). Un des "galets" était sur le point de se désagréger, attestant l'absence d'induration de la vase. Barrémien inférieur de Crupies.
- E. - Les "galets mous" se rassemblent fréquemment en nuages discontinus, généralement dans le tiers supérieur du banc. Un tel banc, en partie décapé, laisse apparaître cette concentration en "galets" de calcaire gris. Bédoulien des Tonils.
- F. - Ces "galets mous" introduisent parfois, lorsqu'ils sont présents en abondance, des zones de faiblesse dans les bancs. Par desquamation de la partie sommitale et érosion préférentielle des galets marneux, la surface de certains bancs prend un aspect particulier évoquant des surfaces de discontinuité sédimentaire tels certains "hard grounds".

Photo: H. RIO.



A	D
B	E
C	F



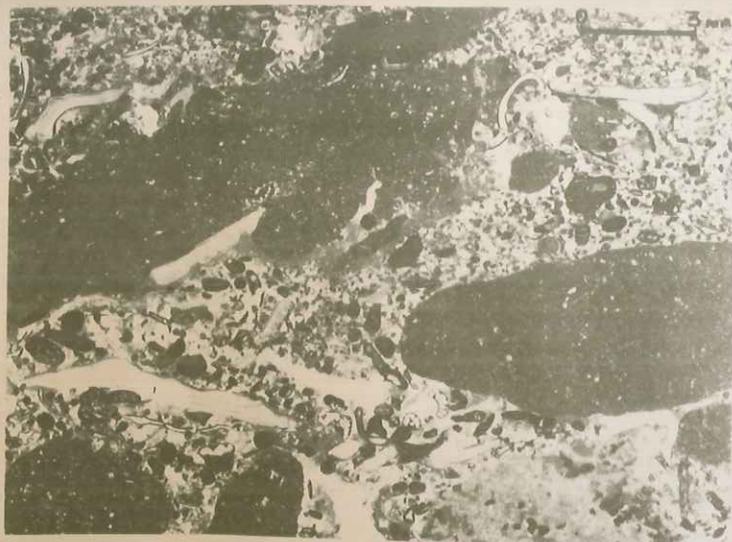
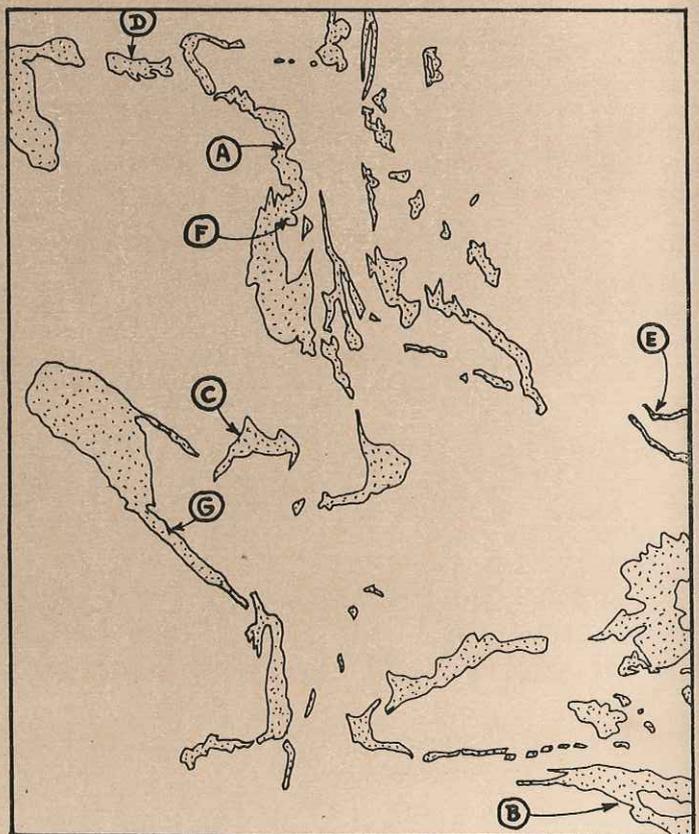


Fig. 22 - Indices d'érosion et d'incorporation de sédiments vaseux (hémipélagiques ou pélagiques) lors de la sédimentation des "Calcaires à débris".

Fig. 23 - Figures de courant à la semelle des bancs bioclastiques.

- A. "Flute-cast" allongé, à pointe amont courbe, à la semelle d'un banc légèrement granoclassé (voir fig. 31c), d'épaisseur égale à 1,20 m. Sens d'écoulement selon la flèche. Base du faisceau bédoulien; les Tonils. Les perforations sont subactuelles. - Photo M. RIO -
- B. Ensemble complexe de "flute-casts" en virgule ornant les flancs d'un méga-"flute-cast" (le marteau donne l'échelle), à la semelle d'un banc légèrement granoclassé d'épaisseur égale à 4,5 m. Sens d'écoulement de la gauche vers la droite. Base du faisceau bédoulien; Saint-Auban-sur-Ouvèze. - Photo C. GAILLARD -
- C. Petits "flute-casts" réguliers ravinant une pellicule de calcaire fin située entre deux bancs bioclastiques granoclassés assez minces (20 à 25 cm.). Sens d'écoulement de la gauche vers la droite. Falaise bioclastique du Barrémien supérieur; col de Valouse.
- D. Linéation de délit dans la lamination plane d'une plaquette calcaréo-gréseuse rousse. Direction du courant selon cette linéation. Niveau intercalé entre le Bédoulien marneux autochtone et la coulée marneuse "fini-bédoulienne"; ravin de l'Eyzarette (cf. coupe MOR-N, fig. 13).
- E. "Flute-", "bounce-" et "crescent-casts" à la semelle d'une plaquette rousse. Sens d'écoulement de haut en bas. Base des "marnes bleues"; la Charce.
- F. "Flute-casts" courbes à la semelle d'un banc granoclassé d'épaisseur égale à 0,70 m. Sens d'écoulement de la gauche vers la droite. Barrémien inférieur; Crupies.
- G. "Prod-cast" cannelé, légèrement courbe, à la semelle d'un banc granoclassé d'épaisseur égale à 15 cm. Sens du courant de bas en haut. Barrémien inférieur; Venterol.



A	B
	C
D	E
F	G

Fig. 23 - Figures de courant à la semelle des bancs bioclastiques.



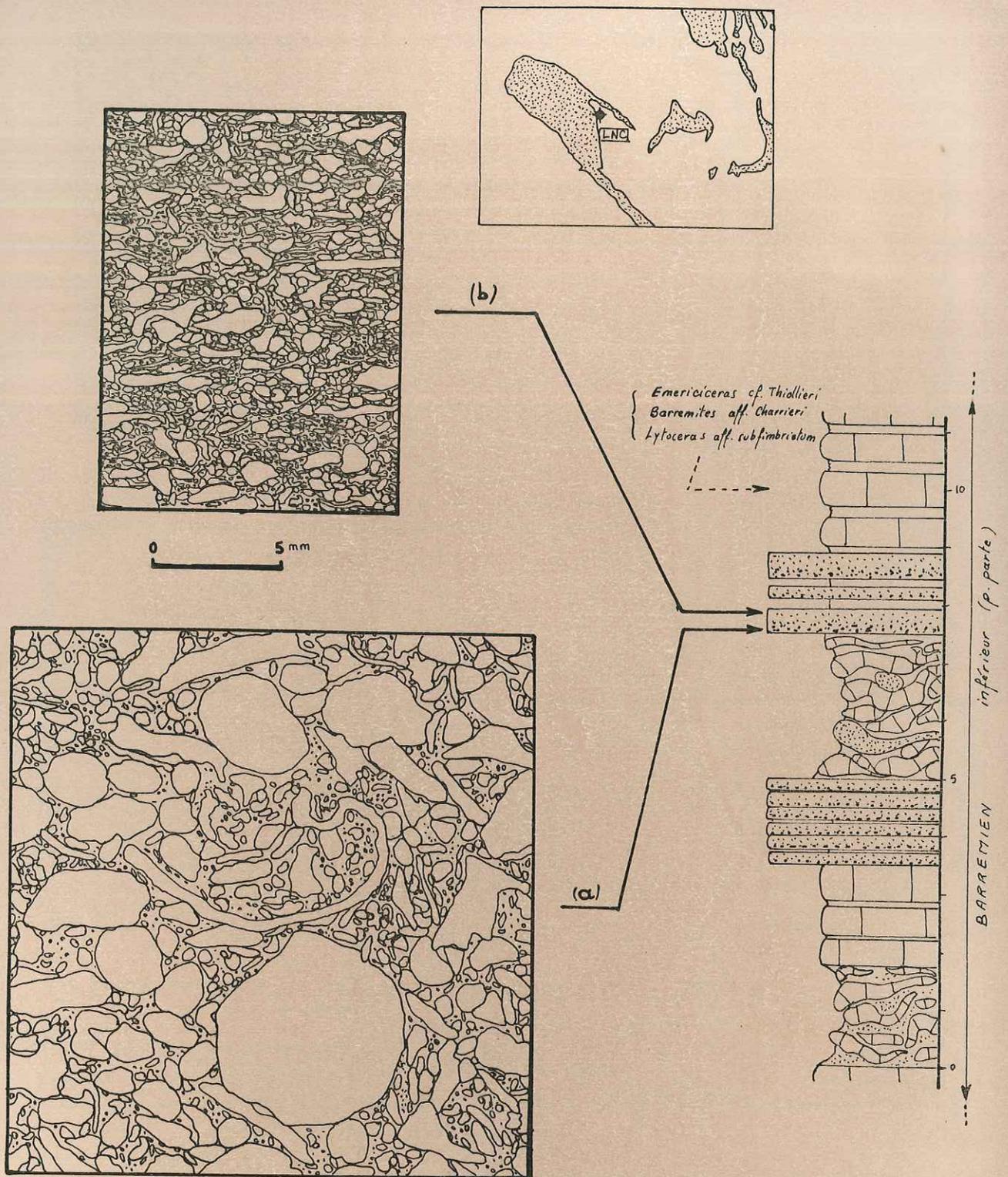


Fig. 24 - Granoclassement des bancs bioclastiques.

Dans ce cas, le granoclassement est bien marqué et évoque le "distribution grading" de G.V. MIDDLETON (1967).

Noter le mauvais classement à chaque niveau et surtout dans la partie inférieure. Il s'améliore en (b) où la disposition planaire des débris s'accroît.

Localisation: Barrémien inférieur basal - anticlinal de la Lance.

(Dessins d'après photographies)

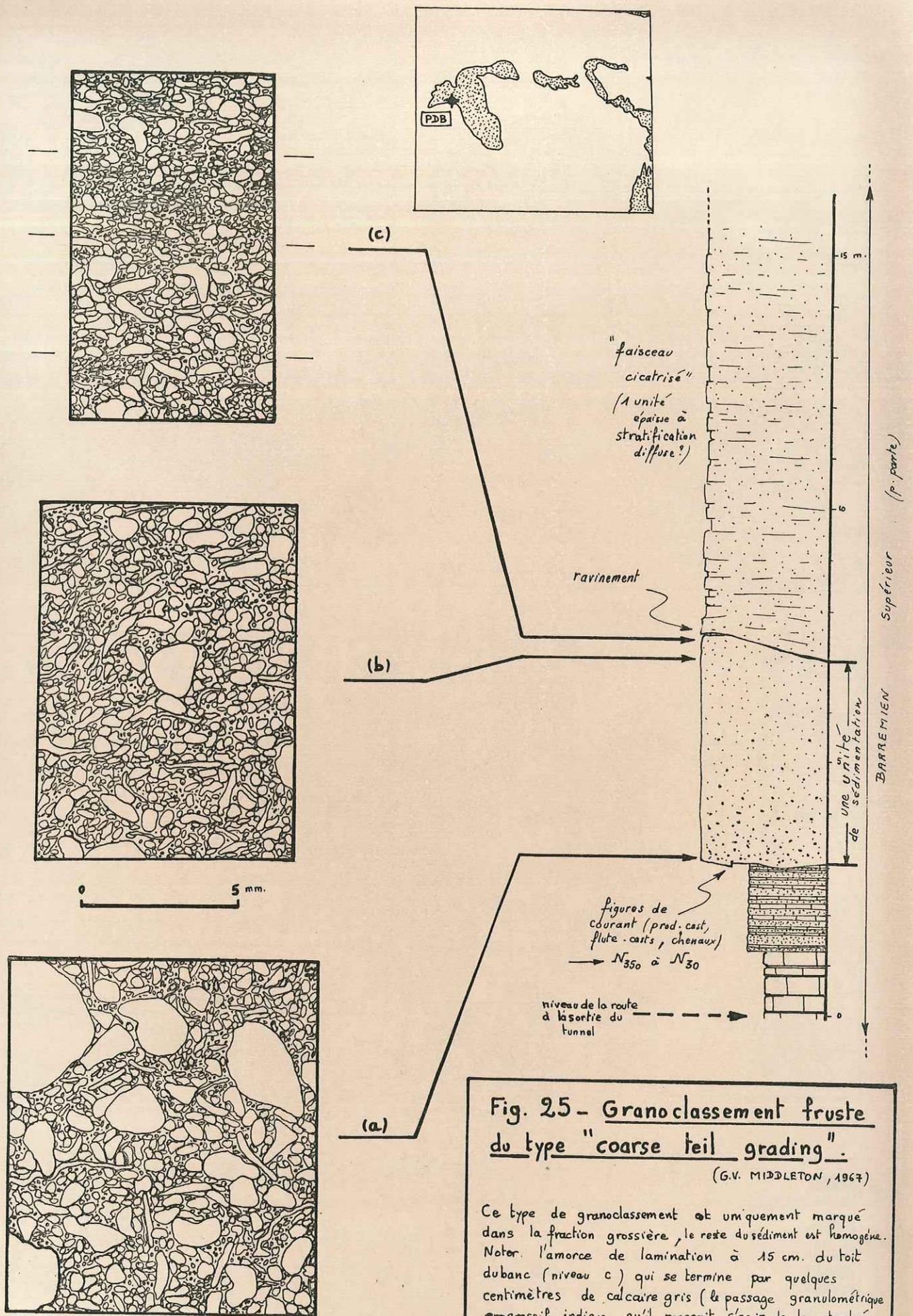
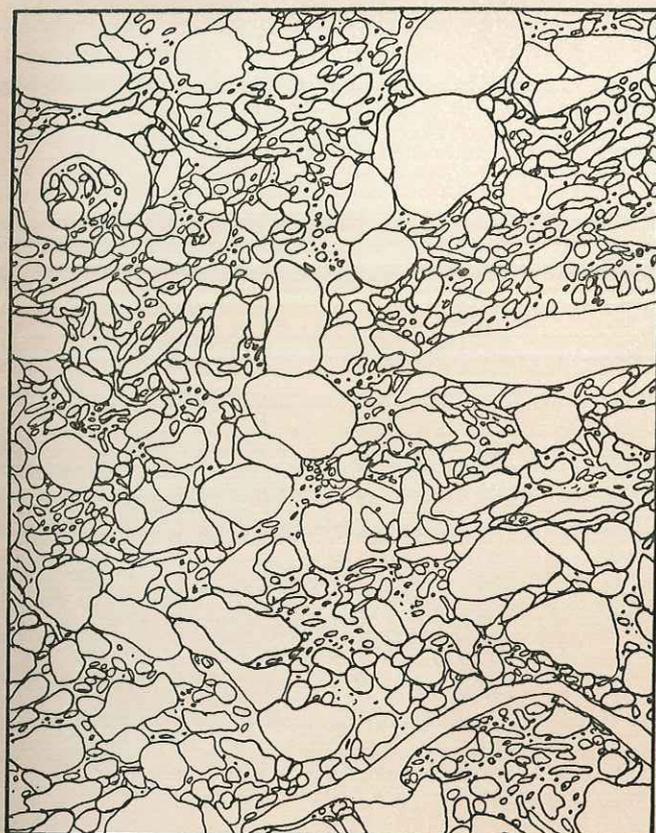


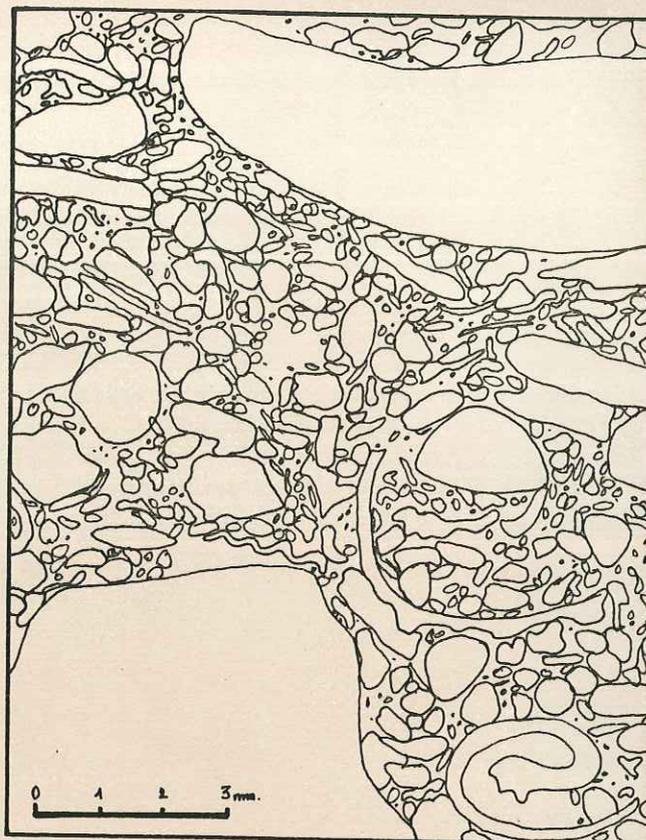
Fig. 25 - Granoclassement fruste du type "coarse teil grading".
 (G.V. MIDDLETON, 1967)

Ce type de granoclassement est uniquement marqué dans la fraction grossière, le reste du sédiment est homogène. Noter l'amorce de lamination à 15 cm. du toit du banc (niveau c) qui se termine par quelques centimètres de calcaire gris (le passage granulométrique progressif indique qu'il pourrait s'agir de la retombée des particules fines). (Dessins d'après photographies).

Localisation: Barremien supérieur de PONT-DE-BARRET, en rive droite du Roubion, à la sortie du tunnel (direction de Saou).



(a)



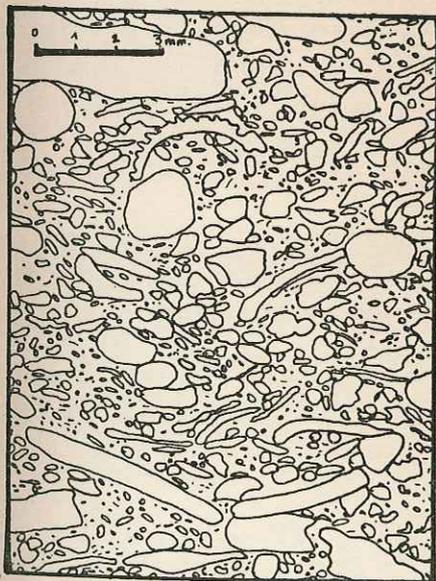
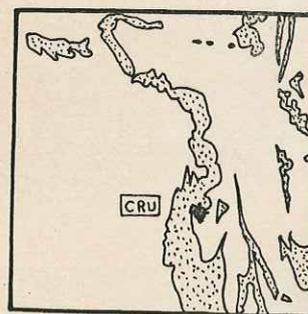
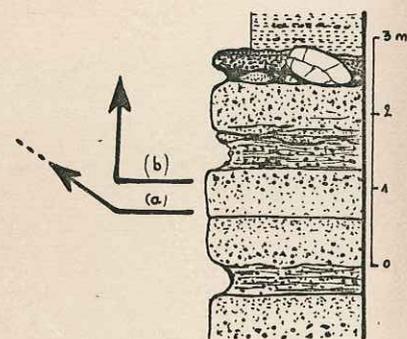
(b)

Fig. 26 - Exemple de granoclassement "inverse".

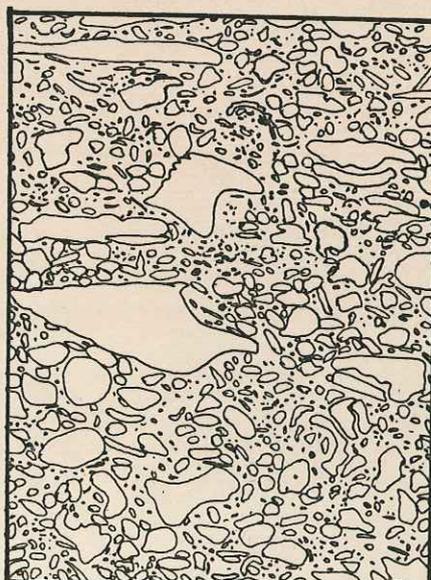
La granulométrie n'évoluerait pas de (a) à (b) si ce n'étaient les quelques très gros débris qui tendent à "surnager" dans la partie sommitale du banc - Base de la "barre à Orbitolines", Barrémien inférieur de Crupies -

Fig. 27 - Absence de granoclassement.

Noter dans ce cas la tendance à la dispersion des débris dans la boue matricielle (texture "wackestone") - Barrémien inférieur, Crupies -



(a)



(b)

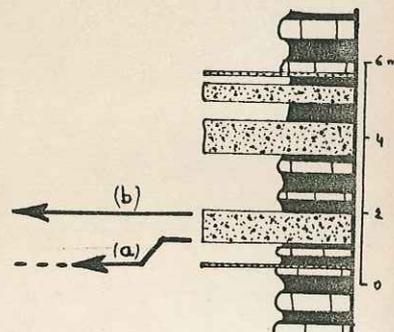
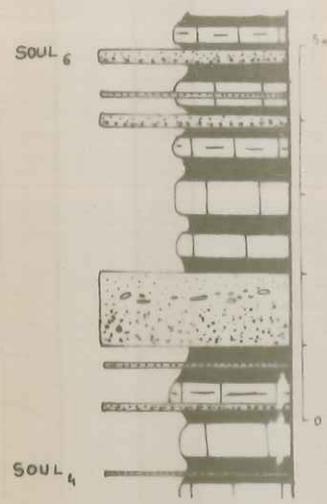
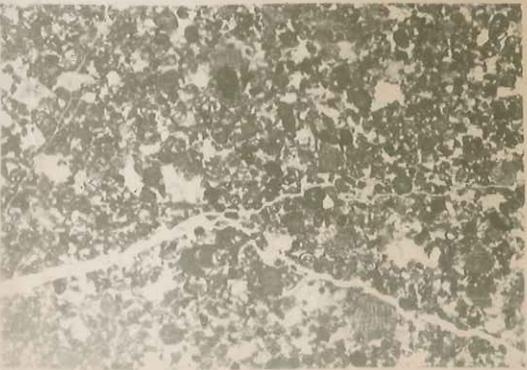
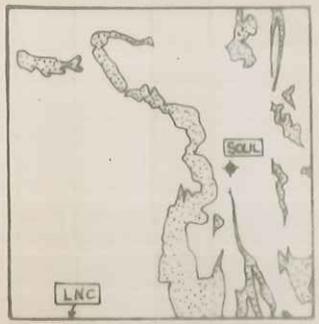


Fig. 28 - Séquences de structures dans les bancs bioclastiques -

Soul 4 et 6 : Séquences de type (ABC)

(A H BOUHA, 1962) - Noter l'importance relative variable des divisions A, B et C. Le granoclasement intéresse l'ensemble des "superstructures" B et C (voir SOUL 6). Barrémien inférieur du ravin de Souleure. - Photos J. ASTIER.

LNC-Bc : Séquence (ABCD) - "galets mous" à la base de la division massive (A). Barrémien inférieur de la LANCE. - Photos J. ASTIER.



LNC-Bc

SOUL 6

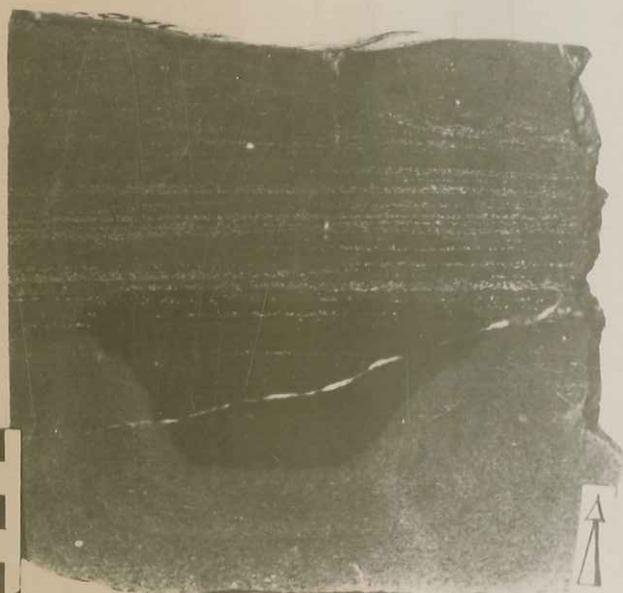
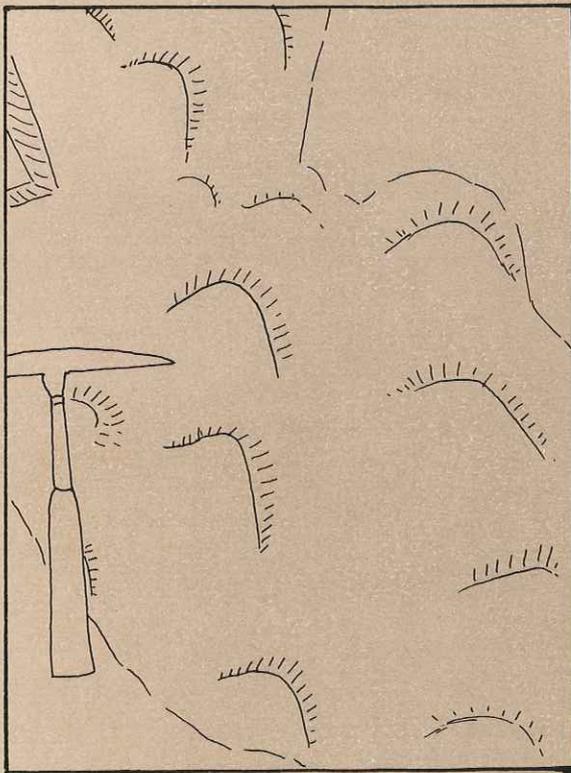


Fig. 29 - Autres types de séquences.

- A - Banc bioclastique granoclassé caractéristique des faisceaux du Barrémien supérieur et de l'Aptien inférieur. Il comporte une partie inférieure massive (A) et une partie supérieure laminée horizontalement (B) → séquence AB de BOUHA. Noter les petits "galets mous" blancs au niveau du manche du marteau. La partie laminée montre deux phases de silicification (silex clair : compact ; silex sombre : de type cérébroïde).
Bédoulien du col de Valouse.

- B - Rides de courant à la partie supérieure d'un banc bioclastique. Type linguoïde. Toutes les rides de courant observées sont de ce type.
Barrémien inférieur de Crupies.



- C - "faciès flysch" constitué par l'empilement de séquences binaires granoclassées de type AB. Le passage du calcaire roux aux marnes feuilletées bioclastiques (flèches) est progressif. La continuité texturale et granulométrique est l'indice d'un dépôt continu. Dans ce cas, le couple calcaire-marne, autrement dit la séquence, est une séquence de sédimentation unitaire.
Barrémien inférieur de Crupies.

- D - Empilement de séquences A → E ou AB → E. A l'inverse du cas précédent, rien ne prouve que le calcaire fin (E : gris clair) soit entièrement remanié. Noter les joints marneux (en bas et vers le centre de la photographie) ; il peut

s'agir de bancs calcaires dilatés par des arrivées bioclastiques (turbidites granoclassées).
Bédoulien de Soyans.

- E, F - Marnes à plaquettes rouges. Séquences de type BC de BOUHA intercalées dans des marnes sombres sous la coulée "fini-bédoulienne" à Mornans. En raison de l'existence d'un hiatus granulométrique entre les calcaires gréseux roux et les marnes (le toit de chaque plaquette est net), les couples calcaire-marne ne correspondent pas à des séquences de sédimentation unitaire comme dans le cas - C - Il s'agit ici de séquences BC/E, alors que dans le cas précédent (cas C) il s'agirait de séquences AB, c'est à dire des choses tout à fait différentes, en dépit d'une certaine ressemblance.

Fig. 29 - Autres types de séquences -

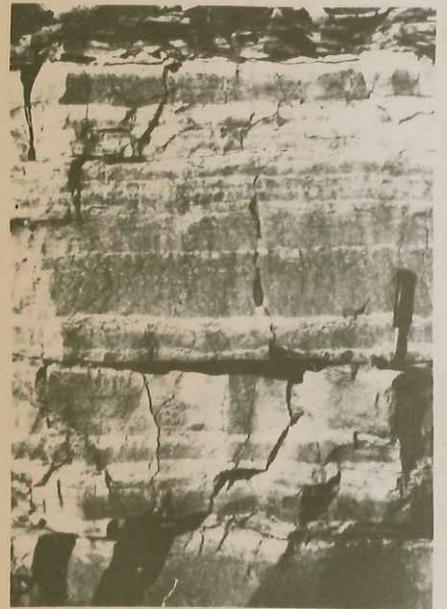
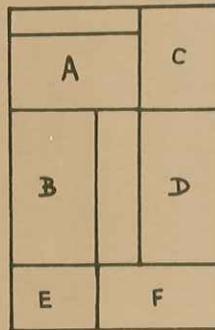
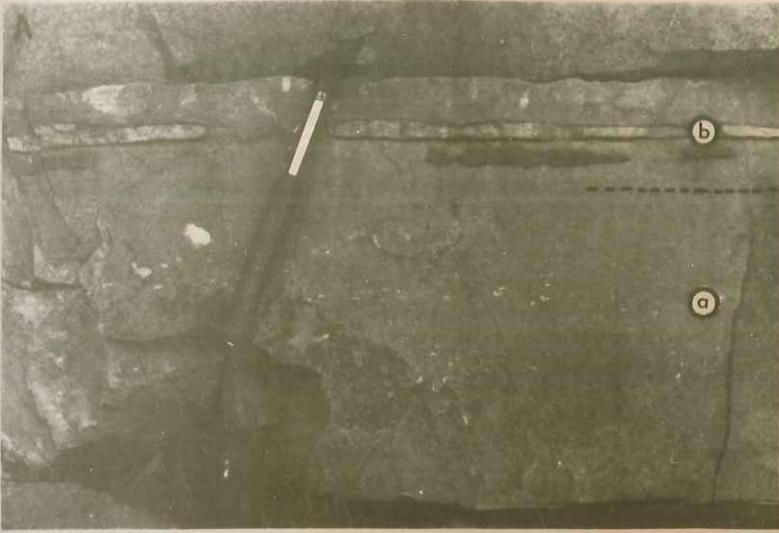


Fig. 31 - Variations de l'orientation moyenne des grains dans un banc.

- A : sur toute l'épaisseur d'une séquence (ABC) de Bouma (bien granoclassée).
- B : en différents points de la semelle d'une mince unité granoclassée.
- C : - d' - d'une unité épaisse, au granoclasement moins accusé.

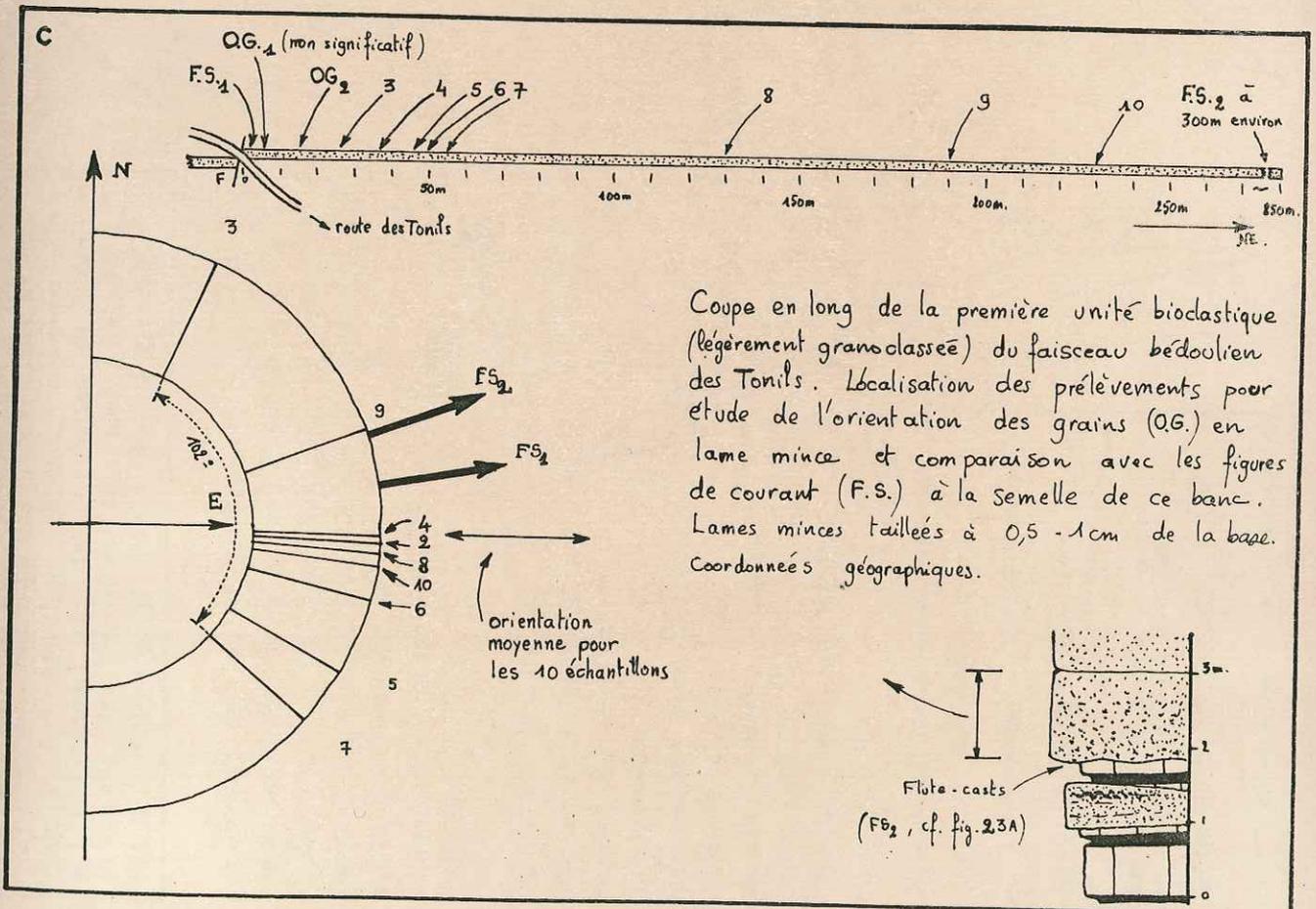
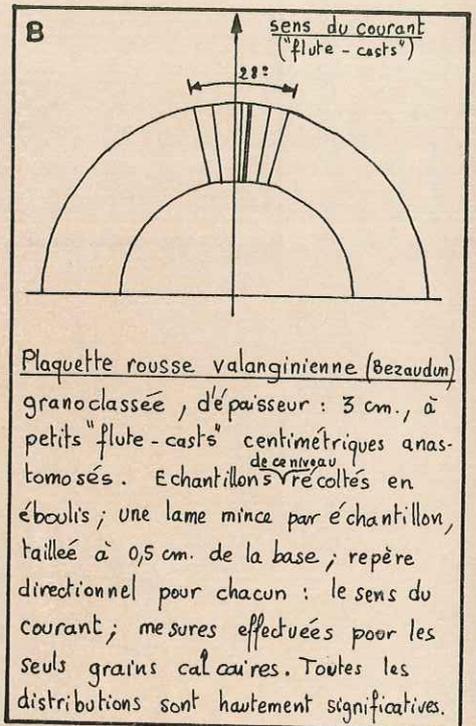
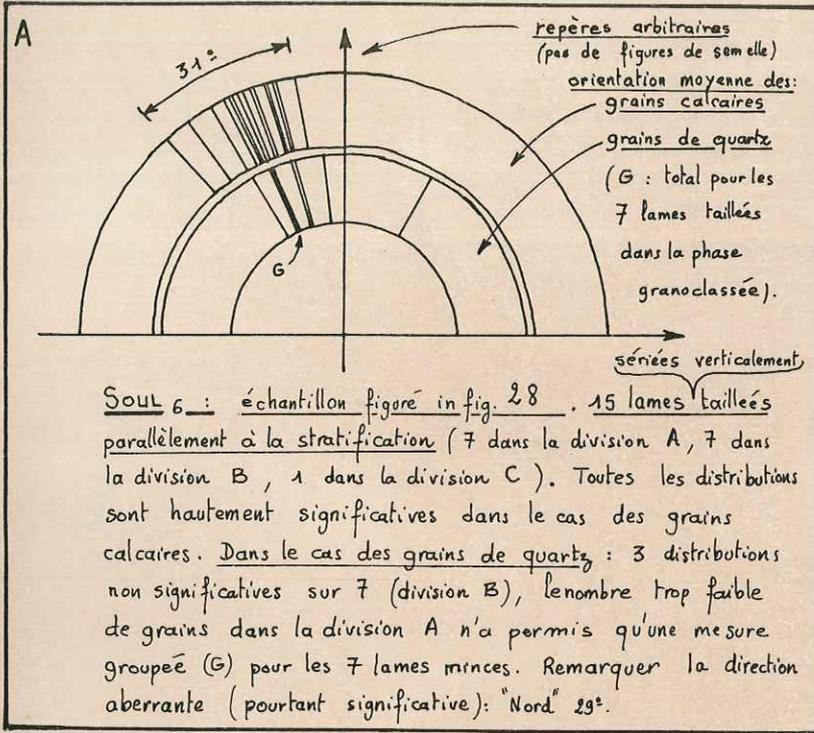
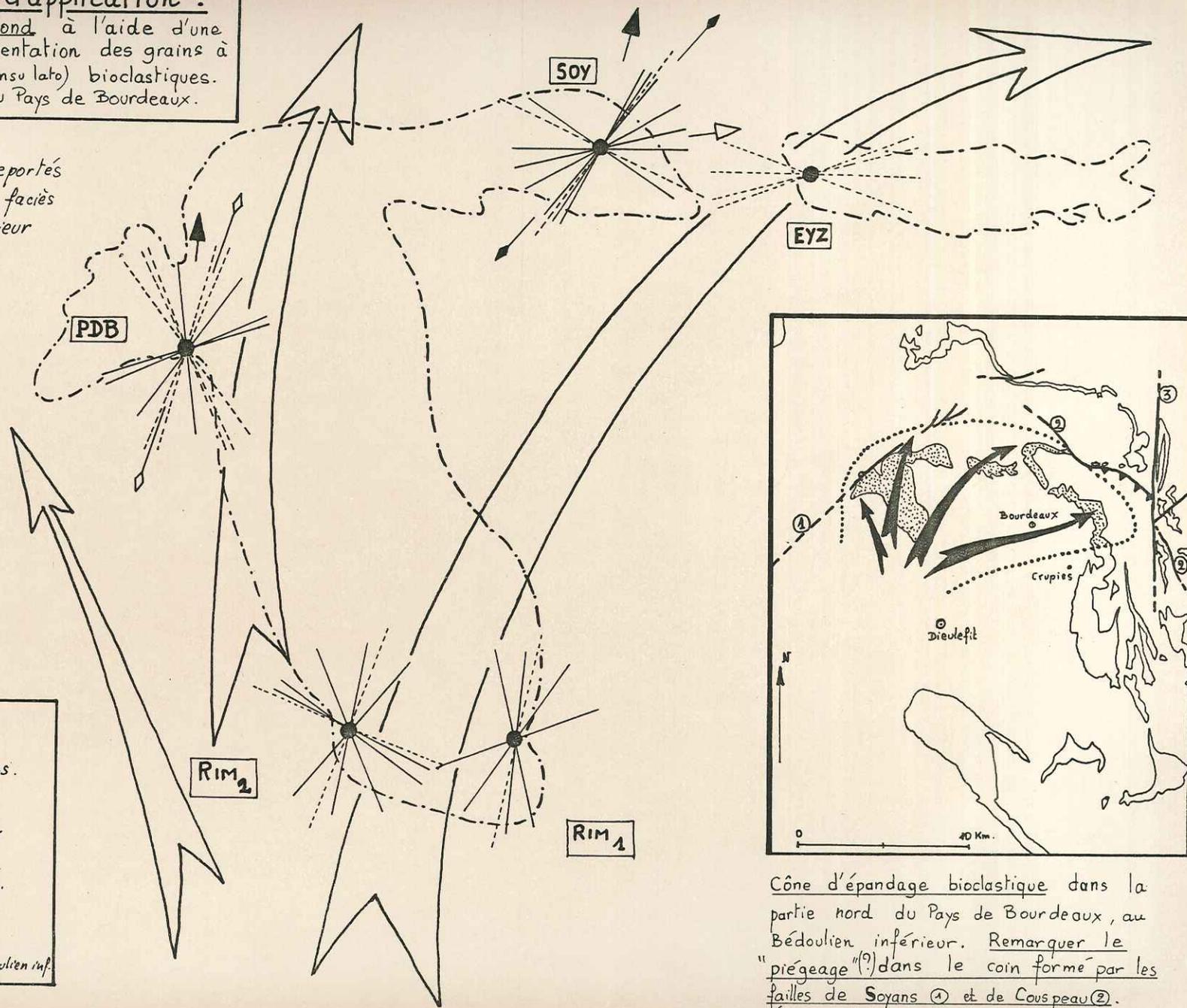


Fig. 32 - Exemple d'application :

Analyse d'un épandage profond à l'aide d'une étude systématique de l'orientation des grains à la semelle des turbidites (sensu lato) bioclastiques. Région de Pont de Barret; Nord du Pays de Bourdeaux.

Les résultats de l'analyse sont reportés sur la carte de répartition des faciès bioclastiques au Bédoulien inférieur (ne sont représentés que les faciès bioclastiques situés au Nord de la latitude de Crupies).

Malgré son imprécision, cette méthode (de routine) permet de compléter sérieusement les maigres informations directionnelles classiques (figures de semelle) recueillies dans ce secteur où le faciès bioclastique est très épais (Pont de Barret).



- LEGENDE -

○ Apparences barrémo-bédouliens.

Figures de semelle: Sens direction
 direction

en noir : au Barrémien supérieur.
en blanc : au Bédoulien inférieur.

Orientation des grains :

Barrémien sup. Bédoulien inf.

Cône d'épandage bioclastique dans la partie nord du Pays de Bourdeaux, au Bédoulien inférieur. Remarquer le "piégeage" (?) dans le coin formé par les failles de Soyans (1) et de Cousspeau (2). (3) : accident méridien de Saillans-Condorcet.

Fig. 33 - Coulees boueuses synsedimentaires.

A	B
C	D
E	F

A - Coulee (ou glissement très désorganisé) de calcaire argileux gris. Bédoulien du Rieu Sec, au Sud de Nyons.

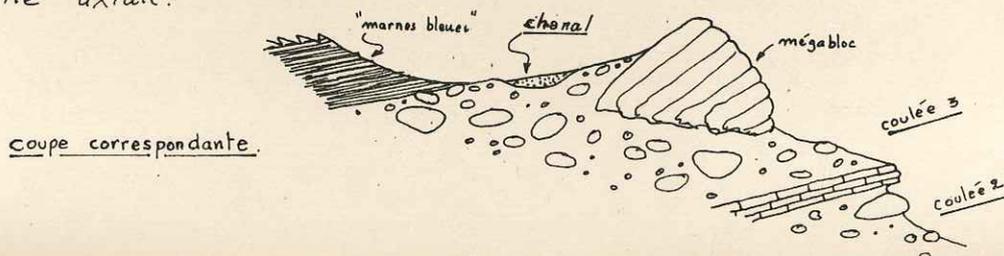
B - La coulee marneuse "fini-bédoulienne" au col de la Chaudière (cf. coupe in fig. 10). Noter les corps efflochés où la stratification originale est encore conservée (plissée). Les blocs de calcaire gris sont d'âge tantôt barrémien, tantôt bédoulien. Remarquer en outre, les nombreuses couches déformées (G) dans les marnes gargasiennes sus-jacentes.

C - La base de la "barre à Orbitolines" de Crupies. Le dépôt de chaque banc est associé à la mise en place des interbancs sous-jacents, selon le modèle des coulees boueuses et de leur turbidite associée; dans ce cas, l'épaisseur du corps de la coulee est très réduit. Le marteau repose sur la couche de sable associée à une mince coulee marneuse à blocs, schématisée dans la fig. 34G. Les numéros en surcharge renvoient à la fig. 40.

D - La coulee n° 3 à proximité de la Chaudière (cf. fig. 10). Les mégablocs sont entourés. Noter l'étirement qui affecte le chicot situé à l'extrême gauche; cette tendance à la scission (plan φ) atteste le caractère mou du sédiment lors de la translation. Des bancs normalement stratifiés séparent les coulees n° 2 et 3. Le faciès du mégabloc de gauche est légèrement différent des autres: il s'agit de calcaires bégés de type hémipélagique où les bancs présentent fréquemment une lamination de courant, alors que cette lamination est absente des autres blocs.

E - La série barrémo-bédoulienne à la ferme du Ribal (Pradelle). De la falaise barrémienne de la série virtuelle, il ne reste que quelques bancs qui séparent les trois mêmes coulees boueuses synsedimentaires, observées dans la coupe de la Chaudière.

F - idem. - Vue du sommet de la coulee n° 3 et du contact avec la base des "marnes bleues". Pendage faible vers la gauche (\nearrow). Le mégabloc de la photographie précédente émerge en arrière plan. Le toit de la coulee est entaillé par un chenal bioclastique (champ de céréales) dont le sommet du remplissage montre des rides de grande taille (|||||) dans sa partie axiale.



coupe correspondante.

Fig. 33 - Coulées boueuses synsédimentaires

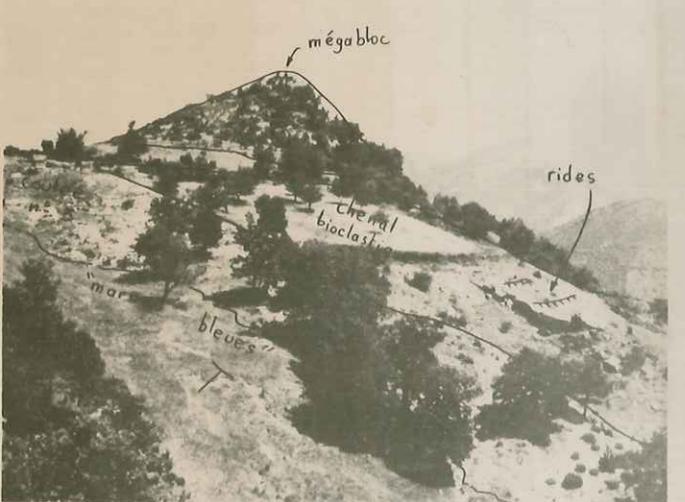
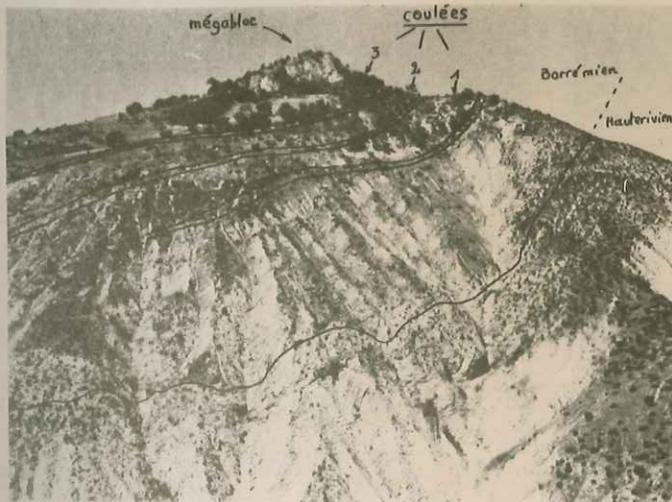
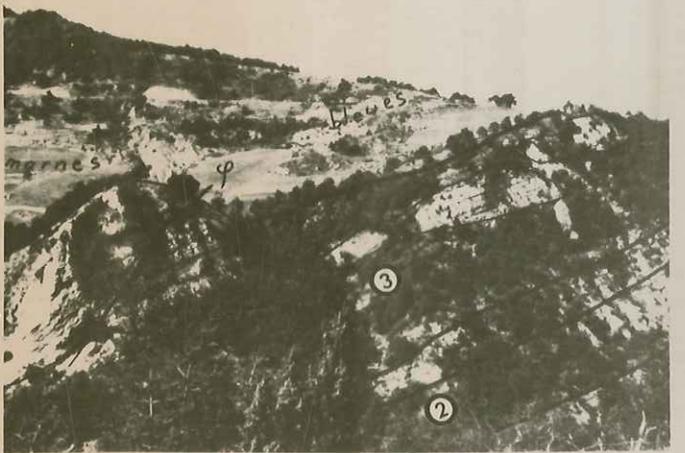
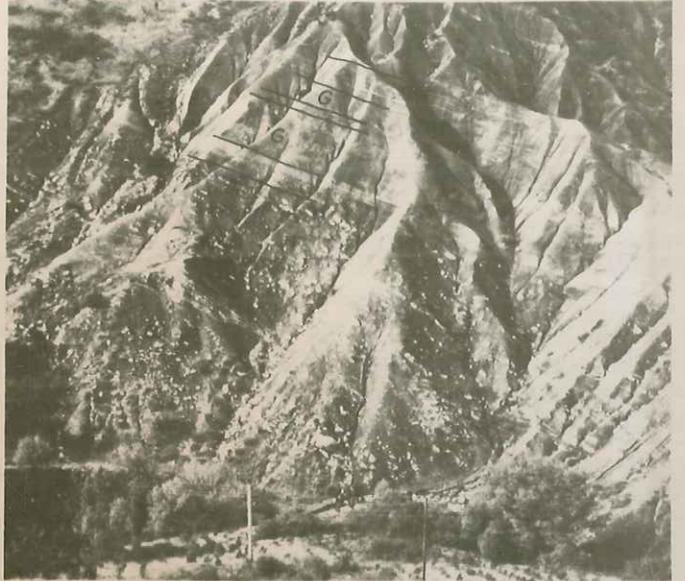


Fig. 34 - Coulées boueuses et turbidites associées.

- A - Coulée de granules jointifs, bien triés, au sommet de la première coulée du Barrémien supérieur - Les Auberts -
- B - Coulée boueuse typique avec sa turbidite associée et sa loupe d'entraînement à la semelle - Deuxième coulée du Barrémien supérieur - Les Auberts.
 A la semelle de la turbidite associée, le passage est progressif entre :
 - l'extrême sommet du corps de la coulée à granules bien triés dispersés dans la matrice marneuse,
 puis - la coulée de granules jointifs constituant la base du banc sus-jacent,
 et enfin - la turbidite granoclassee dont la partie inférieure comporte des granules dispersés.
 Les granules sont de nature hétérogène, comme les blocs charriés.
- C - Semelle de coulée sans loupe d'entraînement mais avec stries de glissement et cuvettes d'impression dans le substratum vaseux. Vire à Hétérocères du col de Valouse.
- D - Turbidite associée essentiellement vaseuse (divisions C et D de BOUNA). La signification de E est incertaine (probablement remaniée dans ce cas d'après le microfaciès légèrement différent de celui des Calcaires fins encaissants). Barrémien supérieur de Rosans.
- E - Turbidite ou coulée de sable associée. Sommet du premier faisceau bioclastique de Crupies. Noter la zone de transition entre la coulée marneuse et la calcarénite à "galets mous" : les flammèches sombres correspondent à des lentilles marneuses effilocheés dans la base de la nappe de sable bioclastique.
- F - Chenal de vase fluide (calcaire à lentilles marneuses disposés à plat) au sommet de la troisième coulée dans la coupe de La Chaudière (cf. fig. 10). Bédoulien. Noter la loupe d'entraînement écrasée (laminée) à la semelle de cette coulée (cf. structures in fig. 38 c, e).
- G - Coulée de sable bioclastique grossier, non granoclassee, nivelant une petite coulée. Le sommet de la couche de sable passe rapidement à des rides de courant où la granulométrie est fine. Noter le bloc qui émerge de la nappe de sable grossier et l'accumulation du côté oval. Base de la "barre à Orbitolines". Barrémien inférieur de Crupies.

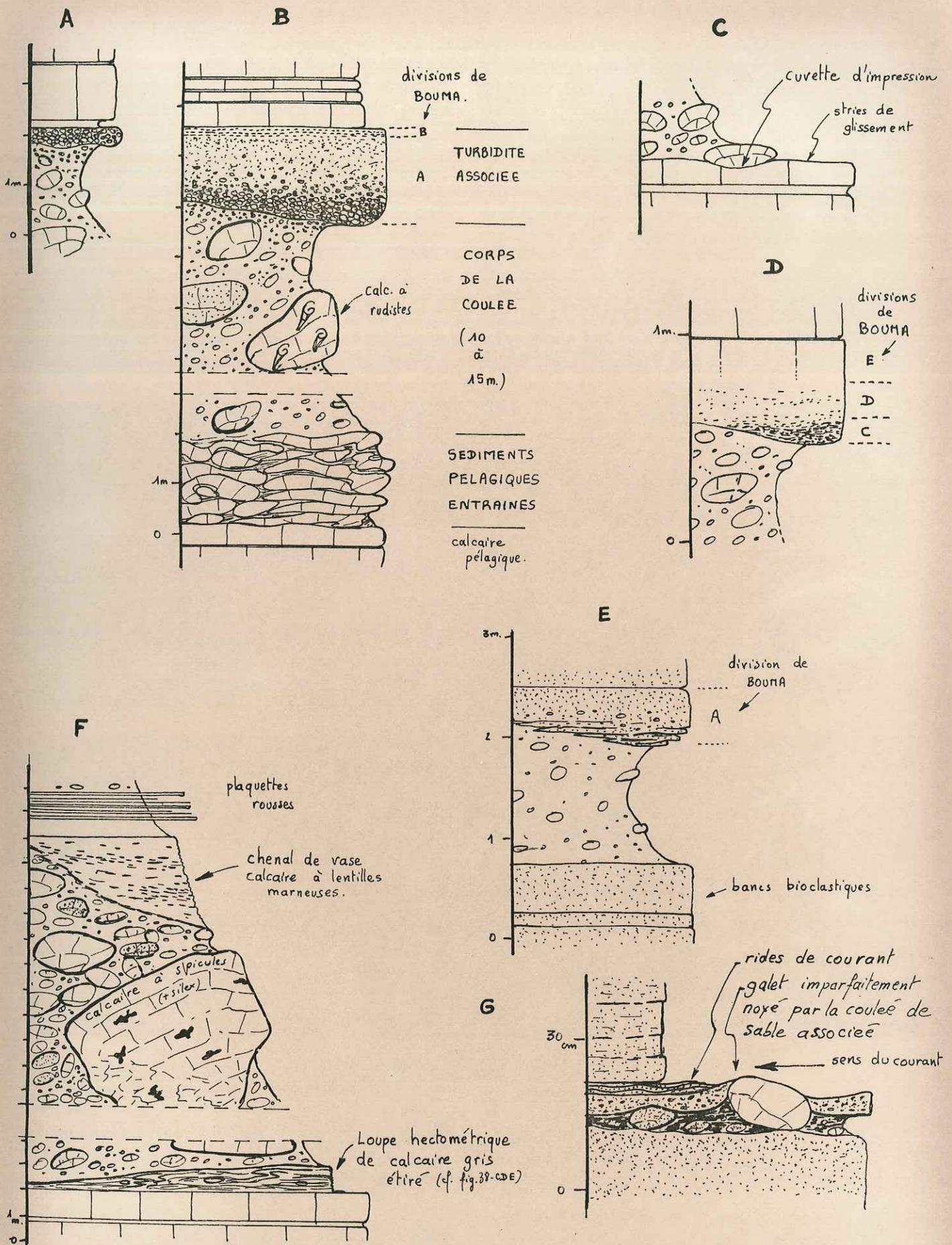


Fig. 34 - Coulées boueuses et turbidites associées.

Fig. 35 - Microfaciès des blocs charriés par la coulée n° 3 de La Chaudière



A	B	A - Faciès pélagique gris
C	D	B - Faciès de transition gris
E	F	C - Faciès hémipélagique à spicules
G		D - Biosparite beige

E - Biomicrite gris-beige à Orbitoïnes
 F - Biomicrite à débris d'Annélides
 G - Contact entre matrice (texture wackestone fluidale) et "galet" à Polypiers. Noter l'effritement du "galet" au contact.

0 ————— 5 mm
échelle

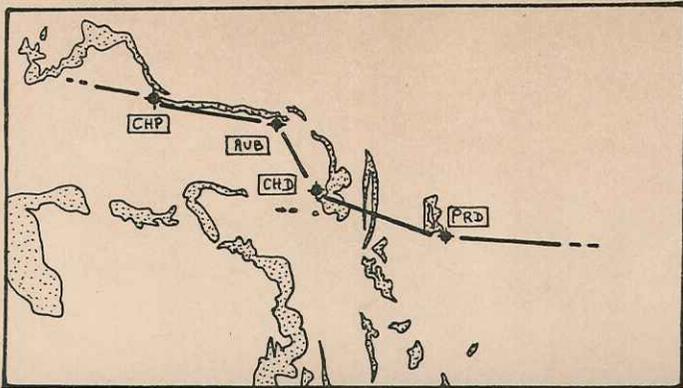
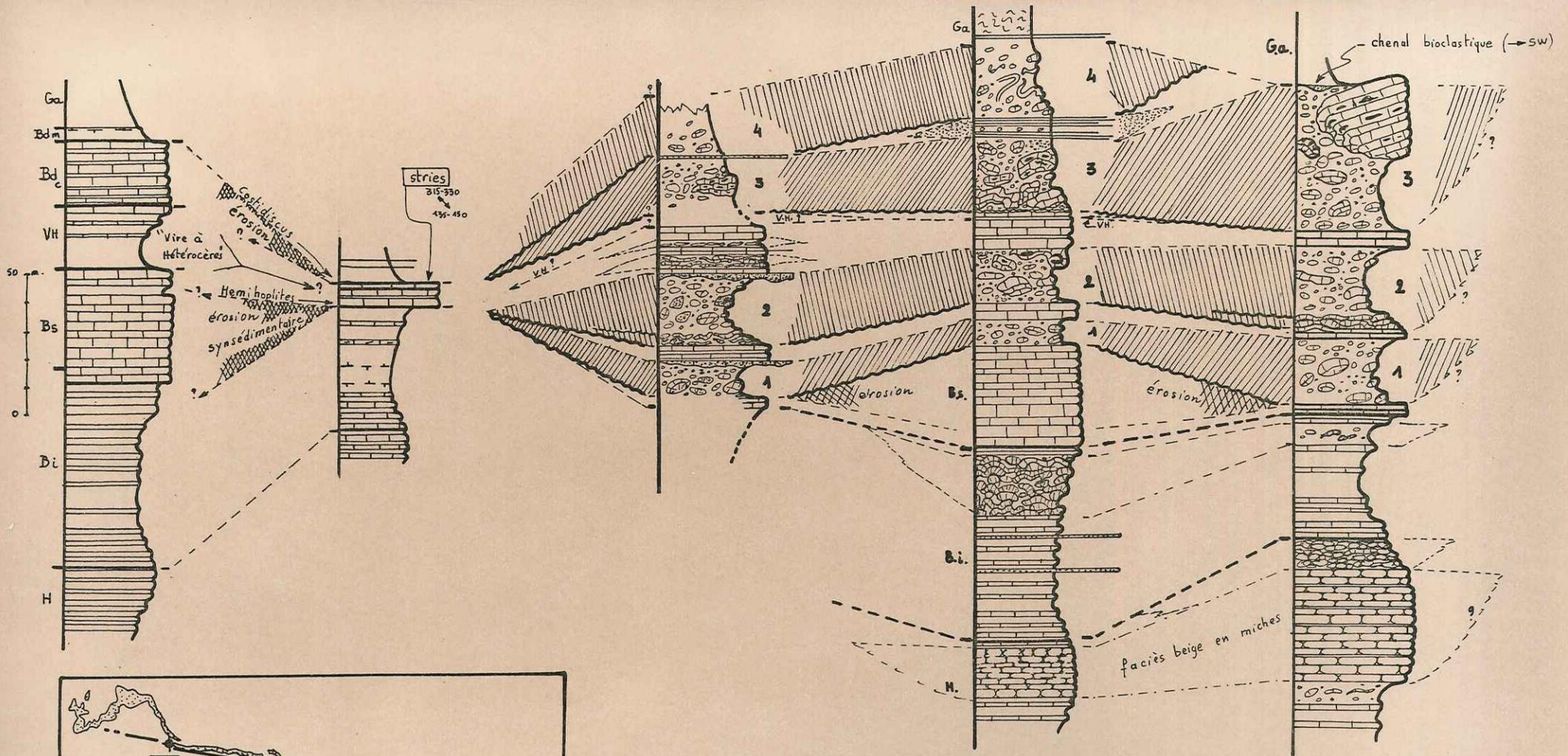
Série virtuelle

Les Chapeaux (CHP)

Les Auberts (AUB)

La Chaudière (CHD)

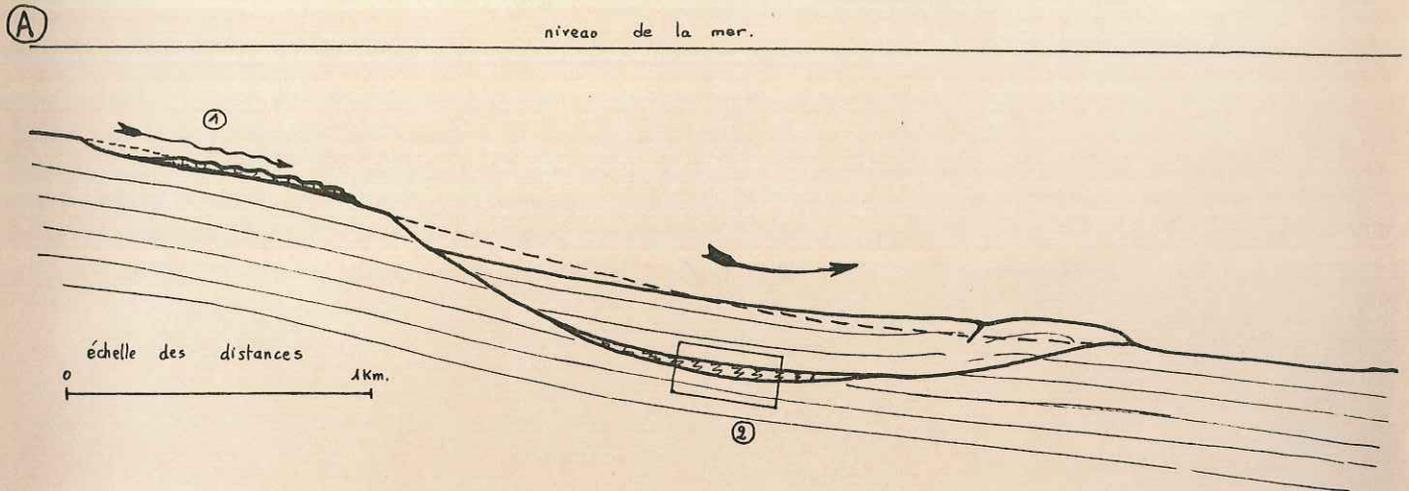
Pradelle (PRD)



- alternance pelagique.
- calcaires à silex (faciès allochtone).
- turbidite, associée à une coulée
- plaquettes rouges
- bancs bioclastiques (turbidites)

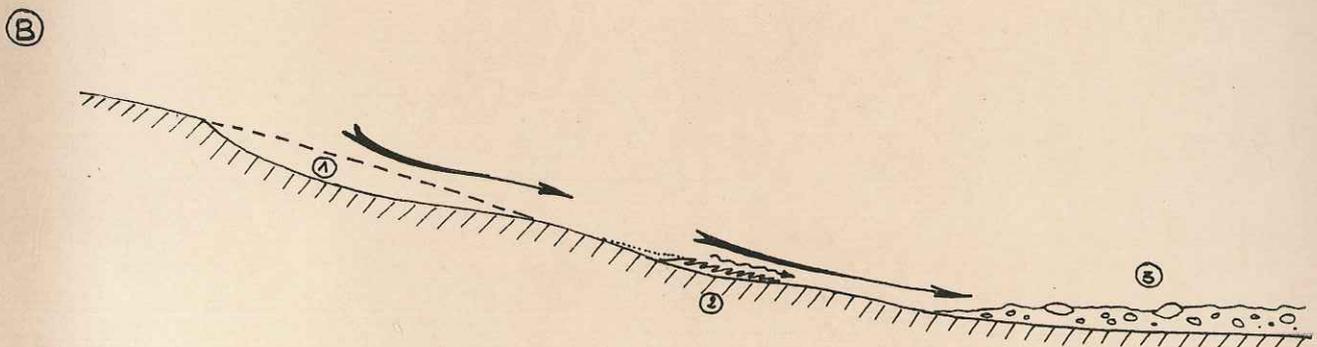
Fig. 36 - Erosion synsédimentaire liée à la mise en place des coulées boveuses.

Fig. 37 - Deux types possibles de glissements "synsédimentaires":
 les glissements "à l'eau libre" et les glissements sous contrainte ou
 "copeaux d'entraînement".



en ① : le glissement est superficiel, pratiquement synchrone de la sédimentation.
 La fragmentation des plis, la structure chaotique dans la couche déformée
 sont sans doute atteintes rapidement, pour des déplacements faibles
 (quelques centaines ou dizaines de mètres seulement ?).

en ② : la couche déformée (une lentille hectométrique ?) ne représente qu'un accident
le long de la surface de friction d'une méga-loupe de glissement (pluri-
kilométrique ?). A l'échelle de l'affleurement, ce type de glissement pourrait
 passer pour un cas particulier, extrêmement cohérent, de glissement autonome
 (superficiel).



Variante du cas A ② : le copeau d'entraînement est abandonné en cours
 de route. Dans ce cas, la genèse du copeau
 n'est plus postérieure au dépôt de la couche sus-
 jacente comme dans le cas A ②.

(Succession des événements : un glissement important ① dégénère en coulée qui
 entraîne un copeau pélagique ② mais va se déposer en ③.)

Fig. 38 - Glissements cohérents et microstructures de déformation.

A	B
C	D
E	F
G	Fig. 39

A - "Rouleaux" fermés et plis à axes parallèles dans le Barrémien supérieur de Verdause.

La zone déformée est encadrée par des couches normalement stratifiées qui attesteraient le caractère "synsédimentaire" de la déformation.

B - Laminage des bancs dans un glissement cohérent. Barrémien supérieur de Verdause.

L'épaisseur des pseudo-bancs engendrés par le feuilleteage mécanique n'a plus aucun rapport avec l'épaisseur des bancs originaux (d'un ordre de grandeur de celle des bancs qui recouvrent la couche déformée).

C - Microstructures des plis dans la loupe d'entraînement qui marque la semelle de la coulée n° 3 de la Chaudière (cf. fig. 34 F). Noter la linéation (L) parallèle à l'axe du pli et les deux crénelations obliques qui la décrochent.

D - idem. Vue en coupe. La linéation L correspond à une "schistosité" fruste. Remarquer en outre l'épaississement de la charnière du pli.

E - Feuilleteage mécanique presque plan dans la même loupe d'entraînement. La linéation L ainsi qu'une crénelation oblique subsistent. L'allure sigmoïde de cette dernière paraît due à l'ondulation de la surface de feuilleteage. Les cupules correspondent aux emplacements de "gravières" (parfois de nodules) sans structures, sans doute roulés entre les feuillets dont ils possèdent la même nature pétrographique. Leur genèse doit être reliée à la déformation de la loupe.

F - Crénelation oblique à la surface d'un rouleau de la fig. 38 A.

G - Crénelation oblique à la surface d'un pli effiloché, emballé dans la coulée marneuse "fini-bédoulienne" de la Chaudière. Noter la légère obliquité de la linéation L qui correspond à l'enroulement du plan axial du pli.

Fig. 39 - Cicatrice d'arrachement correspondant à un petit glissement superficiel.

Les deux bancs qui ont glissé engendrent une lacune totalement inapparente dans la série pélagique, sauf à l'endroit du biseautage. Il n'existe aucune coulée importante à ce niveau stratigraphique et dont on pourrait rendre le déplacement responsable de cette ablation; il s'agit donc bien, selon toute vraisemblance, d'un glissement autonome, pratiquement synchrone de la sédimentation.

Figs. 38 et 39 - Glissements syndimentaires.

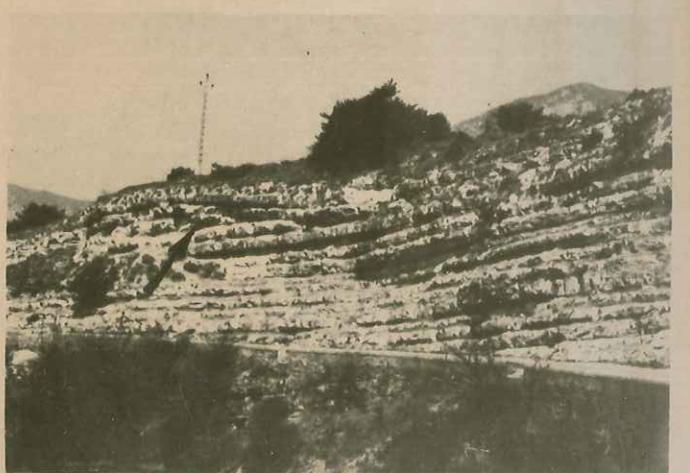
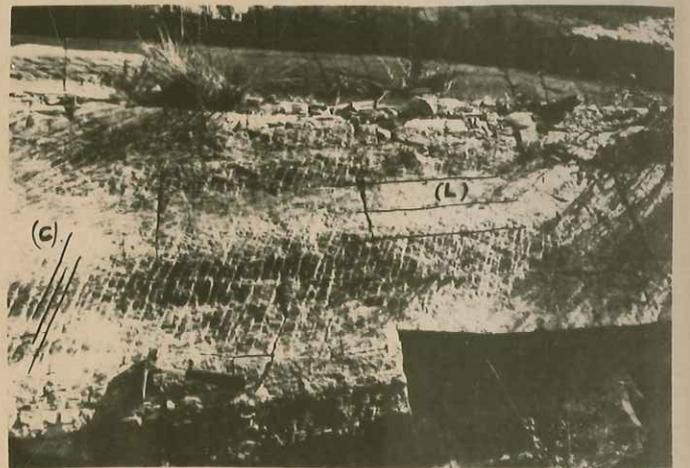
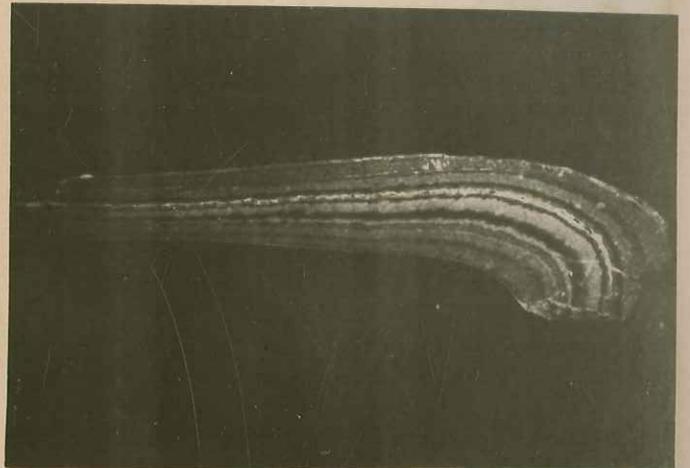
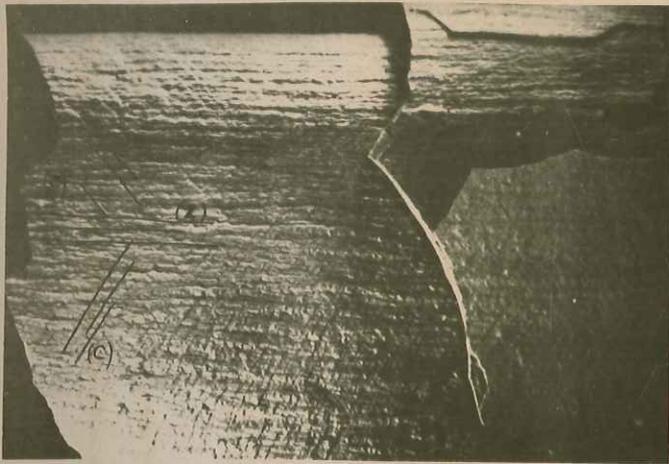
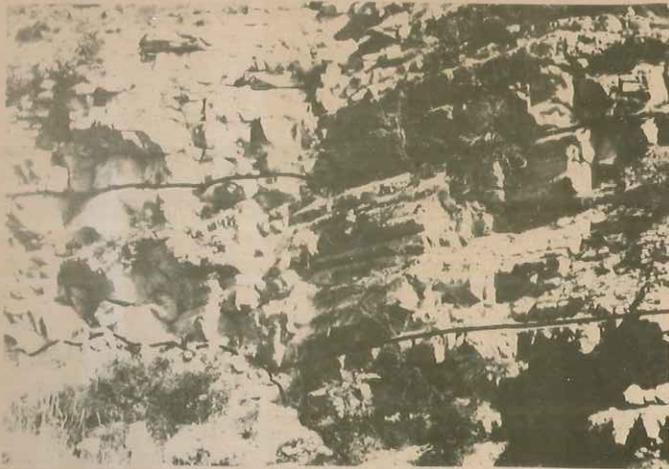
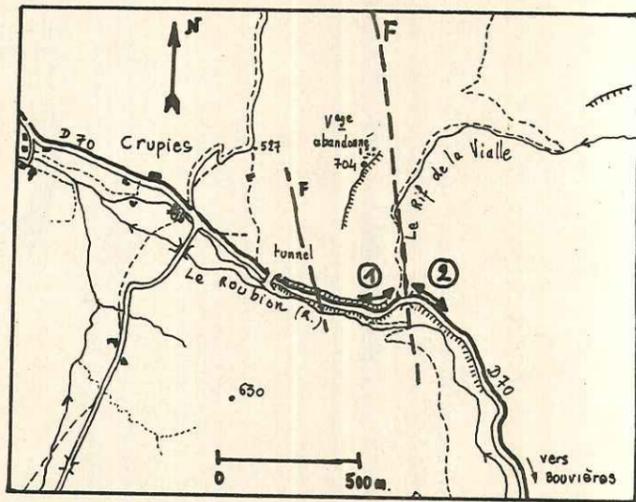
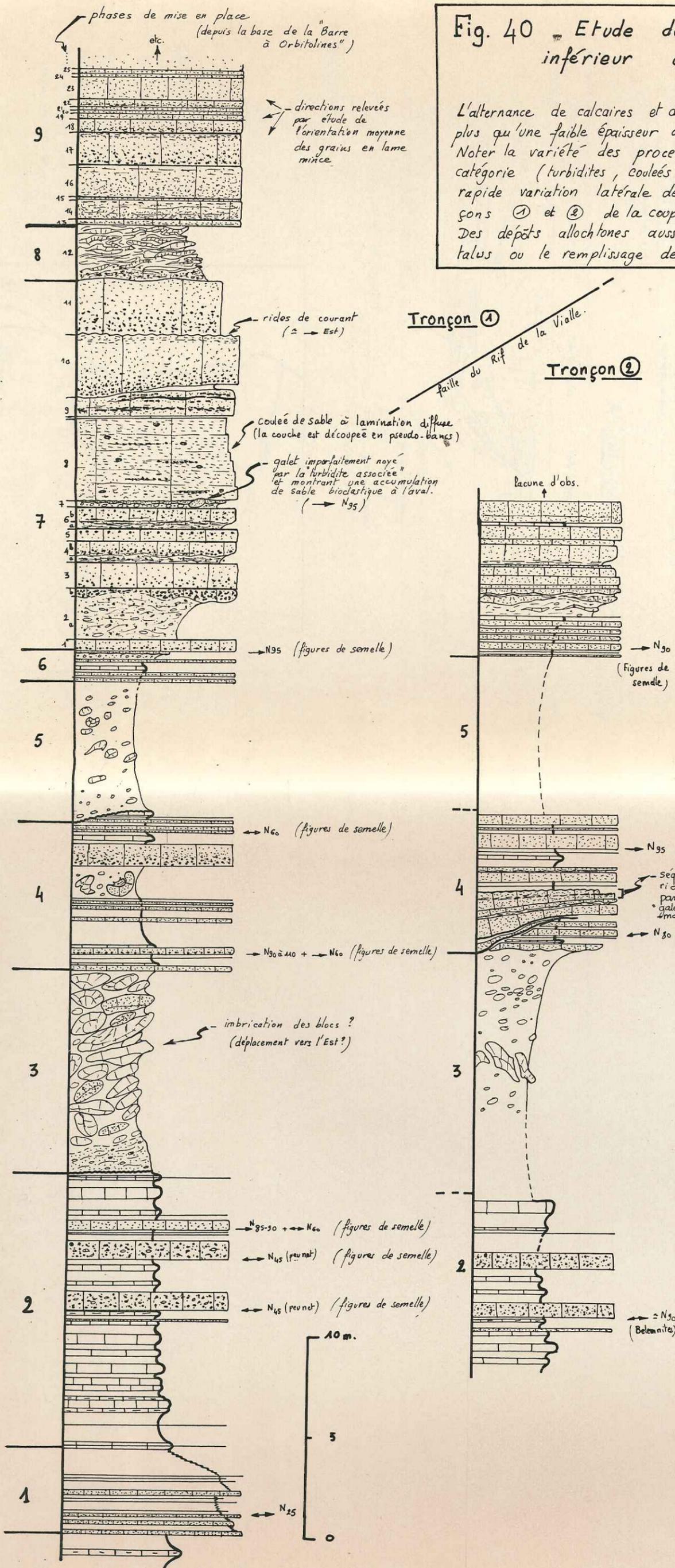


Fig. 40 - Etude de détail dans le sommet du Barrémien inférieur de la coupe de CRUPIES.

L'alternance de calcaires et de marnes de la série pélagique "indigène" ne représente plus qu'une faible épaisseur des sédiments. Le reste est apporté. Noter la variété des processus sédimentaires et des faciès correspondant à chaque catégorie (turbidites, coulées de sable, coulées boueuses, glissement). Remarquer la rapide variation latérale des bancs sur une centaine de mètres à peine (tranchons ① et ② de la coupe). Des dépôts allochtones aussi variés caractérisent généralement le pied des talus ou le remplissage des vallées sous-marines.



Sens des apports (Barrémien inf.)

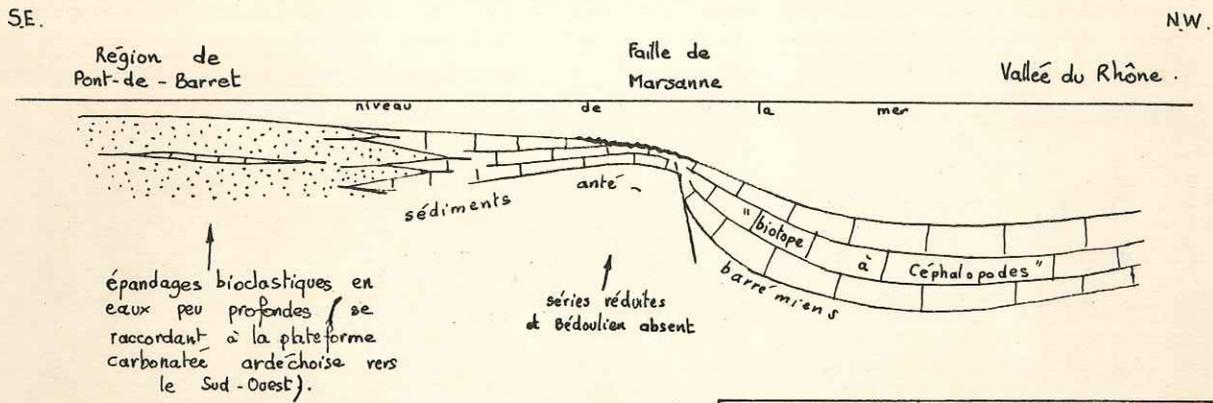
LEGENDE

- Sédiments pélagiques autochtones, artificiellement dessinés en retrait par rapport aux bancs bioclastiques.
- bancs bioclastiques granoclassés (turbidites) ou non (coulées de sable, coulées de vase calcaire à débris).
- marnes finement bioclastiques, très feuilletées, associées aux bancs roux granoclassés.
- Coulée boueuse et sa turbidite associée

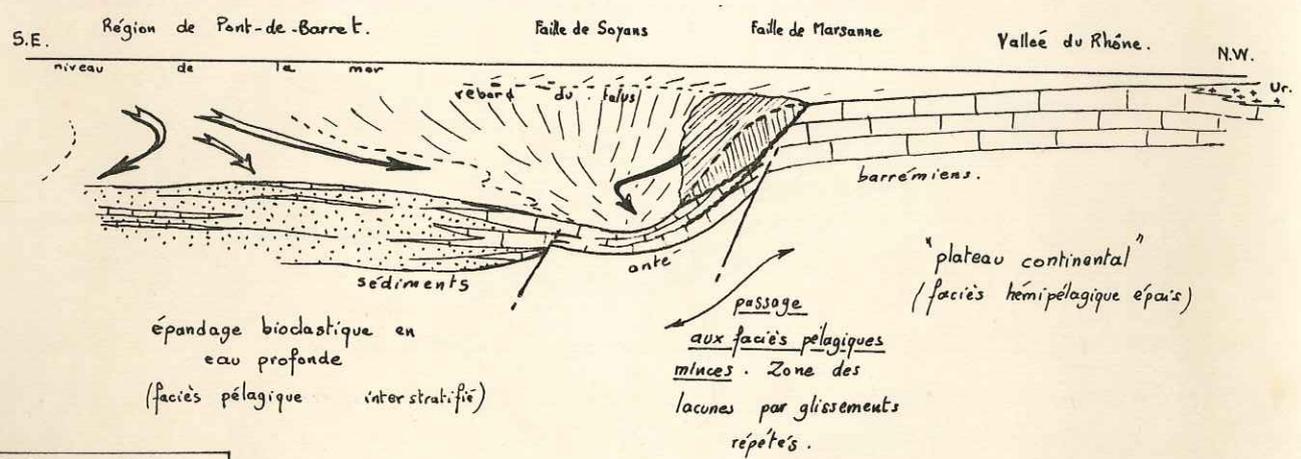
← directions } relevés à la semelle des bancs bioclastiques.
→ sens

- bancs bioclastiques et marnes finement feuilletées (laminees) associées en séquences binaires (faciès Pysch).
- série à faciès pélagique dilaté par des bancs bioclastiques granoclassés ou non (turbidites, coulées de boue à débris).
- Coulée boueuse dont la semelle de boue à débris (texture wackestone) témoigne de l'érosion de turbidites anciennement déposées.
- cf. 2 + glissement ou coulée.
- Coulée boueuse.
- cf. 2.
- "Barre à Orbitolines" (coulées boueuses peu épaisses passant latéralement à des turbidites par disparition de la semelle de marnes graveleuses, coulées de sable, turbidites).
- glissement ayant érodé des turbidites anciennement déposées (semelle de boue à débris).
- Premier faisceau bioclastique du Barrémien supérieur (turbidites granoclassées).

Fig. 41 - Interprétation paléogéographique schématique du passage entre faciès hémipélagique et pélagique. Exemple de la région de Marsanne.



A - Interprétation selon J. MAILLARD (1963).

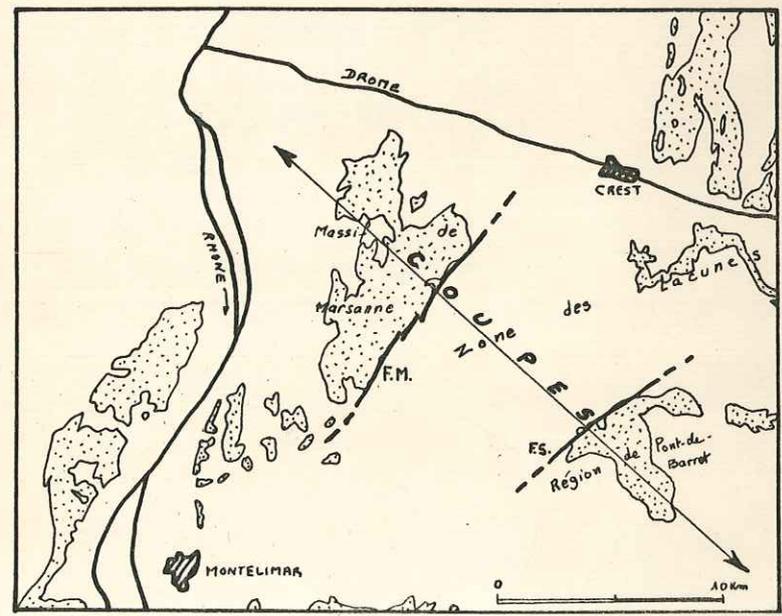


B - Réinterprétation.

Schéma de situation

- F.M. Faille de Marsanne
- F.S. Faille de Soyans

(consulter aussi les cartes de faciès, figs. et respectivement pour les coupes interprétatives A et B).



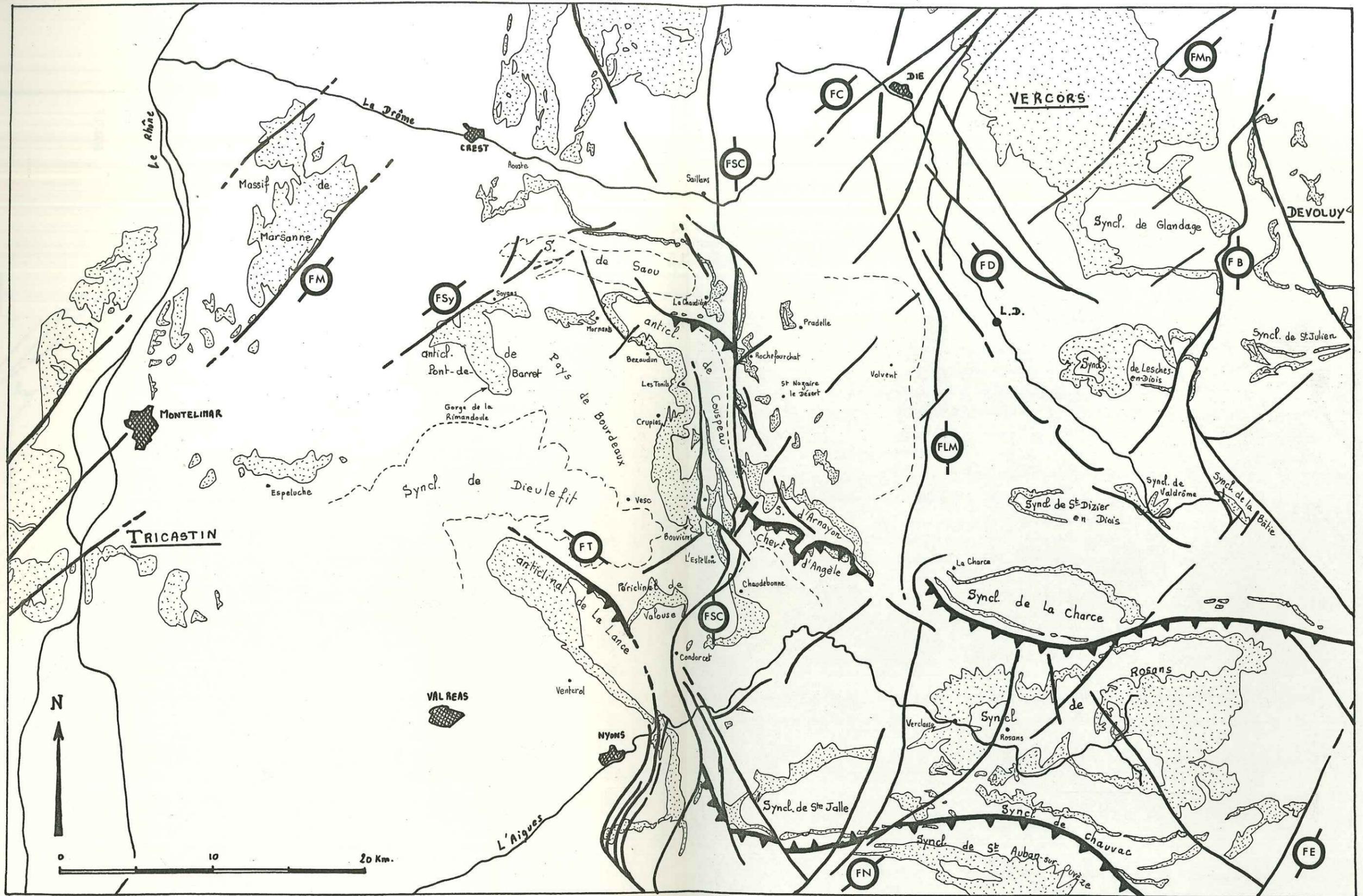


Fig. 42 - Carte des affleurements du Barrême-Bédoulien et des principaux accidents tectoniques.

(d'après couverture à 1/50000 simplifiée et carte à 1/80000 PRIVAS).

Failles ♂		Failles ♀		Failles ⊕	
FC	faille de la Cléry	Fm	faille de Méné	FB	faille de Bonneval
FE	faille d'Eygallayes	FN	faille de Nîmes	FSc	faille de Saillans-Condorcet
FM	faille de Marsanne	FSy	faille de Soyans	FD	failles de la Drôme
				FT	faille de Teyssières
				FLM	faille de La Motte-Chalancon

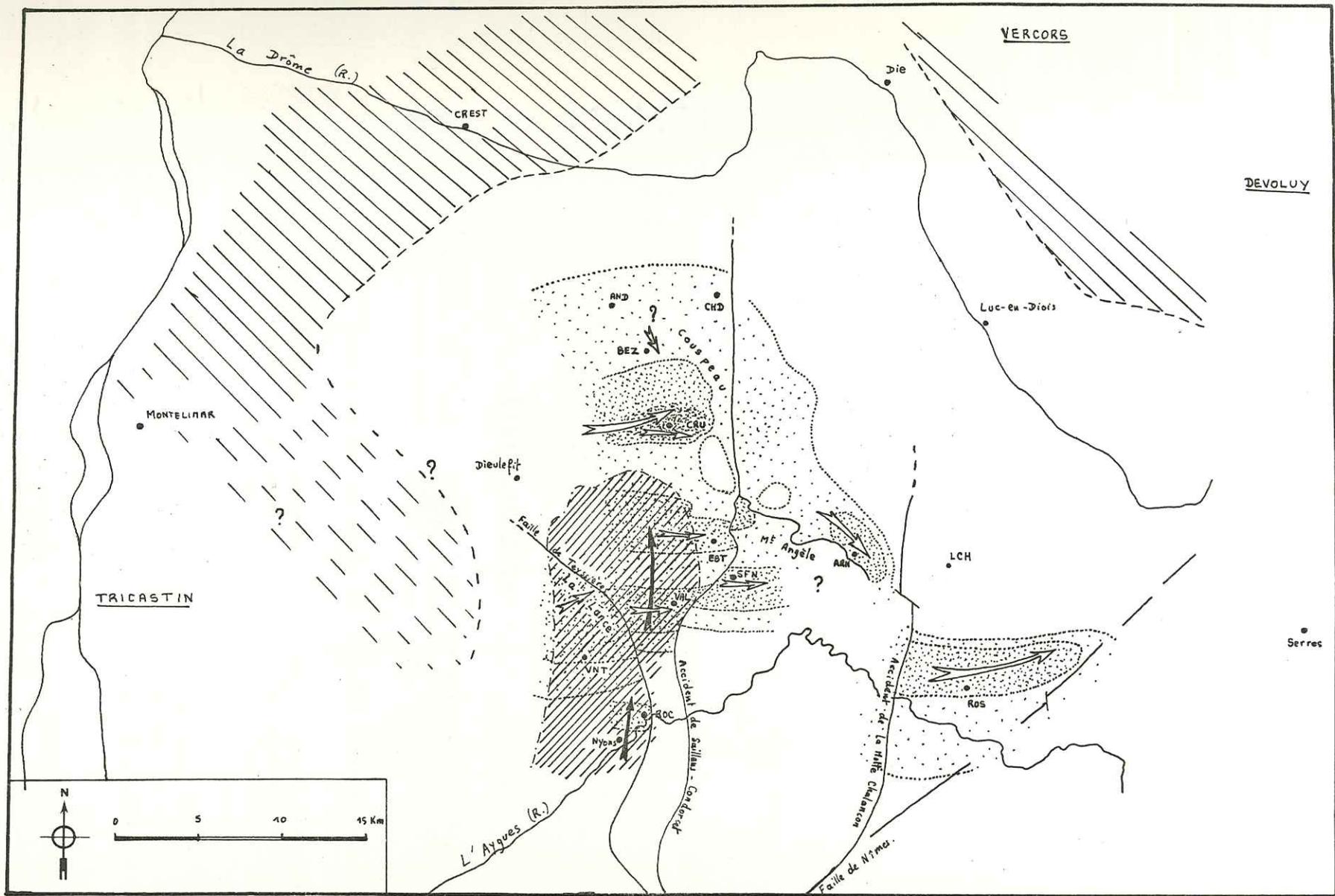
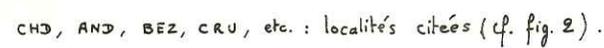
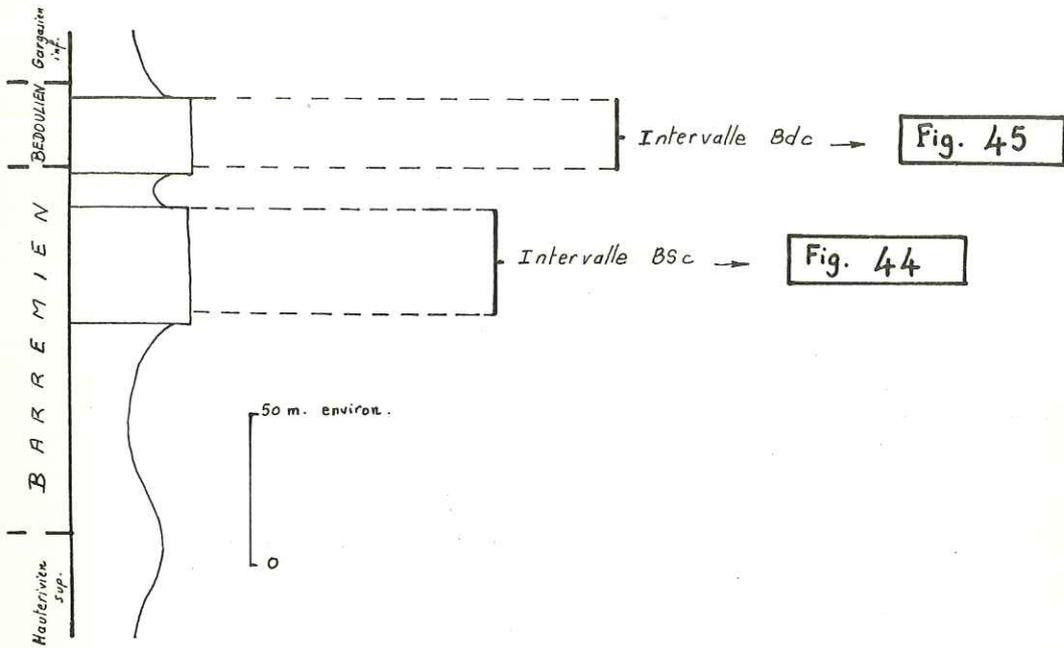


Fig. 43 - Répartition des faciès bioclastiques dans le domaine vocontien occidental au Barrémien inférieur.

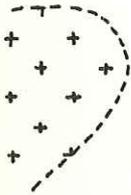
 Turbidites bioclastiques (pointillés serrés: épaisseurs cumulées supérieures à 2 m.).  Sens des apports.  faciès hémipélagique.
 Aire d'étalement des plaquettes rouges dans le secteur de la Lance.  Sens des apports.  CHD, AND, BEZ, CRU, etc.: localités citées (cf. fig. 2).

LEGENDE COMMUNE AUX FIGURES 44 ET 45 .

SERIE PELAGIQUE VIRTUELLE



Faciès autochtones



Faciès de plateforme



Faciès hémipélagique
(en tirets : existence supposée)



Faciès pélagique

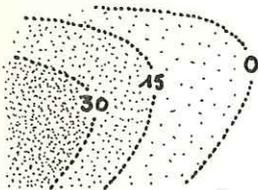
Faciès allochtones



Lacune partielle ou totale de l'intervalle.
(en tirets : extension supposée).



Zone à hachures serrées : la lacune peut atteindre l'Hauterivien supérieur.
(Fig.)



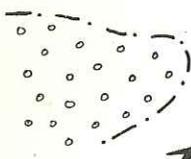
Faciès bioclastique resédimenté en eau profonde.
(isopachs correspondant aux épaisseurs cumulées des bancs isolés et des faisceaux).



Sens des apports.

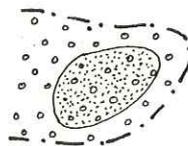


Limite des faciès de resédimentation bioclastique à caractère très proximal.



Aire d'extension des coulées boueuses.

Sens des apports.



Zone dans laquelle il est très fréquent de rencontrer la turbidite associée à la mise en place de la coulée.



Zone où les glissements (sensu stricto) sont fréquents et représentent l'essentiel des perturbations de la série pélagique au cours de l'intervalle.



Sens supposé des glissements.

Coupes de référence :

- Crupies en secteur bioclastique.
- La Chaudière dans la zone à coulées boueuses.

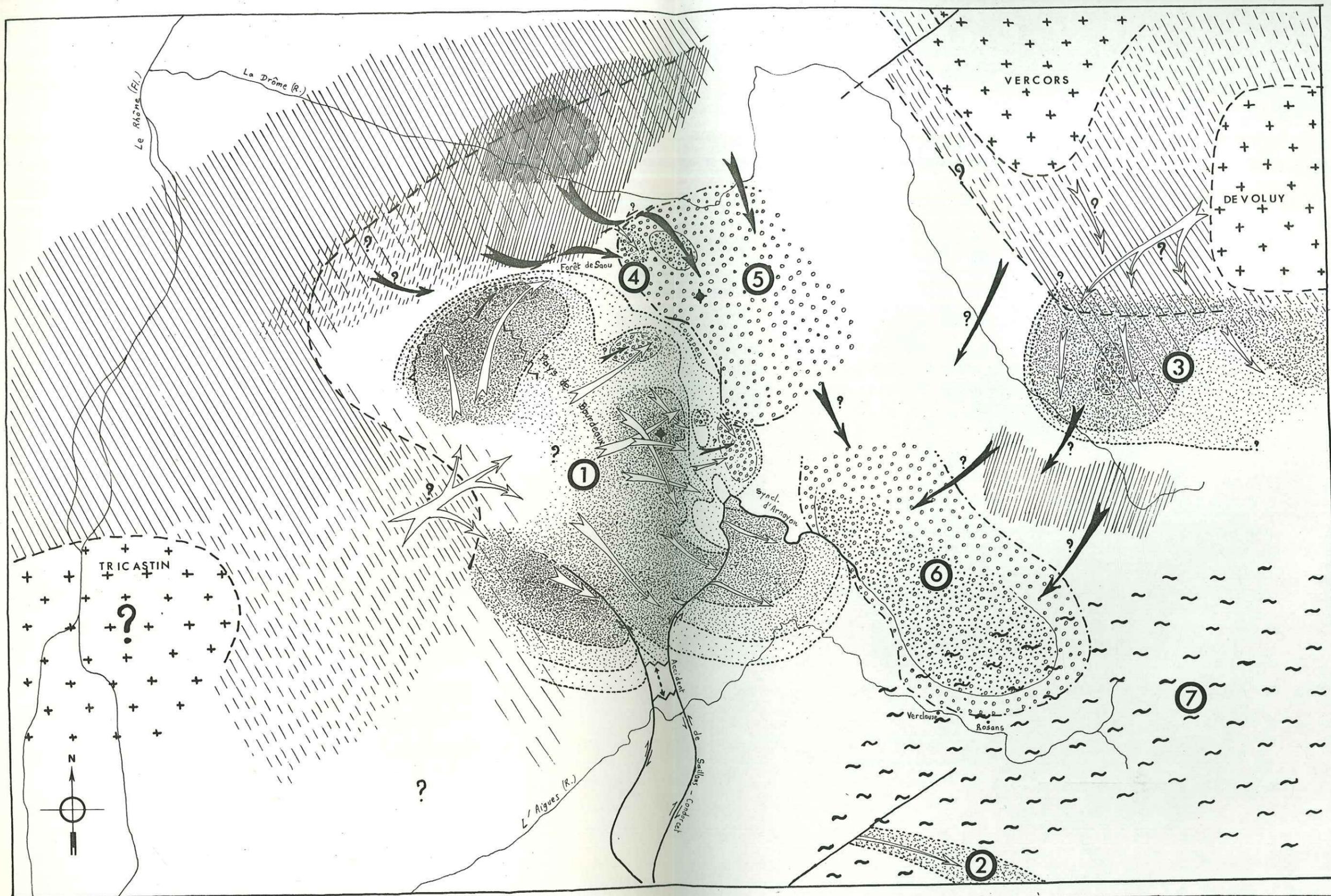


Fig. 44 - Répartition des faciès au cours de l'intervalle BSc (Barrémien calcaire).

- | | | | | |
|---|---|-------------------------------------|---|--|
| Zones d'épandage
bioclastique en
eau profonde | { | ① du Pays de Bourdeaux. | ⑤ Coulées boueuses (secteur de la Chaudière). | ⑦ Secteur centro-oriental à glissements dominants. |
| | | ② de l'Ouvèze. | ⑥ Coulées boueuses (secteur central). | |
| | | ③ du Diois oriental et du Bochaîne. | | |
| | | ④ des Mouyons | | |
- ✦ Emplacements des coupes de référence (Crupies en secteur bioclastique, la Chaudière dans la zone des coulées axiales)

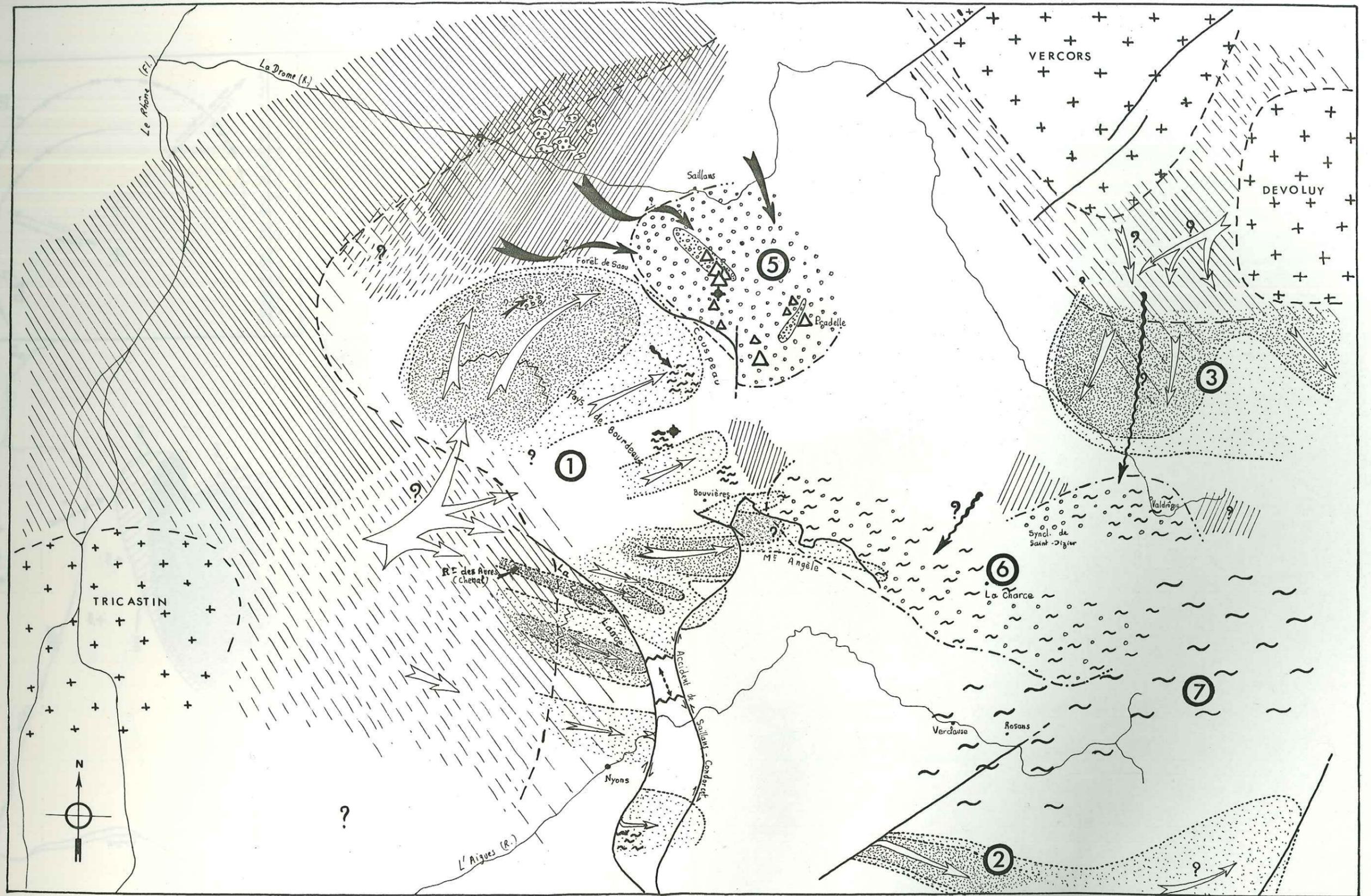


Fig. 45 - Répartition des faciès au cours de l'intervalle Bdc (Bédoulien calcaire).

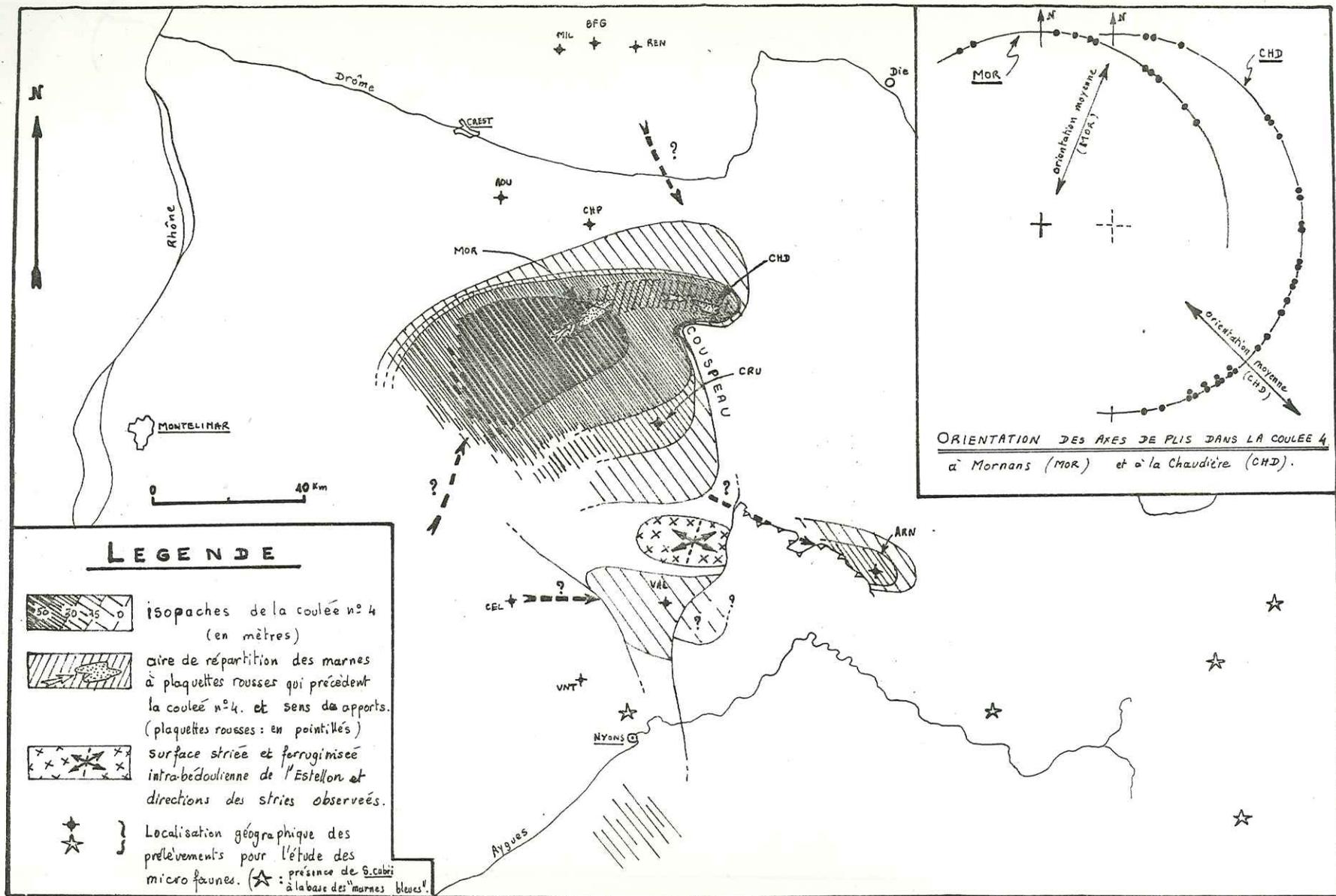
Zones d'épandage
bioclastique en
eau profonde

- ① du Pays de Bourdeaux.
- ② de l'Ouvèze.
- ③ du Diois oriental et du Bochaîne.

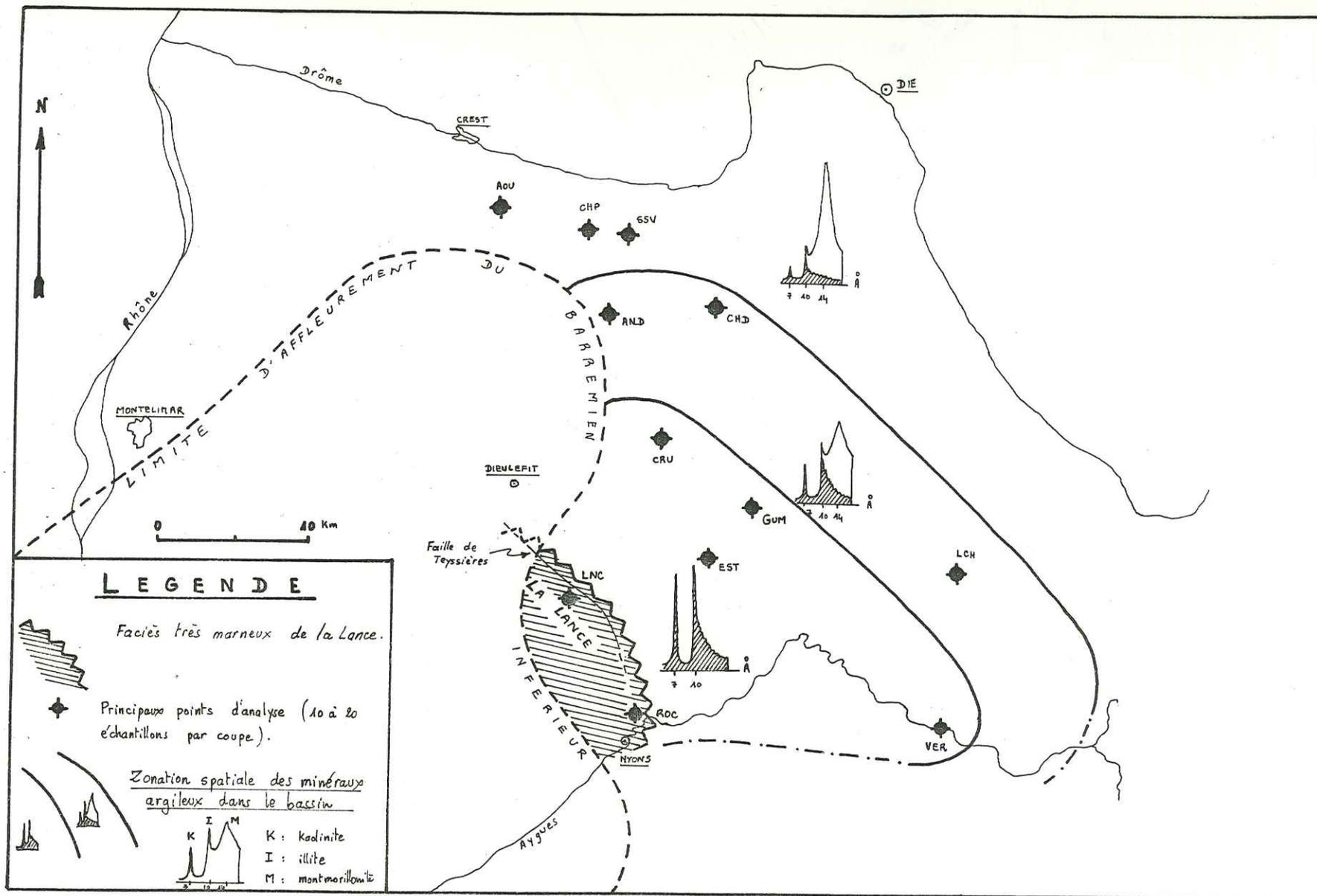
- ⑤ Coulées boueuses (secteur de la Chaudière)
- ⑥ Coulées boueuses (secteur central)

- ⑦ Secteur centro-oriental à glissements dominants.

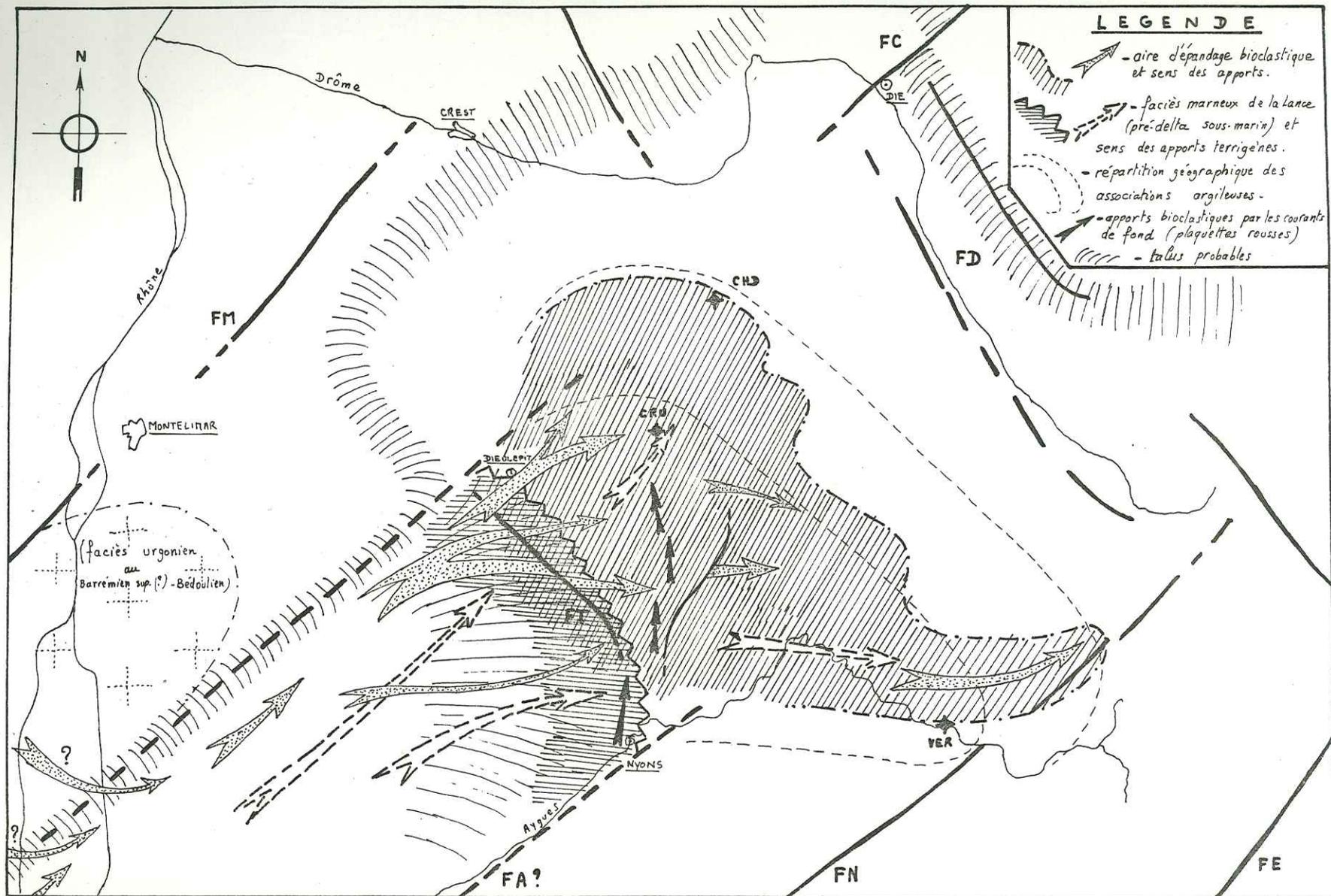
♦ Emplacements des coupes de référence (Crupies en secteur bioclastique, la Chaudière en secteur à coulées boueuses).



- Fig. 46 - Aire de répartition de la coulée n°4 ("fini-bédoulienne") et orientation des axes de quelques plis qu'elle contient. (On a figuré, en outre, l'aire d'extension d'une surface striée intrabédoulienne dans les environs de l'Estellon, car elle coïncide avec la zone de partition constatée plus tard dans l'aire de répartition de la coulée n°4).



- Fig. 47 - Répartition géographique des minéraux argileux dans le bassin vocontien au Barrémien inférieur - (Noter la dilution progressive, au large de l'antidinal de la Lance, de l'association à illite-kaolinite dans une association à montmorillonite dominante.)



- Fig. 48 - Interprétation paléogéographique de la coïncidence entre apports terrigènes et épandage bioclastique en eau profonde dans la partie occidentale du bassin vocontien au Barrémien inférieur -

FM : faute de Marsanne ; FC : faute de la Cléry ; FD : failles de la Drôme ;
 FA? : faute de l'Aygues (?) ; FN : faute de Nîmes ; FE : faute d'Égualayes ; FT : faute de Teyssières.