



HAL
open science

**Paléopentes, glissements synsédimentaires et
reconstitution de bassin dans le domaine vocontien
(valanginien-hauterivien de la zone
subalpine-méridionale des Alpes occidentales françaises)**

Anjani Tangri

► **To cite this version:**

Anjani Tangri. Paléopentes, glissements synsédimentaires et reconstitution de bassin dans le domaine vocontien (valanginien-hauterivien de la zone subalpine-méridionale des Alpes occidentales françaises). Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1980. Français. NNT : . tel-00578200

HAL Id: tel-00578200

<https://theses.hal.science/tel-00578200>

Submitted on 18 Mar 2011

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.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE

GEOLOGIE APPLIQUEE

MENTION: GEOLOGIE DES CHAINES ALPINES



18 JAN. 1980

**PALEOPENTES, GLISSEMENTS SYNSEDIMENTAIRES ET
RECONSTITUTION DE BASSIN DANS LE DOMAINE VCONTIEN
(VALANGINIEN-HAUTERIVIEN DE LA ZONE SUBALPINE -
MERIDIONALE DES ALPES OCCIDENTALES FRANCAISES)**

par **Anjani Kumar TANGRI**

dh

Thèse soutenue le 8 Novembre 1980 devant la commission d'examen

MM. J. DEBELMAS	Président
C. KERCKHOVE	Rapporteur
H. ARNAUD	Examineur
P. COTILLON	Examineur
M. LEMOINE	Examineur

10146588

*Je dédie ce mémoire
à mes parents
qui ont tout fait pour que je sois
tel que je suis*

REMERCIEMENTS

L'inconnu que j'étais lors de mon arrivée à Grenoble, a de suite trouvé un accueil extraordinaire à l'Institut Dolomieu de Géologie. Les enseignants, le personnel et les collègues m'ont toujours témoigné une grande amitié.

Je remercie en particulier :

Monsieur le Professeur J. Debelmas qui m'a accueilli au sein de son équipe et qui me fait l'honneur de présider le jury de thèse.

Monsieur le Professeur Cl. Kerckhove qui a dirigé mes recherches, m'a conseillé et m'a fait bénéficier de sa grande expérience de la géologie alpine.

Monsieur H. Arnaud qui a guidé mes premiers pas sur le terrain et qui a ensuite suivi avec intérêt mes travaux.

Messieurs les Professeurs M. Lemoine et P. Cotillon qui ont accepté de juger ce mémoire.

Monsieur le Professeur M. Gidon pour les nombreuses discussions toujours fructueuses que nous avons eues, ainsi que Madame A. Arnaud-Vanneau et Monsieur J.P. Thieuloy qui ont étudié les fossiles récoltés.

Mes collègues du laboratoire de géologie et également les habitants des régions étudiées, qui m'ont toujours encouragé dans les moments difficiles.

Enfin, je n'oublierai pas de remercier mon "GURU" Dr. I.B. Singh qui m'a initié à la Sédimentologie. Je lui dois toutes mes connaissances dans ce domaine.

Le Centre International des Etudiants et Stagiaires, Paris, qui a financé ce travail.

Une fois de plus, je tiens à exprimer mes vifs remerciements à Monsieur Cl. Kerckhove pour le temps précieux qu'il a consacré à la réalisation de ce mémoire aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION

1. Le cadre de l'étude	13
1.1. Cadre géographique	13
1.2. Cadre géologique	13
1.2.1. La série stratigraphique	15
a) Lithologie.....	15
b) Biostratigraphie.....	17
1.2.2. Aperçu sur la paléogéographie.....	17
1.2.3. Cadre structural.....	17
2. Justification de ce mémoire et des développements proposés.....	20
3. Méthodologie	21
4. Bref historique des travaux antérieurs	23
4.1. Stratigraphie	23
4.2. Sédimentologie	23
4.2.1. Glissements sous-marins	24
4.2.2. Courants de turbidité	24

PREMIERE PARTIE - LA SERIE STRATIGRAPHIQUE

<u>I - PARTICULARITES LITHOLOGIQUES</u>	29
1. Introduction et aperçu sur la biostratigraphie	29
2. Particularités lithologiques de la série Valanginien - Hauterivien	29
2.1. Horizon-repère majeur de la zone à Saynoceras verrucosum	29
2.2. Série de calcarénites du Valanginien supérieur	30
2.2.1. Marignac-en-Diois	31
2.2.2. Chamaloc-Col de Rousset.....	33
2.2.3. Planeaux - Col du Pré	33
2.2.4. Conclusion	34
2.3. Problème de la "Discordance" de l'Hauterivien sur le Valanginien dans la région de Montbrand	34
2.4. Barre à silex de la limite Valanginien - Hauterivien...37	37
2.4.1. Position stratigraphique de la Barre à Silex...37	37
2.4.2. Une, deux, ou trois Barres à Silex ?	39
2.4.3. Conclusion	39
3. Hauterivien du domaine vocontien	40
3.1. Planeaux - Col du Pré	42
3.2. Sisteron - Vilhose - Entrepierrres.....	44
3.3. Veynes - Chateauneuf d'Oze - Espréaux	47

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 GRENOBLE CEDEX
 F. 38041
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : p.falour@ujf-grenoble.fr
 25 AOÛT 2003

<u>II - LES SEDIMENTS: LEUR EVOLUTION DANS LE TEMPS ET L'ESPACE</u>	
1. Introduction	51
2. Constituants lithologiques essentiels	51
3. Evolution générale de la sédimentation pendant le Crétacé inférieur	53
4. Courbes d'Analyse séquentielle du Valanginien supérieur-Hauterivien	54
4.1. Construction des courbes	54
4.2. Evolution des corps sédimentaires pendant le Valanginien	54
4.3. Evolution des corps sédimentaires pendant l'Hauterivien	57
5. Variations latérales du Valanginien supérieur - Hauterivien	60
5.1. Le corps sédimentaire des calcarénites du Valanginien supérieur	62
5.2. Variations latérales du taux de sédimentation dans l'Hauterivien	62
5.3. Corrélations à grande distance dans l'Hauterivien	65
<u>III - CONCLUSIONS SUR LA SERIE STRATIGRAPHIQUE</u>	
70	
<u>DEUXIEME PARTIE - PALEOCOURANTS ET ANALYSE DU BASSIN</u>	
71	
<u>I - GENERALITES</u>	
73	
1. Paléocourants et paléogéographie	73
2. Indicateurs de paléopentes : les slumps	74
3. Les indicateurs fournis par la série du Valanginien supérieur Hauterivien	74
<u>II - INDICATEURS DE PALEOCOURANTS</u>	
77	
1. Introduction	77
2. Structures sédimentaires macroscopiques dans les calcarénites	79
2.1. Limites supérieures et inférieures des bancs	79
2.2. Structures sédimentaires primaires d'origine organique	79
2.3. Structures sédimentaires primaires d'origine inorganique	80
2.3.1. Structures et objets au toit des bancs	80
a) Rides de courants	80
b) Orientation d'objets au toit des bancs	81
2.3.2. Structures à la semelle des bancs détritiques	82
2.3.3. Structures internes des bancs	84
3. Aperçu sur la microscopie des calcarénites	85
3.1. Orientation des grains	86
3.2. Granulométrie en lame mince	88
3.3. L'état de conservation de la microfaune	88
4. Conclusion ; Interprétation des modes de dépôt	89
4.1. Evidence pour le transport du matériel détritique	89
4.2. Evidence pour le transport par des courants de turbidité	90
4.3. Autres modes de dépôts possibles	90
4.4. Aperçu sur la configuration du bassin et sur l'origine du matériel bioclastique	91

III - INDICATEURS DE PALEOPENTES : LES SLUMPS

1. Introduction	93
2. Condition de déclenchement des slumps	94
2.1. Conditions liées à la lithologie des sédiments.....	94
2.1.1. Manque de cohésion des sédiments.....	94
a) Granulométrie.....	94
b) Stratonomie.....	94
2.1.2. Contrainte exercée par la colonne sédimentaire....	95
2.1.3. Activités des organismes.....	95
2.2. Conditions extérieures aux sédiments.....	95
2.2.1. Agitation et mouvements	95
2.2.2. Mouvements tectoniques.....	96
3. Anatomie d'un slump typique.....	97
3.1. Introduction	98
3.2. Les différentes parties d'un slump typique.....	98
3.2.1. Zone de fractures.....	98
3.2.2. Zone de tassement rotationnel	99
3.2.3. Zone d'ablation ou de lacune.....	99
3.2.4. Zone d'accumulation: le slump s. str.....	99
3.2.5. Zone chaotique distale	100
4. Les paléopentes déduites de l'étude des slumps.....	102
4.1. Méthodes de mesures	102
4.2. Objets mesurés	103
4.2.1. Plis synsédimentaires	103
a) Structures plissées à l'intérieur du banc.....	103
b) Plis affectant un ou plusieurs bancs.....	103
4.2.2. Méga litage oblique	105
4.2.3. Stries de glissements synsédimentaires.....	107
4.2.4. Direction des grands axes des boules de slumps.....	107
4.2.5. Boudins d'étirement synsédimentaires.....	109
4.2.6. Orientation des fossiles.....	109
5. Répartition des slumps dans le domaine étudié.....	111
5.1. Essai de zonation des types de slumps.....	111
5.2. Extension latérale de certaines "nappes" de slumps.....	112
5.3. Evolution verticale dans un slump ou dans une série de slumps en un point donné.....	113
5.3.1. Discordance sommitale d'un slump	113
5.3.2. L'incidence des slumps sur la rythmicité de la série.....	113
5.3.3. Evolution de la direction de déplacement des slumps superposés dans une série.....	115

IV - RELATIONS ENTRE PALEOPENTES ET DIRECTIONS DE COURANTS DANS LE BASSIN VOCONTIEN

1. Introduction.....	117
2. Comparaison des directions de courants et de pentes observées dans quelques stations.....	117
3. Un exemple de courants perpendiculaires à la ligne de plus grande pente.....	119

4. Le problème des contourites - applications de ce modèle de corps sédimentaires au bassin vocontien.....121
 4.1. Définition d'une contourite.....121
 4.2. Caractères spécifiques des turbidites et des contourites121
 4.3. Application éventuelle de la notion de contourite au bassin vocontien pour la période du Crétacé inférieur124

TROISIEME PARTIE - RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU BASSIN

INTRODUCTION

I - RECONSTITUTION PENDANT LE VALANGINIEN.....131
 1. Distribution des faciès et leur variations d'épaisseur.....131
 2. Direction et sens des courants et pentes.....131

II - RECONSTITUTION PENDANT L'HAUTERIVIEN134
 1. Variations d'épaisseurs138
 2. Slumps139
 2.1. Variation de pourcentage des slumps.....142
 2.2. Indicateurs de paléopentes145
 2.1.1. A l'Ouest du Grand Buëch145
 a) Région comprise entre le Vercors et la vallée de l'Eygues145
 b) Région comprise entre la vallée de l'Eygues et la chaîne Ventoux - Lure147
 2.2.2. A l'Est du Grand Buëch149
 a) Le Dévoluy et ses abords149
 b) Entre la Durance et la Bléone149
 c) Les environs du Lac de Castillon150

III - PALEO GEOGRAPHIE DU TERRITOIRE ETUDIE PENDANT LE VALANGINIEN ET L'HAUTERIVIEN.....

1. Paléogéographie du Valanginien151
 2. Paléogéographie de l'Hauterivien154
 3. Modifications de la configuration du bassin pendant le Crétacé inférieur157
 4. Problème des relations entre la paléotopographie sous-marine et le jeu éventuel d'accident tectonique pendant le Mésozoïque...159
 4.1. Orientation générale du bassin et des principales paléovallées qui l'accidentent160
 4.2. Le rôle de l'accident Ventoux-Lure dans la paléogéographie méridionale du bassin160
 4.3. Orientation du Sillon du Buëch160

CONCLUSION GENERALE.....161

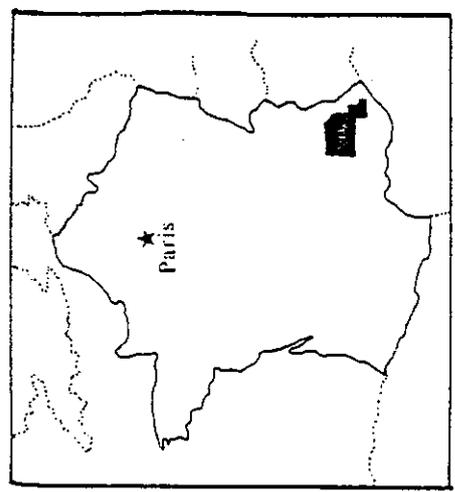
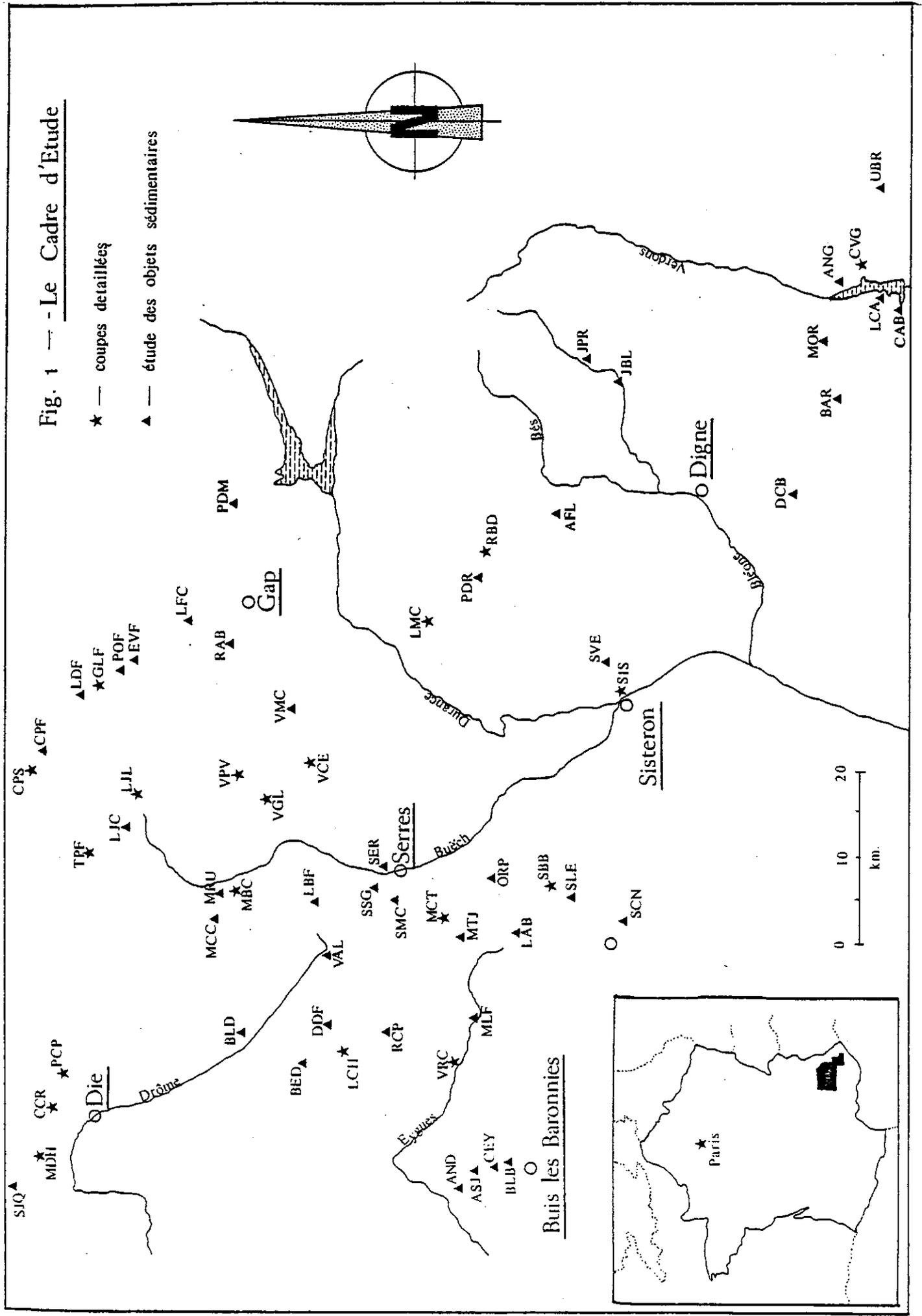
BIBLIOGRAPHIE.....163

PLANCHES :- A - K.....175

Le Cadre d'Etude

Fig. 1 — Le Cadre d'Etude

- ★ — coupes détaillées
- ▲ — étude des objets sédimentaires



LISTE DES ABRÉVIATIONS DES COUPES ET POINTS D'OBSERVATIONS
UTILISÉES DANS LE TEXTE ET SUR LES FIGURES.

Entre parenthèse: nom de la carte géologique à 1/50 000, ou à défaut de la carte à 1/80 000 correspondante. Voir également Fig.1, p.

- AFL - Authon-Feissal, extrémité W du synclinal de Feissal en amont de la Clue de Vançon, E d'Authon (DIGNE 1/80 000).
- AND - Arpavon-Notre Dame, SW d'Arpavon, synclinal de Ste Jalle (NYONS).
- ANG - Angles, au SW du village, route en bordure du lac de Castillon (CASTELLANE 1/80 000).
- ASJ - Arpavon - Ste-Jalle, route forestière de N.D. de la Consolation vers l'Ennuye (riv.), NW de Ste-Jalle (NYONS).
- BAR - Barrême (observations dispersées aux environs de) (CASTELLANE 1/80 000).
- BED - Bellegarde-en-Diois - Establet, au N de La Chartre (LUC-EN-DIOIS).
- BLB - Buis-Les-Baronnies, au N de la Montagne des Plates (NYONS).
- BLD - Beaumont - Lesches-en-Diois, flanc W du synclinal des Lesches-en-Diois au SE de Luc-en-Diois (LUC-EN-DIOIS).
- CAB - Castillon - La Beaume, rive droite du lac de Castillon (CASTELLANE).
- CAS - Castillon (observations dispersées aux environs du barrage de Castillon (CASTELLANE).
- CCR - Chamaloc - Col-de-Rousset, au N de Die (DIE).
- CEY - Col d'Ey, au N de Buis-les-Baronnies, route vers Ste-Jalle (NYONS).
- CPF - Croix de la Pigne - Col des Faisses, bordure nord du Dévoluy, à l'Ouest du barrage du Sautet (ST BONNET à paraître).
- CPS - Croix de la Pigne - Les Sauvages, bordure nord du Dévoluy, à l'Ouest du barrage du Sautet (ST BONNET, à paraître).
- CVG - Castillon - Vergons, route de Vergons à St-Julien-du-Verdon (CASTELLANE).
- DCB - Digne - Chabrières, W de la Clue de Chabrières au Sud de Digne (CASTELLANE) 1/80 000).
- DDF - St Dizier-en-Diois - Col du Fay, W de Valdrôme (LUC-EN-DIOIS).
- EVF - Les Evarras - Mgne de Faraud, W de St Eusèbe-en-Champsaur, partie orientale du Dévoluy (ST BONNET à paraître).
- GLF - Glaizil - Mgne de Farraud, partie orientale du Dévoluy (ST BONNET à paraître)

- JBL - La Javie - Blégiers, vallée de la Bléone en aval de Blégiers (DIGNE 1/80 000).
- JPR - La Javie - Prads, vallée de la Bléone en amont de Prads (DIGNE 1/80 000).
- LAB - Laborel, (plusieurs observations dispersées aux environs de) (SERRES).
- LBF - La Bâtie des Fonds, E de Valdrôme (LUC-EN-DIOIS).
- LCA - Lac de Castillon, rive droite (CASTELLANE).
- LCH - La Charce, (observations dispersées aux environs de) LUC-EN-DIOIS).
- LDL - Lesdiguières - Montagne de Ferraud, W de Chauffayer, partie orientale du Dévoluy (ST BONNET, à paraître).
- LFC - La Fare en Champsaur, partie orientale du Dévoluy (ST BONNET à paraître).
- LJC - La Jarjatte - Col de la Croix, E de Lus-La-Croix-Haute (ST BONNET, à paraître).
- LJL - La Jarjatte - Lac Lauzon, sentier passant par la cabane de Fleyrard E de Lus-La-Croix-Haute (ST BONNET à paraître).
- LMC - La Motte du Caire (observations aux environs du village du Caire au NE de La Motte (DIGNE 1/80 000).
- MBC - Montbrand - Creyers, Côte des Chanabières à l'Est de Creyers, NW d'Aspres-sur-Bûech (LUC-EN-DIOIS).
- MCC - Montbrand - Combe Chaude, commune de Montbrand au NW d'Aspres-sur-Bûech (LUC-EN-DIOIS)
- MCT - Montjoy - Les Courtilles, partie orientale du synclinal de Rosans, SW de Serres (SERRES).
- MDH - Marignac-en-Diois - Hermite, route au NE de Marignac-en-Diois vers la Rollandière (DIE).
- MLF - Montferrand - La Fare, rive droite de l'Eygues (riv.) au Sud de Rosans (SERRES).
- MOR - Moriez, entre Barrême et St-André-les-Alpes (CASTELLANE 1/80 000).
- MRU - Montbrand - Ruynet, commune de Montbrand, NW d'Aspres-sur-Bûech (LUC-EN-DIOIS)
- MTJ - Montjay, (observations aux environs de), SW de Serres (SERRES).
- ORP - Orpierre (W d'Orpierre) SERRES
- PCP - Planeaux - Col du Pré, commune de Romeyer au NNE de Die (MENS).

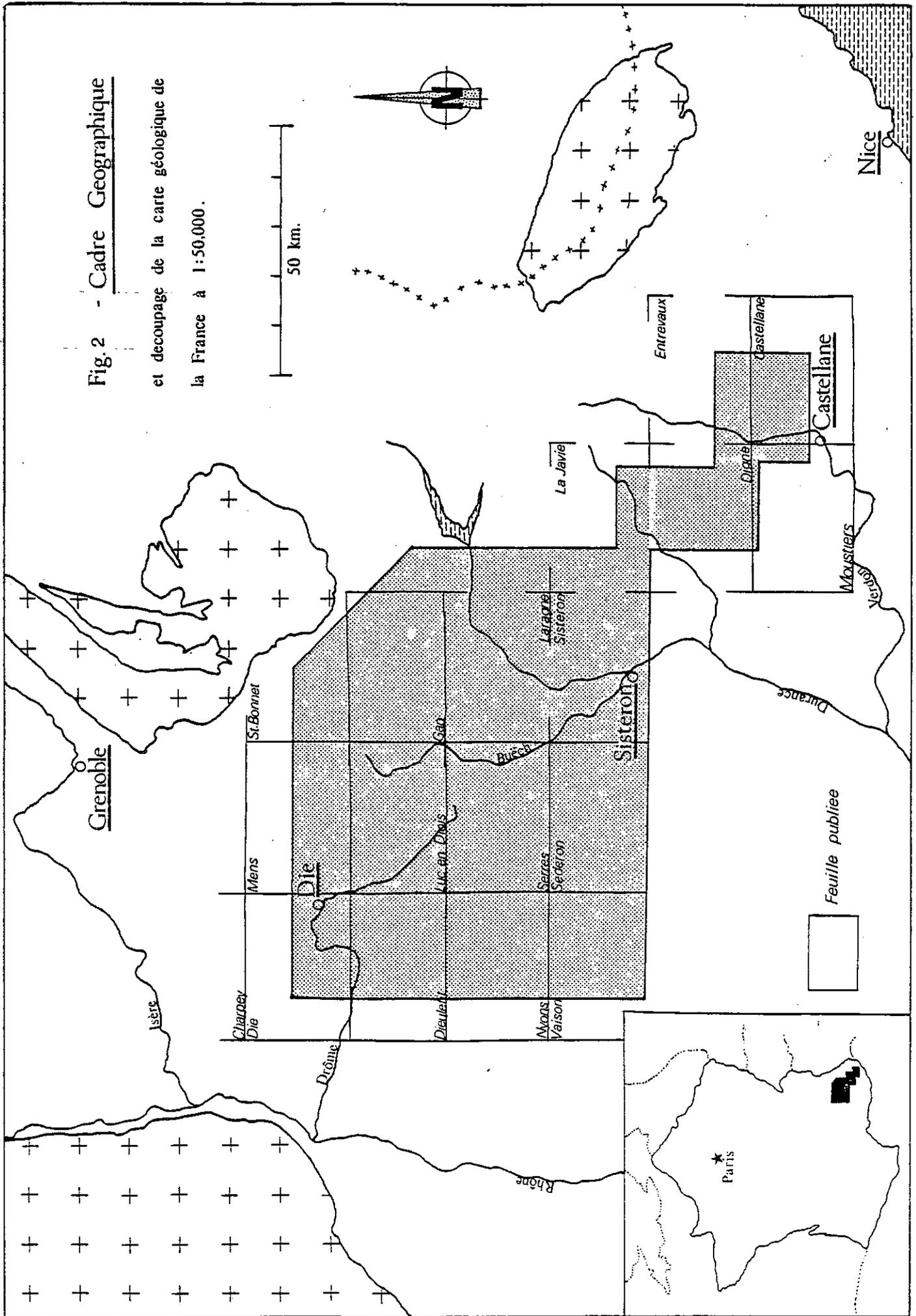
- PDM - Puy de Manse NE de Gap (GAP 1/80 000).
- PDR - Pont de Reynier, extrémité NNW du Synclinal d'Esparron (DIGNE 1/80 000).
- POF - Pouillardenc - Montagne de Ferraud, commune de Chauffayer, partie orientale du Dévoluy (ST BONNET, à paraître).
- RAB - Rabou, NW de Gap (GAP).
- RBD - Reynier-- Baudinard, flanc sud du synclinal d'Esparron (DIGNE 1/80 000).
- RCP - Rosans - Col de Pommerol, route de Rosans à La Charce (SERRES).
- SBB - Salérans - Barret-Le-Bas, à l'Ouest de la route principale (SEDERON).
- SCN - Séderon - Col du Négron, au Sud de Séderon (SEDERON).
- SER - Serres (environ 3 km au N de Serres, partie orientale du synclinal de Sigottier (SERRES)).
- SIS - Sisteron, au S de la Montagne de la Baume, E de Sisteron (DIGNE 1/80 000).
- SJQ - St-Julien-en-Quint (observations dispersées aux environs de) NW de Die (CHARPEY).
- SLE - Salérans - Eourres, sur la route entre Lachau et Eourres, NE de Séderon (SEDERON).
- SMC - Serres - Montclus, W de Serres, partie orientale du synclinal de Rosans (SERRES).
- SSG - Serres - Sigottier, synclinal de Sigottier, route forestière de Sigottier vers les Michons (SERRES).
- SVE - Sisteron - Vilhosc - Entrepierres, observations dispersées à l'Est de Sisteron (DIGNE 1/80 000).
- TPF - Tréminis - Le Petit Ferrand, NE du Col de la Croix Haute, partie NW du Dévoluy (ST BONNET, à paraître).
- UBR - Ubraye, (observations aux environs de), au Sud d'Annot (CASTELLANE).
- VAL - Valdrôme, environ 1 km W de Valdrôme (LUC-EN-DIOIS).
- VCE - Veynes - Chateauneuf d'Oze - Espréaux, vallée du Drouzet entre Chateauneuf d'Oze et Espréaux, SE de Veynes (GAP).

- VGL - Veynes - Glaise, au Nord de Veynes (GAP).
- VMC - Veynes - Montagne de Ceüse au SE de Veynes (GAP).
- VPV - Veynes - Le Petit Vault observations aux environs de Petit Vault et Montmaur, NE de Veynes (GAP).
- VRC - Verclause, W de Rosans, extrémité occidentale du synclinal de Rosans (SERRES).

INTRODUCTION

Fig. 2 - Cadre Geographique

et decoupage de la carte géologique de la France à 1:50,000.



INTRODUCTION

Ce travail est consacré à l'étude des caractères sédimentologiques de la série du Crétacé inférieur de la zone subalpine méridionale, dans le domaine vocontien, en vue de la reconstitution paléogéographique du bassin à cette époque.

S'appuyant sur deux campagnes totalisant environ six mois sur le terrain, il est volontairement limité à la recherche des paléocourants et des paléopentes qui ont conditionné la sédimentation du Valanginien et de l'Hauterivien, surtout dans la partie nord-occidentale du bassin.

1. LE CADRE DE L'ETUDE

1.1. Cadre géographique

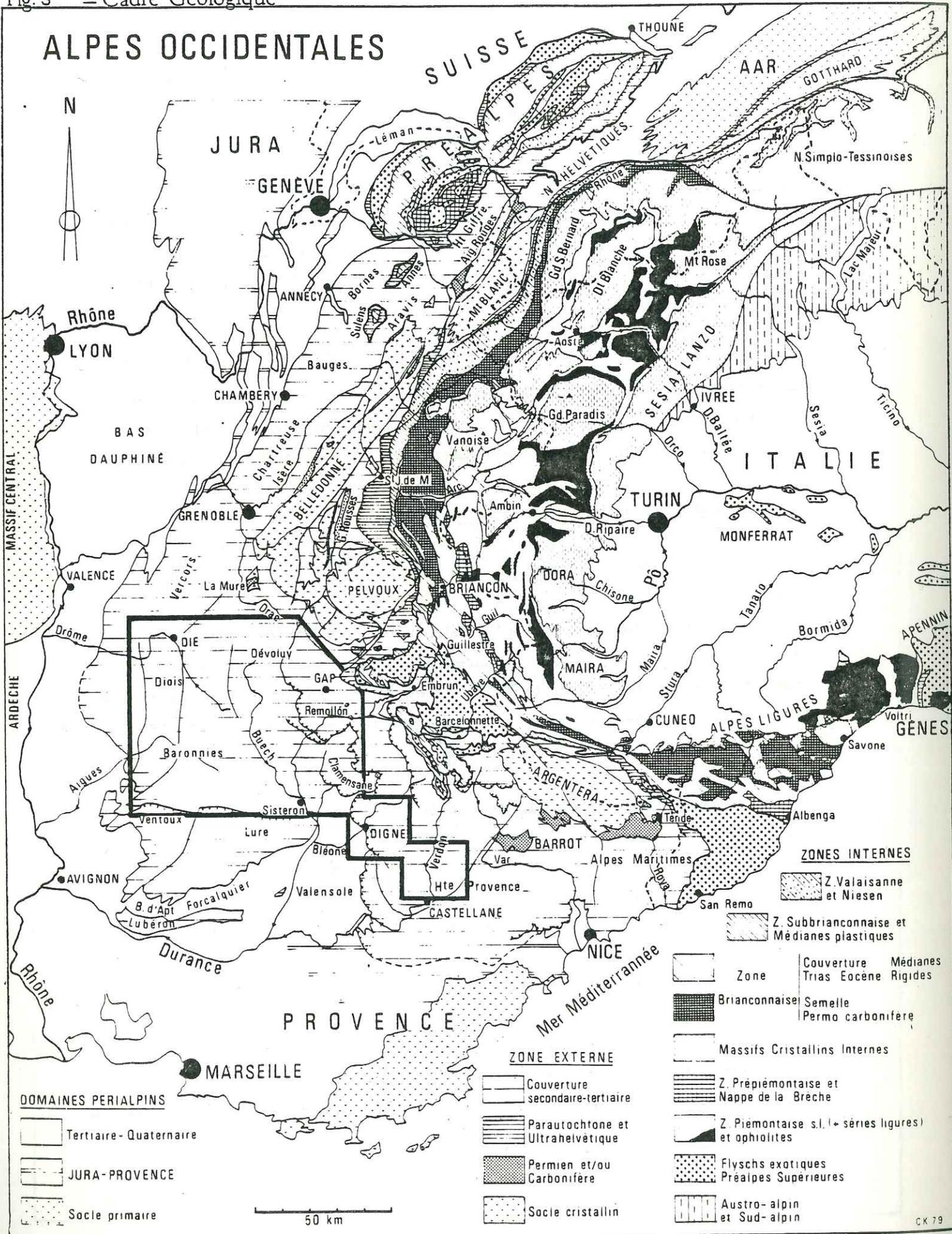
Le territoire étudié s'étend des confins méridionaux du Vercors, au Nord, à la chaîne Ventoux - Lure, au Sud, et à la zone des écaillés de Digne à l'Est de la vallée de la Durance. Il couvre ainsi une superficie d'environ 6 500 km². Des observations complémentaires ont été faites jusqu'à la vallée du Verdon, 50 km plus à l'Est (fig. 2).

Comme dans l'ensemble des chaînes subalpines méridionales, l'altitude du relief reste assez modérée (environ 1 000 m en moyenne) et d'accès est facilité par de nombreuses voies de communications. Les affleurements sont exceptionnellement bons grâce au climat méditerranéen de montagne, relativement sec, limitant l'extension et la densité du couvert végétal.

1.2. Cadre géologique (fig.3)

La zone subalpine correspond à la couverture mésozoïque, en grande partie autochtone, de la zone externe des Alpes occidentales. Le socle paléozoïque sous-jacent apparaît plus à l'Est dans les Massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera. La zone étudiée, qui se situe

Fig. 3 – Cadre Géologique



dans le domaine paléogéographique vocontien, se caractérise par des faciès particuliers au cours du mésozoïque et des directions structurales à dominante est - ouest.

1.2.1. La série stratigraphique

a) Lithologie

Interposée entre les deux ensembles principalement carbonatés du Jurassique terminal d'une part, et du Barrémo-Bédoulien d'autre part, la série du Valanginien - Hauterivien se caractérise par des alternances monotones de calcaires fins et de marnes à Ammonites, avec quelques intercalations détritiques. Sa puissance totale est de l'ordre de 300 à 500 m. (fig. 4).

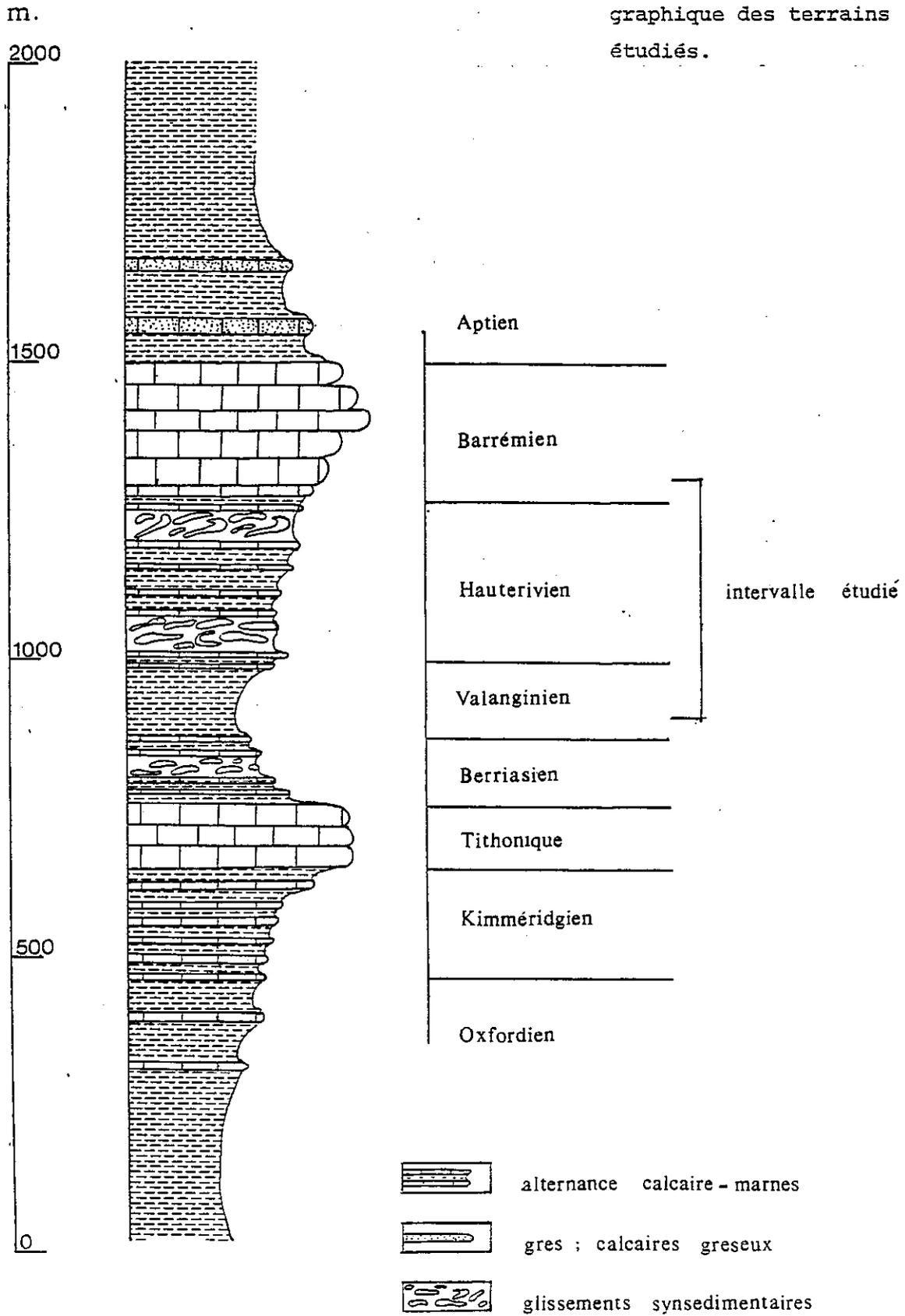
Le Valanginien est nettement à dominante marneuse, et correspond à des zones déprimées et ravinées dans la morphologie.

L'Hauterivien montre une rythmicité remarquable dans la succession des bancs calcaires et marneux, et forme habituellement des talus plus ou moins escarpés sous la corniche des calcaires Barrémo-Bédoulien.

La régularité de cette série à faciès pélagique est interrompue par de nombreux horizons de "Slumps" * plus particulièrement dans l'Hauterivien où ils peuvent constituer jusqu'à 50 % de la colonne sédimentaire.

*Dans ce mémoire, le terme "Slump" (unité lithologique résultant d'un phénomène de glissement sous-marin) est préféré à son équivalent habituel en langue française: "faisceaux contournés", plus long, moins commode et de sens plus restrictif.

Fig. (4) : Localisation stratigraphique des terrains étudiés.



b) Biostratigraphie

La grande richesse en Ammonites et la continuité presque parfaite de la série ont permis d'établir une biozonation précise du Valanginien et de l'Hauterivien vocontien, au point que cette région comporte deux hypostratotypes du Valanginien:

- coupe d'Angles (Alpes de Hte Provence) pour le Valanginien inférieur et supérieur;
- coupe de Barret-Le-Bas près de Salérans pour le Valanginien inférieur.

En ce qui concerne la série étudiée, la zone à Saynoceras verrucosum marque la base du Valanginien supérieur, limité à son sommet par la zone à Néocomites (Teschinites) callidiscus (THIEULOUY & BUSNARDO, 1976). L'apparition d'Acanthodiscus radiatus signale le début de l'Hauterivien tandis que l'extinction de Pseudothurmania angulicostata en marque le toit.

1.2.2. Aperçu sur la paléogéographie

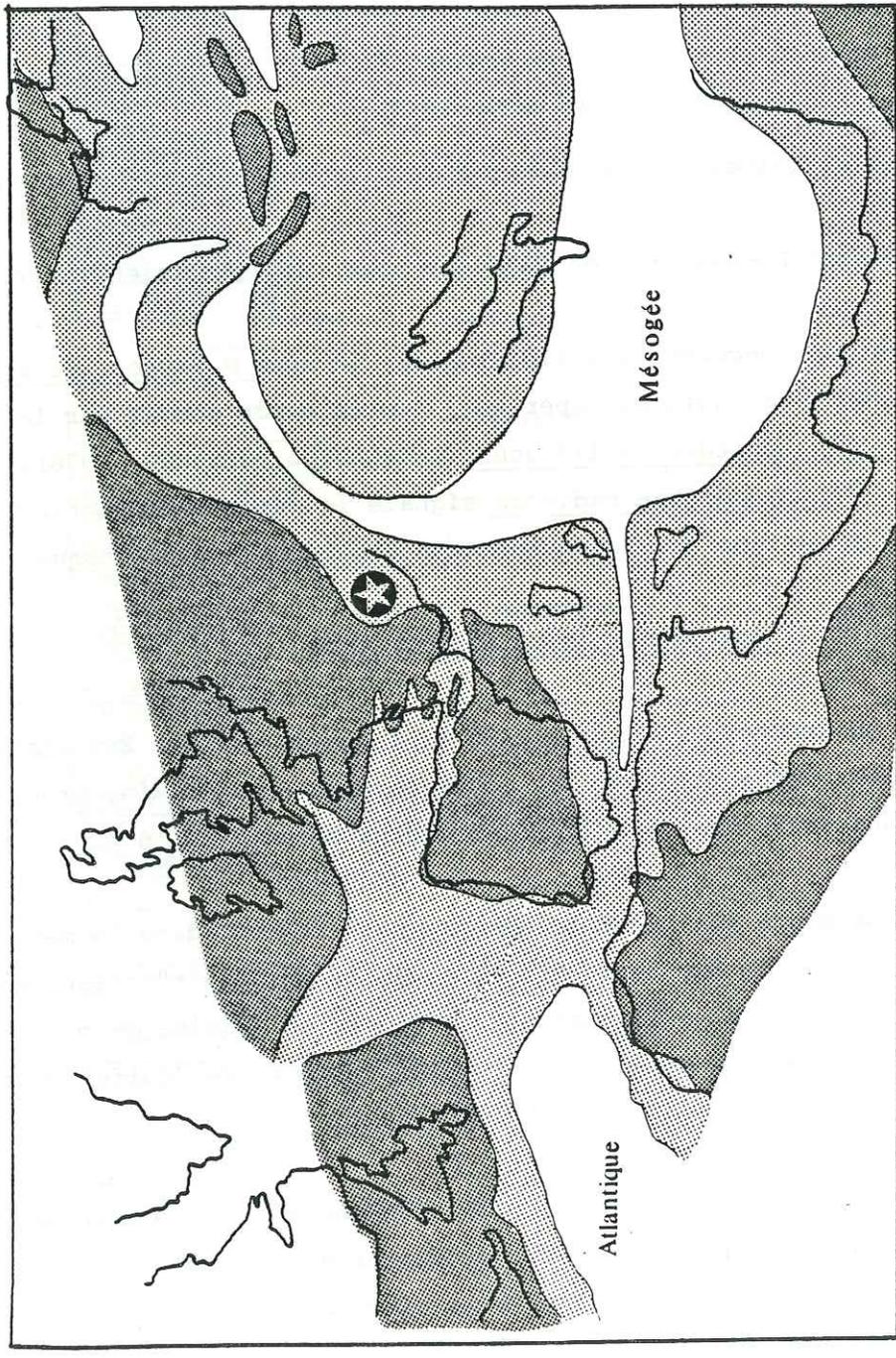
Au Crétacé, la mer alpine allongée d'Ouest en Est était fermée à son extrémité occidentale par les blocs européen et africain, probablement séparés par une ouverture vers l'atlantique naissant (fig. 5).

La marge continentale européenne dessinait dans la mer alpine, à l'emplacement du Sud-Est de la France actuelle, un "golfe" relativement profond entouré au Nord, à l'Ouest et au sud par un domaine de plate-forme, et ouvert sur le domaine océanique tethysien à l'Est. Ce "golfe" correspond au domaine vocontien des chaînes subalpines actuelles.

Pendant le Crétacé inférieur, on note une avancée des aires de plate-formes septentrionale (Vercors) et méridionale (Lure) au détriment du domaine pélagique, qui devient ainsi plus étroit.

1.2.3. Cadre structural

Dans son organisation actuelle, la région étudiée se subdivise en trois ensembles structuraux:



-  aire de croute continentale
-  marges continentales
-  aire de croute océanique
-  zone étudiée

Fig. (5) - Carte Paleogéographique du Crétace inférieur

d'après B. Bijou, Duval et al. (1977) (simplifiée)

- la plus grande partie (à l'Ouest de la Durance) correspond à la zone des chaînes vocontiennes du Diois et des Baronnies, représentant l'autochtone relatif dans la zone subalpine méridionale.
- au Sud, la chaîne Ventoux - Lure représente une unité chevauchante vers le Nord; à son extrémité orientale (Lure) cette unité se raccorde par un simple pli à la zone précédente; à l'Ouest au contraire, le chevauchement du Ventoux correspond sans doute à un raccourcissement plurikilométrique.
- ces deux ensembles s'enfoncent à l'Est sous le chevauchement de la Nappe de Digne par l'intermédiaire de la zone des écaillés de Clamensane (connue ainsi sous le nom de la zone des écaillés de Digne). Plus au Sud-Est, l'Arc de Castellane représente le prolongement de la nappe de Digne en direction des Alpes maritimes.

Ayant subi deux phases principales de plissement, le domaine vocontien montre des plis orientés selon deux directions. La première phase, étalée du Crétacé supérieur au Paléogène (phase Pyrénéo-provençale), crée des plis est-ouest, repris par les plis nord-sud à NW-SE de la seconde phase au Néogène. L'interaction de ces deux directions de déformations se traduit sur la bordure nord du domaine étudié par des plis de directions diverses (N 80° à N 130°), recoupés par de nombreux accidents cisailants (failles, décrochements).

Le dernier évènement tectonique majeur de la région est représenté par la mise en place, au Pliocène de la Nappe de Digne, selon une dynamique complexe impliquant à la fois un décrochement dextre et un recouvrement vers l'Ouest; l'importance de cet accident est attestée par son incidence sur le tracé des lignes isopiques des faciès du Mésozoïque et du Tertiaire dans cette partie des chaînes subalpines.

L'histoire géologique et la tectogenèse du domaine vocontien sont probablement conditionnées en partie par le jeu d'accidents rhégnatiques alignés surtout selon une direction NNE-SSW. C'est à ces fractures profondes et permanentes de la croûte terrestre qu'on doit sans doute la forme du bassin, surtout au Nord, mais leur rôle dans la sédimentation du Crétacé inférieur n'est pas encore clairement établi (ARNAUD et al. 1978).

2. JUSTIFICATION DE CE MEMOIRE ET DES DEVELOPPEMENTS PROPOSES

Les slumps de la série crétacée vocontienne n'avaient fait, avant les travaux de B. BEAUDOIN, l'objet d'aucune étude systématique, spécialement en ce qui concerne les étages du Valanginien et de l'Hauterivien. Or, leur extraordinaire abondance dans ces niveaux, en particulier dans les environs de Serres-Veynes, permettait d'envisager de les utiliser comme indicateurs de la paléogéographie sous-marine du bassin.

De plus, l'existence conjointe d'horizons détritiques offrant parfois des structures sédimentaires caractéristiques des turbidites, suggérait l'intervention de courants denses de fond dans la sédimentation d'une partie de la série.

Le problème des relations entre ces deux familles d'indicateurs paléogéographiques était dès lors posé. Leur synthèse devait permettre de mieux comprendre la configuration du domaine vocontien pendant le Crétacé, surtout dans sa partie septentrionale, mitoyenne de domaines voisins (Dévoluy septentrional, Vercors et Diois occidental), qui dès le Barrémien, sont le siège d'une évolution rapide vers une paléogéographie de hauts fonds ou de plate-forme (ces derniers font depuis plusieurs années l'objet de travaux stratigraphiques et paléogéographiques importants de la part de chercheurs grenoblois (A. ARNAUD-VANNEAU & H. ARNAUD) et lyonnais (S. FERRY).

Ce travail devait aussi apporter des informations sur les relations entre pentes sous-marines et directions de courants en milieu marin relativement profond, permettant de mieux comprendre les modalités de mise en place des olistostromes au sommet des séries à turbidites du Nummulitique alpin.

La mise en oeuvre de ce programme nous a conduit à concentrer l'essentiel de nos études sur la région où l'on observe à la fois une sédimentation détritique et des slumps dans la série comprise entre le Valanginien inférieur et le Barrémien, c'est à dire au territoire limité à l'Est par le cours de la Durance.

Ces recherches étaient déjà engagées au moment où était diffusée la thèse de 3ème cycle de LE DOEUFF (préparée à l'E.N.S.M. de Paris) consacrée à une étude similaire de la même série, mais sur un plus vaste territoire, et dont les résultats peuvent être mis en parallèle avec les nôtres.

3. METHODOLOGIE

Le territoire étudié est couvert par une carte topographique moderne à diverses échelles (1/25 000, 1/50 000, 1/100 000, 1/250 000), ainsi que par des cartes géologiques, à 1/80 000 anciennes et 1/50 000 très récentes. Ces documents ont permis de localiser les coupes avec précision et aussi de les replacer dans leur contexte tectonique et palinspastique.

Le travail est basé sur le levé détaillé (analyse séquentielle) à l'échelle du 1/100 d'une trentaine de coupes complètes, d'épaisseur comprise entre 300 et 500 m. Environ quarante coupes partielles complémentaires ont été étudiées par ailleurs.

Dans ces coupes, nous nous sommes plus particulièrement attaché à relever les structures sédimentaires primaires des horizons détritiques (calcarénites) afin de déterminer leur mode de dépôt et leurs directions de transport.

Les slumps ont été examinés en détail du point de vue de leurs structures internes supposées refléter la direction et le sens de leur déplacement en fonction des pentes sous-marines.

Un essai de corrélation stratigraphique de ces différents niveaux a été réalisé.

Les nombreuses mesures d'épaisseurs de bancs, de directions et de sens des courants et des pentes ont été rapportées sur une série de diagrammes et de courbes statistiques permettant la construction des cartes d'isopaques, d'isopourcentages, de directions de courants et de pentes, permettant une vision paléogéographique du bassin à l'époque considérée.

Une étude micrographique succincte des couches calcarénitiques a été faite en laboratoire.

4. BREF HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

4.1. Stratigraphie

Les premières descriptions détaillées et précises de la série du Crétacé inférieur du S.E. de la France remontent à la fin du siècle dernier et au début du vingtième siècle avec les travaux de W. KILIAN, P. LORY et PAQUIER, complétés ultérieurement par des observations de détail dues à GOGUEL (1938, 1944).

Le colloque de 1963 sur le Crétacé inférieur en France fixe presque définitivement les zones paléontologiques applicables au domaine subalpin. Par la suite, ce cadre est précisé par quelques publications plus récentes de MOULLADE (1966), MOULLADE & THIEULOY (1967) concernant la limite entre le Valanginien et l'Hauterivien. COTILLON (1971) apporte de nombreuses données sur la stratigraphie et la faciologie du Crétacé inférieur, principalement sur la bordure méridionale du domaine vocontien. Enfin THIEULOY propose en 1973, l'adoption d'une nouvelle zone à Néocomites (Teschénites) callidiscus comme marqueur de la limite supérieure du Valanginien. Plus tard (1977), il subdivise le Valanginien en six zones et l'Hauterivien en sept zones, et présente un tableau de corrélations avec les zones d'ammonites boréales, sur la base d'une révision des formes boréales récoltées depuis longtemps dans le S.E. de la France (tableau 1 & 2).

4.2. Sédimentologie

Les travaux sédimentologiques concernant notre région sont relativement récents. En effet, on doit à GOGUEL (1938), la première étude approfondie sur les slumps en vue d'interpréter le sens de leur déplacement.

Presque à la même époque, JONES (1937, 1940) et BOSWELL (1937) étudient les slumps du Paléozoïque du Pays de Galles; ils présentent un bilan des conditions nécessaires au déclenchement des slumps et décrivent leurs processus de mise en place.

Le début des années cinquantes a vu le développement de deux thèmes de recherches: l'un, de caractère océanographique, s'intéresse à la morphologie des fonds océaniques et aux transports des sédiments par glissements en masse. L'autre, est celui des courants de turbidité.

4.2.1. Glissements sous-marins (Slumpings)

Dès la fin des années quarantes, SHEPARD avait commencé avec son équipe d'océanographes, à étudier les canyons sous-marins, dont une classification et une explication sont proposées en 1953 par KUENEN. Plus tard TERZAGHI (1956) aborde le problème des glissements par une analyse des interactions fluidales entre les grains des sédiments.

Les années soixantes ont vu un très rapide développement dans ce domaine avec la publication de nombreux travaux, dont les plus importants sont ceux de HESS (1960), POTTER & PETTIJOHN (1963), DOTT (1963), SHEPARD (1964), HUBERT (1964), SHEPARD & al (1966, 69, 70, 73, 77). Une grande partie de ces travaux résulte de l'observation plus ou moins directe des fonds marins.

Dès le début de la décennie suivante et jusqu'à nos jours, les années acquises par les océanographes sont confrontées à celles des sédimentologues, désireux de mieux comprendre les séries anciennes. Cette collaboration nouvelle débouche sur de nombreuses publications dont on trouvera les références détaillées dans les ouvrages de CARTER (1975), FRIEDMAN & SANDERS (1978) et STANLEY (1975, 78), etc..

4.2.2. Courants de turbidité

Les courants de turbidité dont la première mention est due à KUENEN (1950), ont fait l'objet de très nombreuses recherches aussi bien de la part de sédimentologues que des océanographes. L'étude des mécanismes du transit des courants de turbidité dans les canyons sous-marins a été la préoccupation principale de HEEZEN & EWING (1952), ERICSON & al. (1961), SHEPARD (1963), MENARD (1964), tandis que KUENEN & MIGLIORINI (1950), DZULLYNSKI & al. (1955, 59) décrivaient des turbidites dans les séries anciennes.

C'est en 1962 que BOUMA présente son modèle, maintenant classique, de la séquence des structures sédimentaires d'une turbidite typique.

En 1963, après avoir observé plusieurs carottes prélevées dans la plaine abyssale d'Hatteras dans l'Atlantique nord, NESTEROFF annonce que les sédiments fins comme les plus grossiers peuvent être déposés par des courants de turbidité. Cette idée est aussitôt contredite par KUENEN (1964) (1964) qui démontre que les sédiments fins entre les couches sableuses sont, sans aucun doute, formés in-situ parcequ'ils contiennent de la micro-faune pélagique. Cette question est encore l'objet de controverse.

Les structures sédimentaires des turbidites ont été décrites par de nombreux auteurs, parmi lesquels on peut citer CAROZZI (1952), KUENEN & TENHAFF (1956), POTTER & PETTIJOHN (1963), etc.. Celles de la sédimentation actuelle font à présent l'objet de description de plus en plus précise. (DAVIES (1968), SINGH (1969,72), REINECK et SINGH (1973)).

En ce qui concerne les méthodes de reconstitution paléogéographique d'un bassin, les travaux de LANTAUME et al. (1967), STANLEY (1961,78), nous en fournissent de bons exemples dans les Alpes occidentales en ce qui concerne la série Nummulitique. Plus récemment CHENET (1978) a présenté un mémoire traitant du Mésozoïque subbriannonnais, c'est-à-dire de la marge téthysienne bordant probablement à l'Est le domaine vocontien.

Dans le domaine subalpin méridional la série du Jurassique terminal et du Crétacé vient de faire l'objet d'études analogues par FLANDRIN (1964), RECY (1965), REMANE (1966), MOULLADE (1966), COTILLON (1971), BEAUDOIN (1972, 1977), PORTHAULT (1974), FERRY (1976, 1979), LE DOEUFF (1977), ARNAUD (1979).

PREMIERE PARTIE. — LA SERIE STRATIGRAPHIQUE

Ammonites

(BUSNARDO & THIEULOY 1976)

[Pseudothurmania angulicostata
 Plesiospitidiscus ligatus
 Subsaynella sayni

[SUPERIEUR

HAUTERIVIEN

[Lytoceras nodosoplicatum
 Olcostephanus jeannoti
 Crioceratites loryi
 Acanthodiscus radiatus

[INFERIEUR

[Neocomites (Teschentites) Callidiscus

[Himantoceras trinodosum
 Saynoceras verrucosum

[SUPERIEUR

VALANGINIEN

[Thurmanniceras campylotoxum
 Thurmanniceras pertransiens
 Thurmanniceras otopeta

[INFERIEUR

Foraminifères

(MOULLADE 1966)

[Dorothis hauteriviana (MOULLADE)
 Gavelinella sigmoicosta (DAM)

[Lenticulina onachensis bartensteini n. sp.
 Haplophragmoides vocontianus
 Dorothis onachensis (SIGAL)

[Gaudryinella eichenbergi n. sp.
 Lenticulina busnardoï n. sp.

[Dorothis zedlerae
 Lenticulina busnardoï sans D. Hauteriviana
 Lenticulina nodosa (REUSS)

TABLEAU n° 3

I - PARTICULARITÉS LITHOLOGIQUES

1. INTRODUCTION ET APERCU SUR LA BIOSTRATIGRAPHIE

Notre étude étant essentiellement orientée vers l'aspect sédimentologique, nous n'avons pas cherché à approfondir la stratigraphie des formations. D'ailleurs, un grand nombre d'auteurs déjà cités dans l'historique des recherches ont contribué à une meilleure connaissance de la biostratigraphie du Valanginien et de l'Hauterivien du domaine vocontien. Néanmoins, la reconstitution paléomorphologique du bassin sédimentaire demande une délimitation exacte des séries qui le constituent. Dans ce but, nous avons utilisé l'abondante faune d'ammonites de ces séries et nous avons adopté les subdivisions usuelles admises actuellement (THIEULOY, 1977). Sans entrer dans les détails, nous présentons un bref rappel de ces zones d'ammonites et de leurs corrélations avec les zones de foraminifères (MOULLADE, 1966) (voir tableau 3).

Lithologiquement, la série du Valanginien-Hauterivien est essentiellement représentée par une alternance de calcaires et de marnes. Dans son ensemble, le Valanginien est à dominante marneuse, sauf dans sa partie supérieure où apparaissent des bancs calcaires. L'Hauterivien présente une alternance régulière de calcaires et de marnes, la proportion de calcaire augmentant rapidement dans l'Hauterivien terminal. Quelques horizons de calcarénites rompent la monotonie de cette série marno-calcaire.

2. PARTICULARITES LITHOLOGIQUES DE LA SERIE VALANGINIEN-HAUTERIVIEN

2.1. Horizon repère majeur de la zone à *Saynoceras verrucosum*

Le passage entre Valanginien inférieur et supérieur ne présente pas de changement lithologique particulier. On note toutefois que l'apparition de *Saynoceras verrucosum* (petite ammonite pyriteuse

tétraturerculée très caractéristiques) marqueur de la base du Valanginien supérieur, intervient toujours au toit d'un faisceau de quatre bancs calcaires d'environ 30 cm d'épaisseur, très régulier, en relief entre ces deux niveaux surtout marneux. Il est de plus remarquable que ce fossile de zone est étroitement localisé dans les quelques décimètres de série surmontant le dernier banc.

La continuité latérale de ce faisceau a été vérifiée depuis la bordure sud du Vercors (près de Die) jusqu'aux environs de Castellane, c'est à dire à travers tout le domaine vocontien, confirmant ainsi des observations déjà anciennes de J.P. THIEULOY (1973) COTILLON et al. (1979) etc.

Cette petite séquence carbonatée représente donc un niveau-repère fondamental pour les corrélations des coupes dans le domaine étudié, d'autant plus qu'il échappe habituellement aux perturbations synsédimentaires liées aux glissements sous-marins (Slumps).

2.2. Série de Calcarénites du Valanginien supérieur

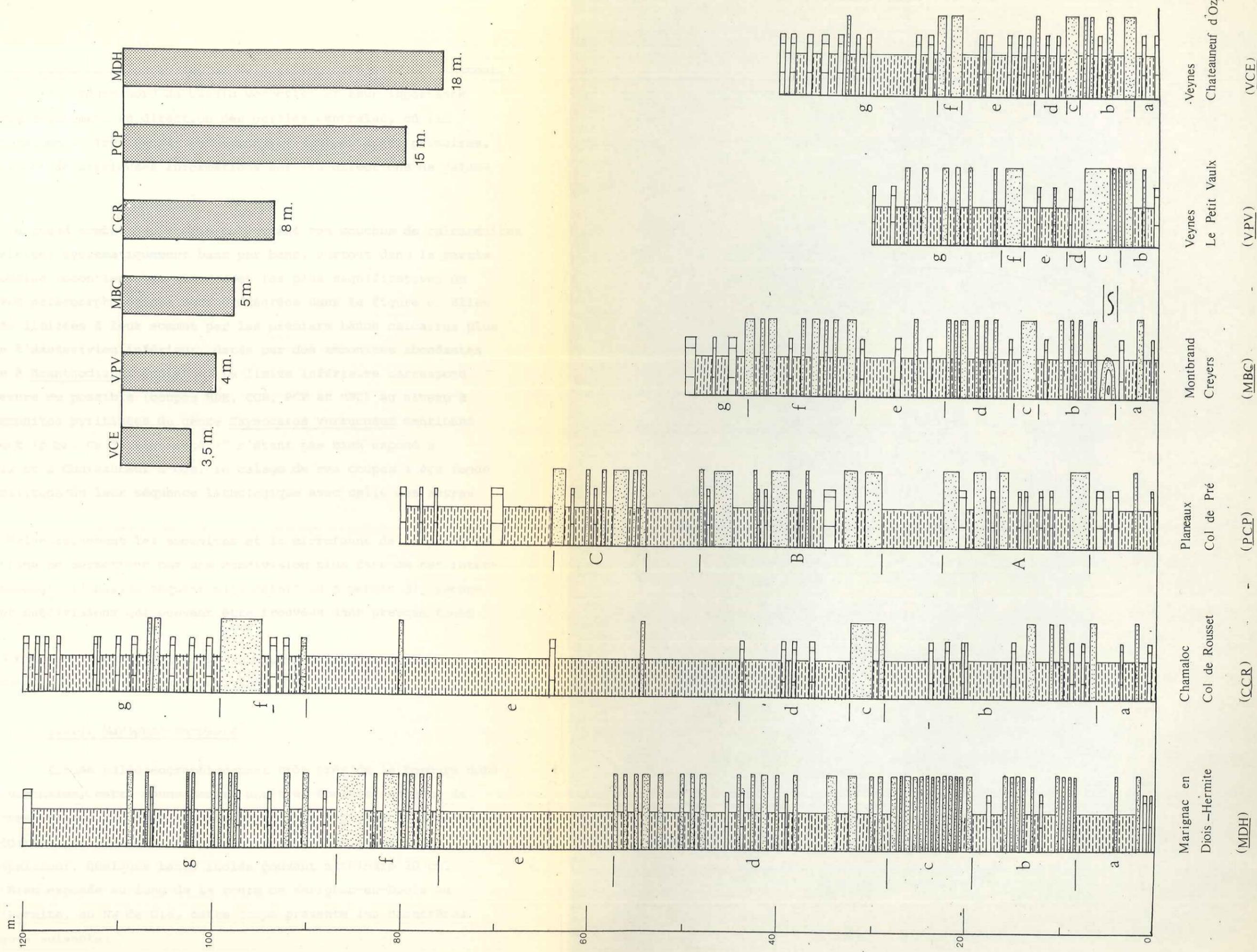
Au-dessus des couches à Saynoceras verrucosum, on rencontre dans certaines coupes une accumulation importante de minces bancs de calcarénites. Ces bancs ont généralement quelques centimètres d'épaisseur, exceptionnellement un ou deux décimètres, et sont séparés par quelques centimètres à quelques mètres de marnes. Leur patine est roussâtre et ils sont limités par des surfaces inférieures et supérieures nettes, fortement bioturbées, les bioturbations pénétrant parfois à l'intérieur des bancs.

Ils fournissent habituellement une abondante micro-faune de foraminifères du Valanginien terminal: Dorothia aff. zedlerae, Dorothia cf. praehauteriviana, Dorothia hecti, Meandrospira sp., Lenticulina (Planularia) tricarinella, Belorussiella sp., Verneuillina sp., Nautiloculina bronnimanni etc.

Ces foraminifères sont généralement bien conservés, sauf dans certains cas où ils sont brisés et fragmentés, ce qui rend leur détermination incertaine et témoigne de leur remaniement.

Fig 6 - Répartition et Epaisseur cumulée des bancs calcarénitiques du Valanginien supérieur sur

la bordure nord du bassin vocontien



Ces bancs de calcarénites du Valanginien terminal sont surtout localisés sur la bordure nord du bassin vocontien et leur importance diminue progressivement en direction des parties centrales, où ils manquent totalement. Très riches en structures sédimentaires primaires, ils fournissent de précieuses informations sur les directions de paléocourants.

Un grand nombre des coupes comportant ces couches de calcarénites ont été relevées systématiquement banc par banc, surtout dans la partie nord du domaine vocontien. Les six coupes les plus significatives du point de vue paléomorphologique sont présentées dans la figure 6. Elles sont toutes limitées à leur sommet par les premiers bancs calcaires plus massifs de l'Hauterivien inférieur, datés par des ammonites abondantes de la zone à Acanthodiscus radiatus. La limite inférieure correspond dans la mesure du possible (coupes MDH, CCR, PCP et MBC) au niveau à petites ammonites pyritisées du genre Saynoceras verrucosum mentionné précédemment (p.29). Ce "niveau-repère" n'étant pas bien exposé à Petit Vault et à Chateauneuf d'Oze, le calage de ces coupes a été fondé sur la similitude de leur séquence lithologique avec celle des autres coupes.

Malheureusement les ammonites et la microfaune de cette série calcarénitique ne permettent pas une subdivision plus fine de cet intervalle. Cependant, l'analyse séquentielle détaillée a permis d'y reconnaître sept subdivisions qui peuvent être trouvées dans presque toute la région.

Parmi ces coupes, celles de Marignac-en-Diois, de Chamaloc et des Planeaux méritent un commentaire détaillé:

2.2.1. Marignac-en-Diois

Située paléogéographiquement très près de la bordure nord du bassin vocontien, cette coupe montre une très épaisse séquence de bancs calcarénitiques rapprochés. Groupés en deux importantes mégaséquences séparées par une zone marneuse, ces bancs ont en général 2-5 cm d'épaisseur, quelques bancs isolés pouvant atteindre 20 cm.

Bien exposée au long de la route de Marignac-en-Diois au village d'Hermite, au NW de Die, cette coupe présente les caractères lithologiques suivants:

1ère mégaséquence

- a - (7m) - au-dessus du premier banc calcarénitique, roussâtre, de 5cm d'épaisseur, sept mètres environ de marnes avec quelques bancs marno-calcaires;
- b - (10 m) - apparition progressive et en abondance des bancs calcarénitiques, séparés par des très minces intervalles marneux avec quelques bancs marno-calcaires isolés;
- c - (10 m) - accumulations de bancs de 3 - 10 cm d'épaisseur, plus rarement jusqu'à 20 cm, séparés par de minces lits marneux, avec quelques bancs marno-calcaires. En lame-minces: Dorothia aff. zedlerae, Verneuillina sp. etc;
- d - (29 m) - comme (c), avec l'apparition de lentilles ou laminites siliceuses de couleur pourpre-sombre dans les calcarénites. Parfois, ces calcarénites présentent des bandes colorées régulièrement, dues à l'alternance des laminites claires de grains grossiers et de laminites fines plus sombres. Microfaune abondante: Dorothia aff. zedlerae, Dorothia cf. praeauteriviana, Dorothia hechti, Belorussiella sp. etc.;
- e - épaisse séquence marneuse, mal exposée, faisant transition avec la mégaséquence supérieure ;

2ème mégaséquence

- f - d'abord, quelques bancs marno-calcaires, largement espacés, dans un horizon à dominante marneuse; ensuite apparaissent des bancs calcarénitiques de plus en plus nombreux et à surfaces ondulées, séparés par de très minces interlits marneux, généralement plus épais que dans la première méga-séquence (10-15 cm);
- g - diminution graduelle dans l'abondance et l'épaisseur des bancs calcarénitiques, avec augmentation des marnes et des calcaires. Au-dessus, un épais intervalle marneux précède l'ensemble principalement carbonaté de l'Hauterivien.

Au total, la coupe du Valanginien supérieur de Marignac-en-Diois nous montre une épaisseur cumulée de 17 m de bancs calcarénitiques pour 110 m de série, soit 15,5 %.

De très nombreuses structures sédimentaires primaires (Ripple-marks lingoïdes, litages obliques, laminations horizontales, etc.) la rendent fondamentale pour la reconstitution du bassin.

2.2.2. Chamaloc - Col de Rousset

Située à environ 500 m du village de Chamaloc au long de la route du Col de Rousset au N de Die, cette coupe montre une organisation des séquences élémentaires semblable à celle de Marignac-en-Diois, mais avec des variations d'épaisseur en plus ou en moins selon les niveaux.

Le pourcentage des bancs calcarénitiques diminue au profit des marnes. Dans l'unité "b", les bancs calcarénitiques ont tendance à se regrouper en doublets ou en triplets, marquant un changement de rythmicité par rapport à la coupe précédente. Les structures sédimentaires observées dans ces bancs sont surtout des laminations horizontales, peu significatives du point de vue de la reconnaissance des directions d'apport.

2.2.3. Planeaux - Col du Pré

Cette coupe a été relevée sur le sentier du village de Planeaux au Col du Pré (Commune de Romeyer au NE de Die).

A la différence des deux coupes précédentes, les bancs calcarénitiques peuvent ici être regroupés, en gros, en trois mégaséquences décamétriques, à l'intérieur desquelles les bancs s'accumulent en faisceaux serrés.

Il est à noter que la deuxième mégaséquence calcarénitique a livré une abondante microfaune du Valanginien supérieur semblable à celle de Marignac, avec toutefois quelques genres supplémentaires: (Dorothia aff. zedlerae, Dorothia cf. praehauteriviana, Dorothia hechti, Meandrospira sp., Lenticulina (Planularia) tricarinella, Nautiloculina bronnimanni et Verneuillina sp.). Dans la troisième mégaséquence, un interlit marneux nous a fourni une faune d'ammonites exceptionnellement riche en Oicostephanus jeannoti de 15 cm de diamètre.

Avec une nette diminution d'épaisseur totale de l'ensemble de la coupe (75 m) le pourcentage des calcarénites reste élevé : épaisseur cumulée 15 m, pourcentage 20%. Les structures sédimentaires sont aussi nombreuses qu'à Marignac.

Plus à l'Est dans la région de Montbrand (vallée du Grand Buëch), de Petit Vaulx et de Chateauneuf d'Oze (environs de Veynes), on retrouve les mêmes mégaséquences qu'à Marignac et Chamaloc, mais avec les différences suivantes:

- épaisseurs totales plus faibles;
- diminution des épaisseurs cumulées de calcarénites;
- diminution de leurs pourcentages: Petit Vaulx 18%; Montbrand et Chateauneuf d'Oze 12%;
- à Petit Vaulx, certains bancs calcarénitiques atteignent 30 cm d'épaisseur;
- des slumps apparaissent dans la série:

. A Montbrand, à la base de la séquence "b", (slump d'environ 2 m d'épaisseur, replissant des calcarénites);

. A Chateauneuf d'Oze, dans la séquence "g", où on observe des rouleaux de calcarénites emballés dans la matrice marneuse.

2.2.4. Conclusion

Le fait le plus notable concernant la série calcarénitique du Valanginien supérieur est donc la diminution des épaisseurs de la colonne sédimentaire et des calcarénites du NW au SE dans la partie septentrionale du domaine vocontien.

Les anomalies observées dans ces variations, en particulier celles de la coupe de Planeaux, résultent des conditions d'alimentation en détritiques du bassin, qui seront analysées ultérieurement (troisième partie de ce mémoire).

2.3. Problème de la "discordance" de l'Hauterivien sur le Valanginien dans la région de Montbrand

Dans la majorité des coupes du domaine vocontien, la partie supérieure du Valanginien montre une apparition progressive des bancs calcaires annonçant l'installation d'une sédimentation rythmique

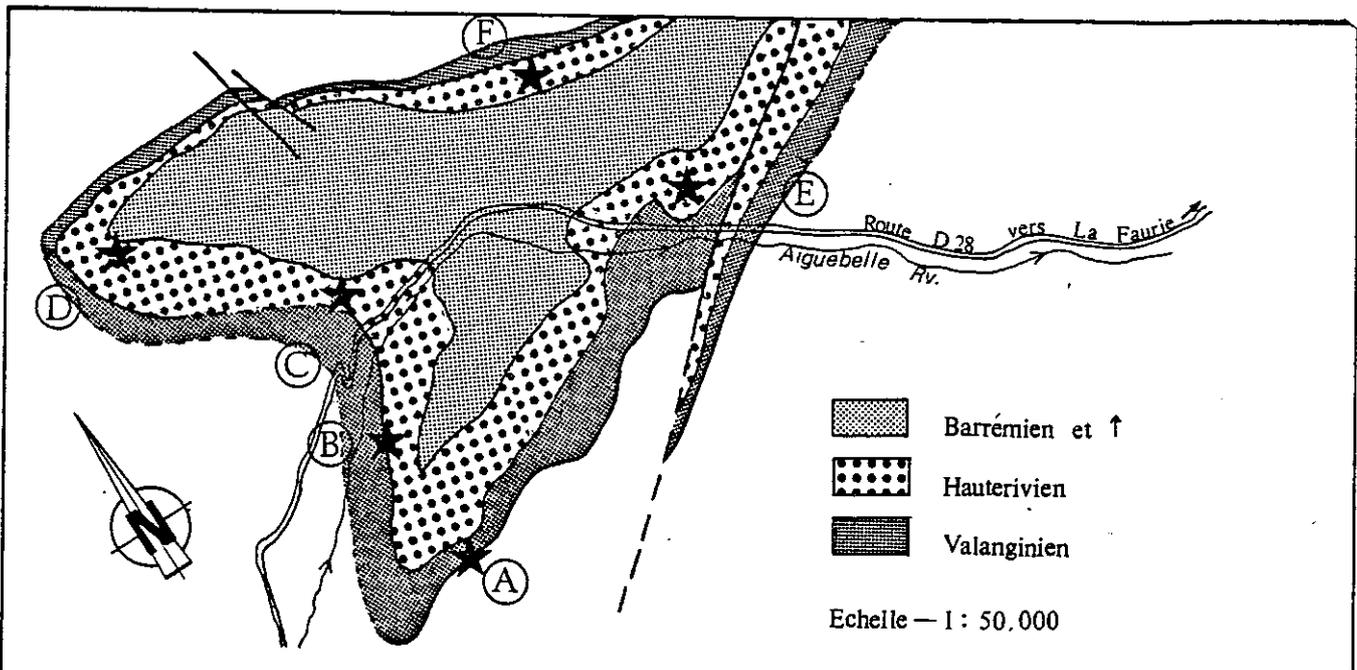
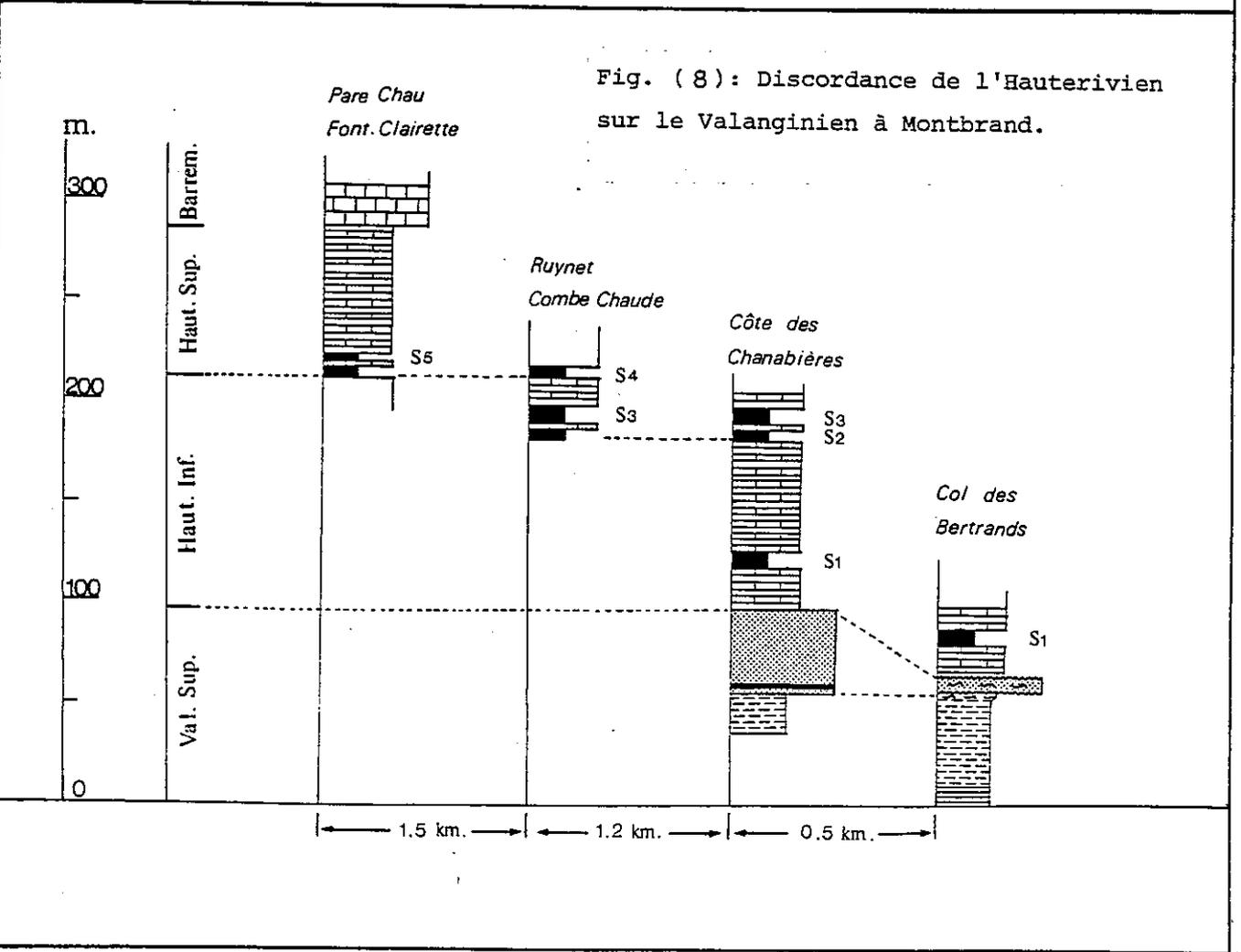


Fig. (7) : Synclinal de Montbrand.
 Localisation des coupes prélevées: A- Col des Bertrands, B- Côte des Chanabières, C- Ruynet - Combe Chaude, D- Pare Chau - Font. Clairette, E- Le Forest des Bayles, F- Col de Montanit.



régulière de calcaires et de marnes en bancs demi-métriques dans l'Hauterivien. La base de cette nouvelle séquence est calée stratigraphiquement par des faunes d'ammonites: zone à radiatus de l'Hauterivien inférieur succédant à la zone à callidiscus du Valanginien terminal

On vient de voir que sur la bordure nord du domaine vocontien, le Valanginien terminal est représenté par une épaisse série calcarénitique surmontée par un Hauterivien banal.

Toutefois dans la région de Montbrand, on constate une très importante anomalie d'épaisseur de la partie calcarénitique sous l'horizon-repère de l'Hauterivien inférieur.

Le synclinal de Montbrand, au Nord d'Aspres-sur-Buëch, présente une série complète du Crétacé inférieur, du Tithonique à l'Albien (Carte géologique - Luc en Diois - 1/50 000).

Les affleurements de la Côte des Chanabières à l'Est du hameau de Creyers montrent une série très continue du Valanginien supérieur à l'Hauterivien inférieur, qui se complète à sa partie supérieure par les affleurements de Ruynet--Combe Chaude et Pare-Chau - Fontaine Clairette plus au Nord (Fig. 7 et 8).

Au-dessus de 50 m de marnes du Valanginien, on observe une importante série de bancs calcarénitiques (40 m environ), seulement accidentée à la base par un slump de 2 m d'épaisseur (voir fig.6, log. MBC). Au-dessus de cette série calcarénitique, l'Hauterivien apparaît formé par des bancs calcaires de 30 cm alternant régulièrement avec des niveaux marneux de 30 à 40 cm; des slumps perturbent localement cette régularité. Cette coupe est donc assez représentative du domaine nord vocontien.

Toutefois à environ 500 m au S.SE, près du Col des Bertrands cette série se réduit brusquement, et on constate les modifications suivantes:

- sur quelques mètres d'épaisseur, les derniers bancs marno-calcaires sous les calcarénites se présentent comme des lentilles ou des petites boules dans les marnes (slump);

- les calcarénites qui les surmontent se présentent comme une accumulation chaotique de moins de 10 m d'épaisseur de débris calcarenitiques noyés dans une matrice marneuse (remaniement par glissement synsédimentaire);

- ce niveau est à son tour recouvert directement par l'Hauterivien rythmique.

Dans cette coupe, une grande partie de la série calcarénitique du Valanginien supérieur a donc été démantelée par un glissement sous-marin antérieur au dépôt de l'Hauterivien qui apparaît donc comme "discordant" sur le Valanginien.

Cette disposition est analogue à celle décrite aux environs de St Julien-en-Beauchêne (MOULLADE, 1966); des anomalies du même type peuvent aussi être décelées sur certains contours de la feuille Gap (1/50 000) au NW de Veynes.

L'implication paléomorphologique de ce phénomène sera envisagée dans la troisième partie de ce mémoire.

2.4. Barre à Silex de la limite Valanginien-Hauterivien

Un élément lithologique majeur souvent observé dans l'Hauterivien inférieur du domaine étudié est un ensemble de bancs calcarénitiques épais, riches en silex bleu-noir. Les bancs individuels peuvent atteindre 1 - 2 m d'épaisseur et l'ensemble une dizaine de mètres (4 m à Montclus et 12 m à Châteauneuf d'Oze). Les interlits marneux sont très minces ou totalement absents. Du fait de son importance lithologique et morphologique, cette unité a depuis longtemps été appelée "Barre à Silex", mais ce nom a parfois été employé à tort pour désigner d'autres horizons calcarénitiques plus ou moins siliceux du Valanginien et de l'Hauterivien comme l'a fait PAQUIER (1900) pour les calcarénites du Valanginien supérieur.

2.4.1. Position stratigraphique de la barre à Silex

Se présentant généralement dans les premiers mètres de l'Hauterivien inférieur, la position stratigraphique de la Barre à Silex est souvent discutée. MOULLADE (1966) et LE DOEUFF (1977) la situent juste au passage Valanginien - Hauterivien, mais il faut remarquer que l'épaisseur de la colonne sédimentaire comprise entre le "niveau-repère" à Saynoceras verrucosum et cette Barre à Silex varie considérablement d'un point à l'autre dans la région étudiée:

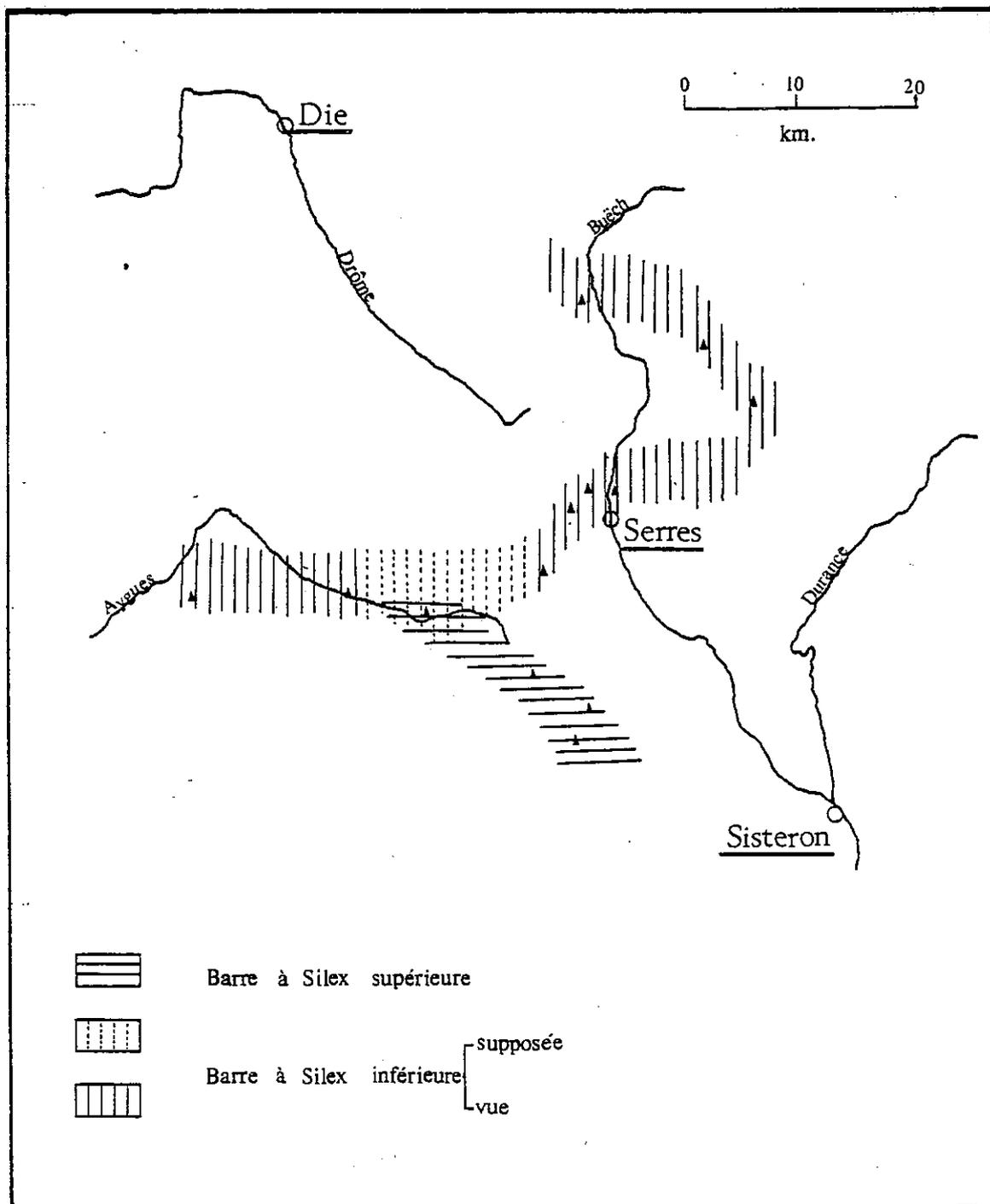


Fig. (9) : Répartition des Barres à Silex de l'Hauterivien

- environ 80 m à Montclus (bordure orientale du synclinal de Rosans) où les trois zones du Valanginien supérieur sont représentées au-dessus du "niveau-repère" basal de la série;

- à peine 25 m à St Julien-en-Beauchêne où la Barre est de plus complètement slumpée (MOULLADE, 1966).

Ces variations résultent du même phénomène que celui qui a été décrit précédemment à Montbrand (voir paragraphe 2.3.).

2.4.2. Une, deux ou trois barres à silex ?

Dans certaines coupes, en particulier près de Salerans, de Barret-le-Bas, Montferrand-Le-Fare (S. de St André de Rosans), etc., on observe une seconde barre à silex juste au-dessus de la zone à Subsaynelle sayni. Moins en relief que la barre inférieure, n'excédant pas 2 - 3 m d'épaisseur, cet horizon contient une grande abondance de silex gris-jaune, dont les formes en "bananes" révèlent des structures de glissement synsédimentaire.

MOULLADE (1966) décrit une troisième barre à silex dans l'Hauterivien terminal - Barrémien inférieur de la région de Salerans - Orpierre. En fait, il s'agit de quelques bancs à silex dispersés dans des calcaires non-détritiques.

2.4.3. Conclusion

La série hauterivienne peut comporter en réalité deux "barres" riches en silex. La plus importante est celle de la limite Valanginien - Hauterivien qui a une extension limitée dans le nord du domaine vocontien (Fig.9). La seconde, bien moins importante est localisée au SE de Rosans (Fig.9). Sa position stratigraphique plus élevée dans l'Hauterivien inférieur pourrait résulter d'un phénomène de remaniement aux dépens du premier niveau.

3. HAUTERIVIEN DU DOMAINE VOCONTIEN

Au-dessus du Valanginien principalement marneux, l'Hauterivien instaure un changement lithologique avec une épaisse série carbonatée. Les bancs calcaires d'épaisseurs variées (20 cm - 1m) alternent régulièrement avec des couches marneuses de même importance.

Cette série peut-être subdivisée en trois séquences lithologiques d'épaisseur variable d'un point à l'autre dans le bassin:

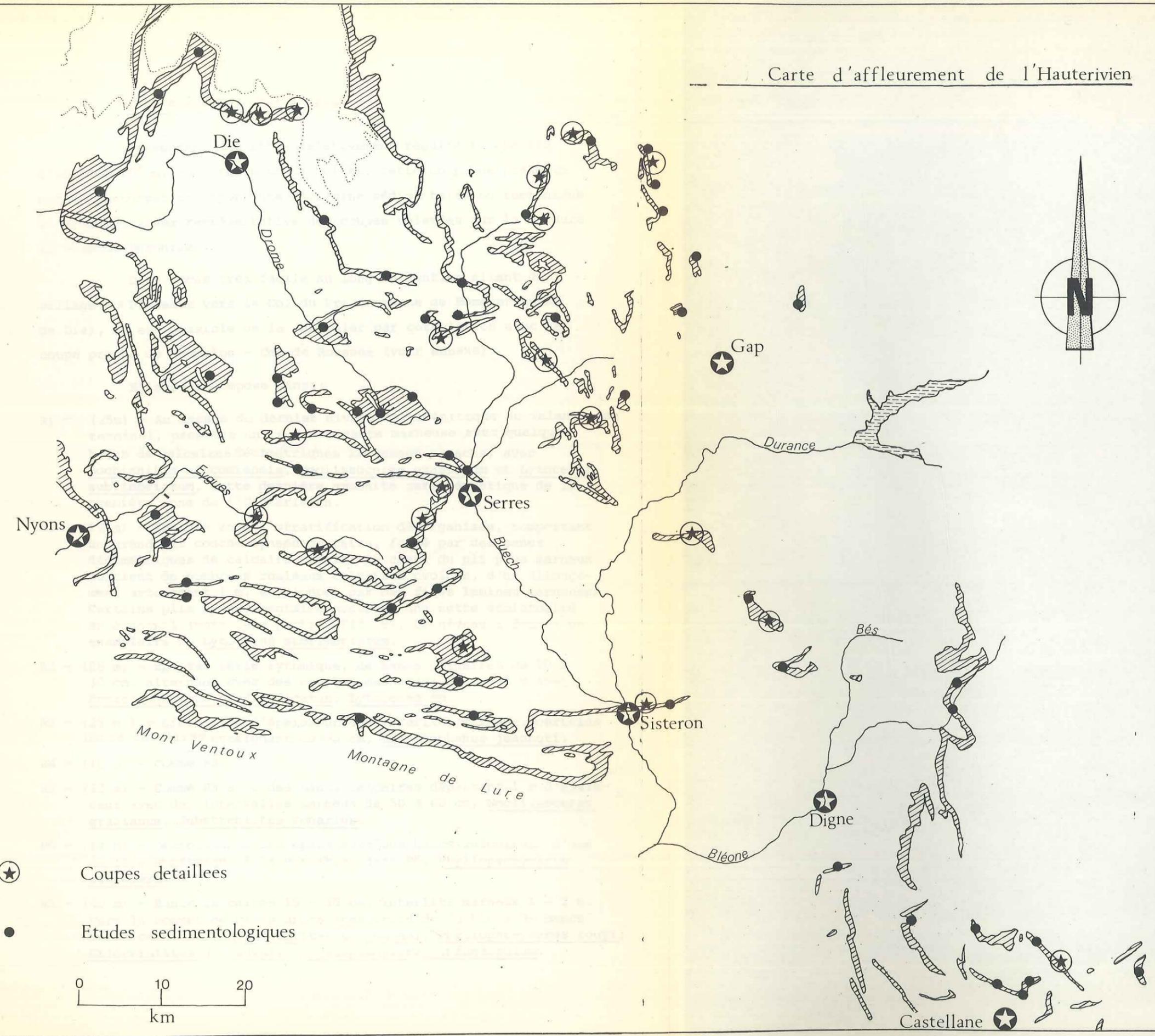
- séquence inférieure: bancs calcaires de 20 à 30 cm alternant régulièrement avec des marnes de même épaisseur. Ammonites fréquentes, en particulier Acanthodiscus radiatus, Crioceratites loryi, Olcostephanus jeannoti, Lyticoceras nodosoplicatum, Spitidiscus incertus etc. des quatre zones de l'Hauterivien inférieur.
- séquence médiane, à dominante marneuse avec quelques minces bancs marno-calcaires riches en ammonites pyriteuses du genre Subsaynella sayni (première zone de l'Hauterivien supérieur)
- séquence supérieure: bancs calcaires épais (jusqu'à 1 m) alternant avec quelques centimètres de marnes. Ammonites des deux dernières zones de l'Hauterivien supérieur : Plesiospitidiscus ligatus, Pseudothurmania angulicostata, etc.

Le passage Hauterivien-Barrémien est souvent marqué par un horizon marneux, sous la série Barrémienne à nouveau calcaire.

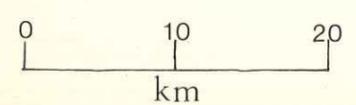
La colonne qui vient d'être décrite est un modèle idéal qui est rarement réalisé dans la plupart des coupes étudiées, en raison de la présence de nombreux slumps détruisant la stratonomie originelle des sédiments, et dont l'importance et la fréquence varient en tout point du bassin (voir deuxième partie - III).

Parmi la trentaine de coupes relevées à l'échelle du 1/100^e celles de Planeaux, Sisteron et Châteauneuf-d'Oze représentent assez bien les variations de la série en fonction des différents domaines paléomorphologiques du bassin.

Carte d'affleurement de l'Hauterivien



- ★ Coupes détaillées
- Etudes sédimentologiques



3.1. Planeaux - Col du Pré

Présentant une série relativement régulière, épaisse d'environ 325 m, très riche en ammonites, cette coupe ne présente aucune perturbation importante d'origine sédimentaire ou tectonique et elle est assez représentative des coupes relevées sur la bordure du domaine vocontien.

D'un accès très facile au long du sentier allant du village des Planeaux vers le Col du Pré (commune de Romeyer au NE de Die), il est possible de la contrôler par corrélation avec la coupe proche de Chamaloc - Col de Rousset (voir annexe).

Elle se décompose ainsi:

- R1 - (25m) - Au dessus du dernier niveau calcarénitique du Valanginien terminal, première unité à dominante marneuse avec quelques bancs de calcaires décimétriques largement espacés, avec Bochianites neocomiensis, Neolissoceras grasianum et Lytoceras subfimbriatum, cette dernière ammonite caractéristique de la première zoné de l'Hauterivien.
- S1 - (12 m) - Epaisse zone à stratification désorganisée, comportant un grand pli couché synsédimentaire, formé par des bancs décimétriques de calcaire ondulé; le coeur du pli plus marneux contient de nombreux rouleaux calcaires ovoïdes, d'un allongement atteignant 1 m, enveloppés par des fines lamines marneuses. Certains plis synsédimentaire montrent une nette schistosité en éventail (voir 2ème partie, III, 6). Ce niveau a fourni un exemplaire de Lytoceras subfimbriatum.
- R2 - (28 m) - Epaisse série rythmique, de bancs calcaires de 20 à 30 cm, alternant avec des couches marneuses de 1 - 3 m avec Protetragonites quadrisulcatus, Lytoceras sp.
- R3 - (25 m) - Diminution d'épaisseur des interlits marneux, certains bancs calcaires atteignent 80-90 cm, Olcostephanus jeannoti.
- R4 - (10 m) - Comme R2.
- R5 - (22 m) - Comme R3 avec des bancs calcaires dépassant 1 m d'épaisseur avec des intervalles marneux de 50 à 60 cm, Neolissoceras grasianum, Substreblites zonarius.
- R6 - (14 m) - Décroissance des épaisseurs des bancs calcaires, d'une manière symétrique à la variation dans R5, Phyllopachyceras winckleri.
- R7 - (40 m) - Bancs calcaires 15 - 30 cm, interlits marneux 1 - 2 m. Vers le sommet de cette unité apparition de doublets de bancs marno-calcaires, Crioceratites gr. nolani, Phyllopachyceras rouyi, Crioceratites gr. duvali, Phyllopachyceras infundibulum.

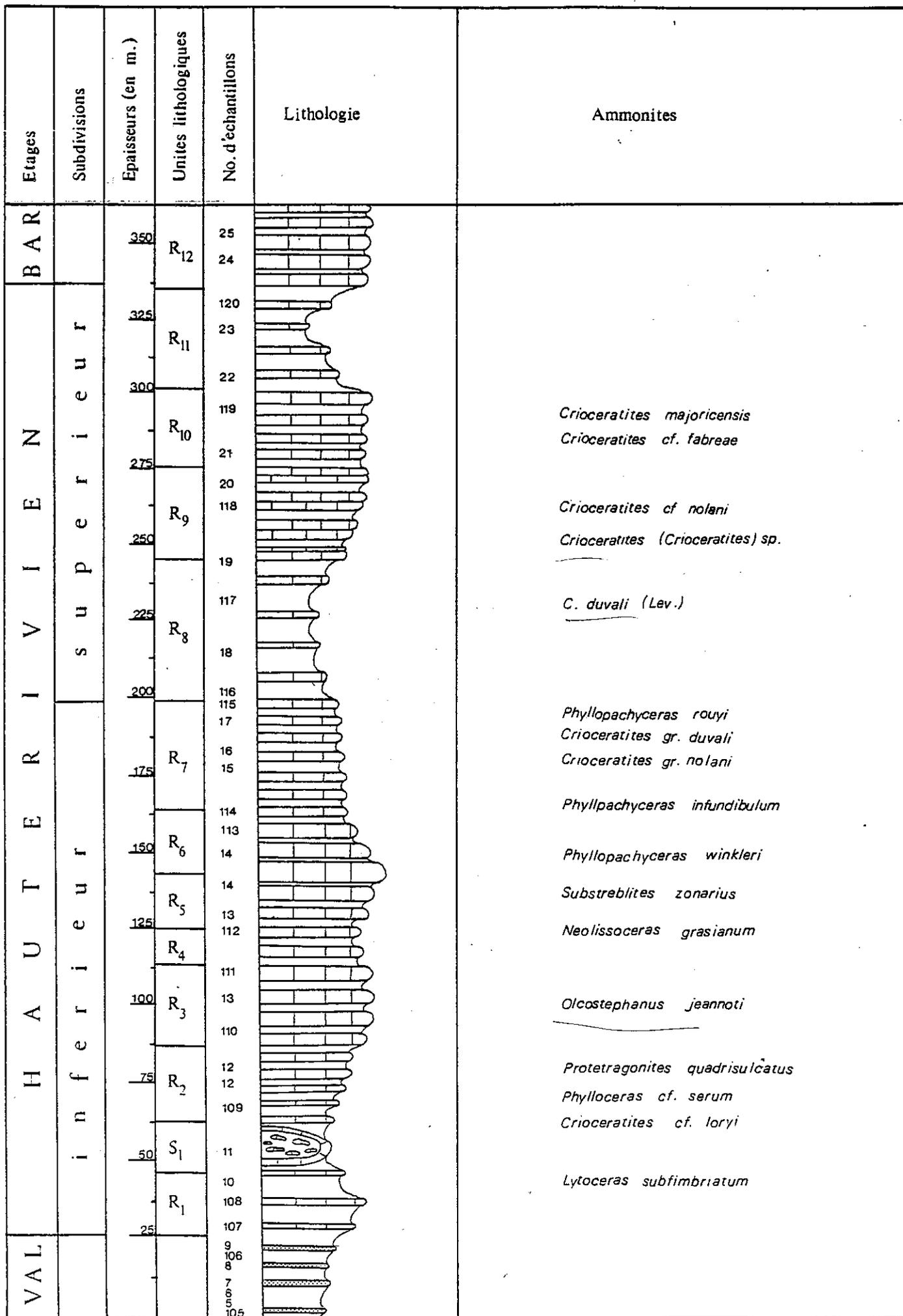


Fig. (10): Coupe - Les Planeaux - Col du Pré (PCP)

- R8 - (45 m) - Horizon principalement marneux avec quelques minces bancs marno-calcaires et d'abondantes petites ammonites pyriteuses. Cette unité qui correspond à la zone à Subsavnella sayni de la base de l'Hauterivien supérieur a aussi fourni quelques Crioceratites gr. duvali.
- R9 - (30 m) - Epaisse unité de bancs calcaires de 40 - 50 cm d'épaisseur toujours groupés par deux avec un feuillet marneux intercalaire, alternant avec des intervalles marneux métriques, Crioceratites gr. nolani.
- R10- (25 m) - Bancs calcaires de 60 - 70 cm, interlits marneux de 20 - 30 cm, déterminant un petit ressaut dans la topographie, Crioceratites majoricensis, Crioceratites cf. fabrae.
- R11- (35 m) - Epaisse unité marneuse avec quelques minces bancs calcaires, formant une dépression dans la topographie, en contre-bas des escarpements barrémiens formés de calcaires en bancs quasi-métriques séparés par des interlits marneux décimétriques.

Cette coupe est donc une représentation typique de la série hauterivienne des bordures du bassin vocontien. Les unités lithologiques successives sont bien différenciées et encadrées d'une manière parfaite par le Valanginien et le Barrémien. Une faune d'ammonites abondantes autorise un bon calage stratigraphique de la série.

3.2. Sisteron - Vilhosc - Entrepierres

A la différence de la précédente, cette coupe présente la particularité de comporter plus de 50 % de couchés affectés par des glissements synsédimentaires.

Son accès est facile en bordure de la route de Sisteron à Vilhosc d'une part, et près d'Entrepierres à l'Est de Sisteron d'autre part.

La série entière de l'Hauterivien (environ 190 m) est très bien exposée, mais la verticalité tectonique des strates rend l'étude des horizons slumpés assez délicate, spécialement en ce qui concerne l'interprétation du sens de leur déplacement.

La série comporte les unités lithologiques suivantes:

- R1 - Derniers mètres des marnes du Valanginien supérieur avec quelques rares bancs calcaires ou marno-calcaires minces.

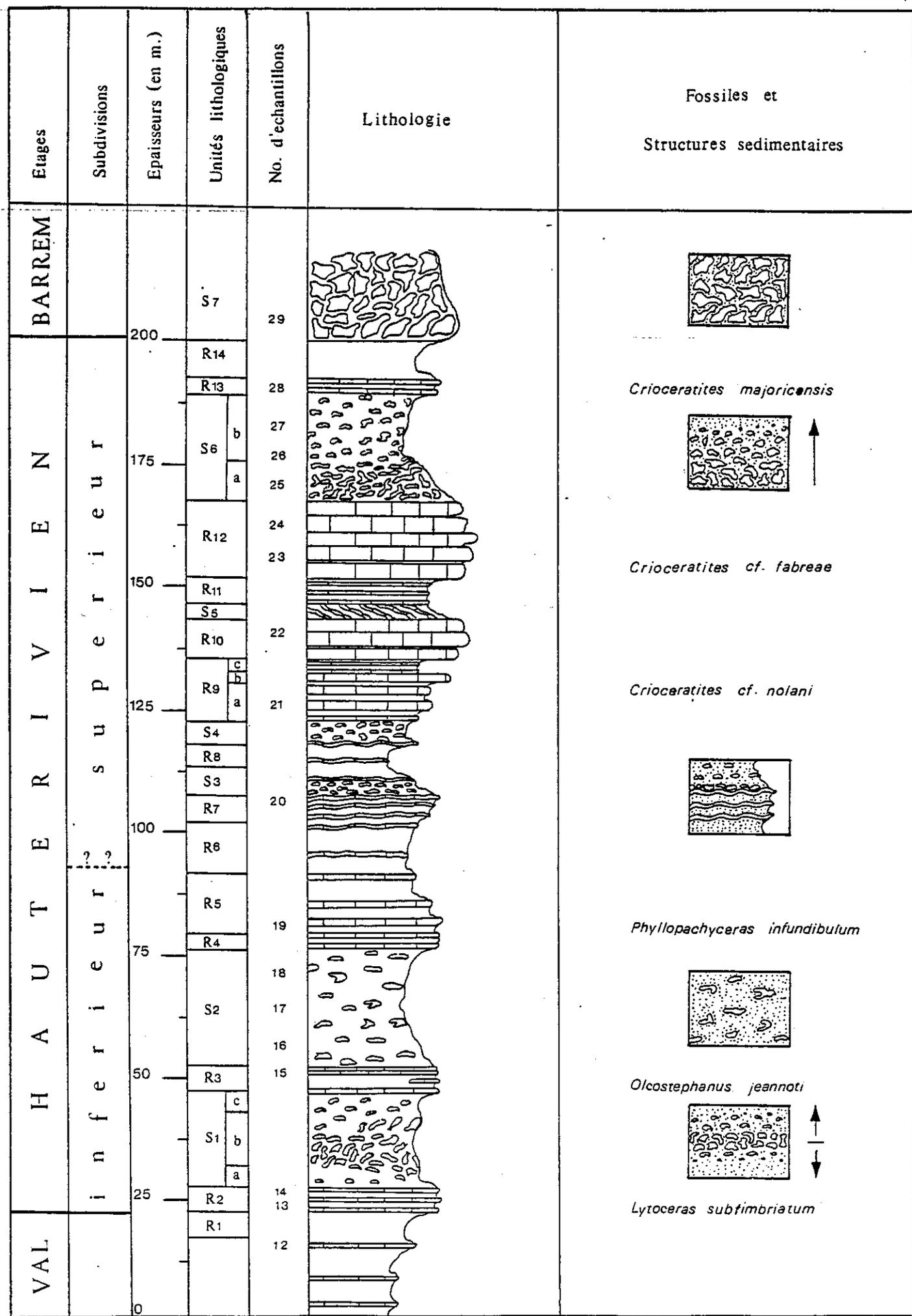


Fig. (11): Coupe - Sisteron (SIS)

- R2 - (5m) - Unité régulière de bancs calcaires de 20 - 40 cm, alternant avec des interlits marneux de 5 - 20 cm d'épaisseur: Rares ammonites: Lytoceras subfimbriatum indiquant l'Hauterivien inférieur.
- S1 - (21m) - Une épaisse unité slumpée d'aspect varié; la matrice à dominante marneuse englobe des rouleaux calcaires bien arrondis, d'une dimension de 15 - 80 cm. On peut y distinguer trois parties superposées:
- (a) A la base, sur 2 m, un slump marneux avec des rouleaux peu nombreux mais bien arrondis, avec leur grand axe de 15 à 40 cm orienté parallèlement.
- (b) Partie centrale (15 m), bien plus riche en éléments arrondis ou allongés, droits ou pliés, ondulés en paquets serrés dans la matrice marneuse qui présente de belles linéations fluidales et des stries de glissement.
- (c) 4 m de slump à dominante marneuse et éléments orientés comme (a).
- R3 - (4m) - Unité régulière de bancs calcaires décimétriques alternant avec des interlits marneux de 5 - 10 cm; quelques bancs montrent des indices d'étirement synsédimentaire, Olcosthephanus jeannoti.
- S2 - (25m) - Slump à dominante marneuse d'aspect très "fluidal", avec des rouleaux de dimensions variées et des fragments calcaires de différentes formes et tailles.
- R4 - (2 m 50) - Un paquet serré de bancs calcaires de 30 - 40 cm avec des interlits marneux de 5 - 10 cm d'épaisseur, Phyllopachyceras infundibulum.
- R5 - (18 m) - Diminution progressive de l'épaisseur des bancs (30 cm à la base à 10 - 15 cm au sommet) avec un développement des intervalles marneux atteignant 1 m 50.
- R6 - Horizon à dominante marneuse, avec quelques bancs calcaires lenticulaires, donnant une sorte de dépression dans la topographie. Ce niveau peut être assimilé au niveau marneux marquant habituellement le passage de l'Hauterivien inférieur à l'Hauterivien supérieur.
- R7 - (5 m) - Minces bancs calcaires (10 m) ondulés, parfois rompus, isolés ou groupés, interstratifiés dans des marnes. Les marnes sousjacentes (R6) suivent les ondulations de ces bancs.
- S3 - (2 m) - Slump, riche en morceaux de calcaires, moulant les ondulations des bancs précédents.
- R8 - (6 m) - Niveau marneux avec trois minces bancs de calcaires (15 cm) ondulés avec les slumps qui l'encadrent.
- S4 - (4 m) - Slump riche en rouleaux calcaires, ravinant les marnes sousjacentes.
- R9 - (11 m) - Séquence régulière de lits calcaires et marneux, d'épaisseurs variées (20 - 70 cm) Crioceratites cf. nolani
- R10 - Trois bancs réguliers d'un mètre chacun séparés par de minces interlits marneux (5 - 10 cm).

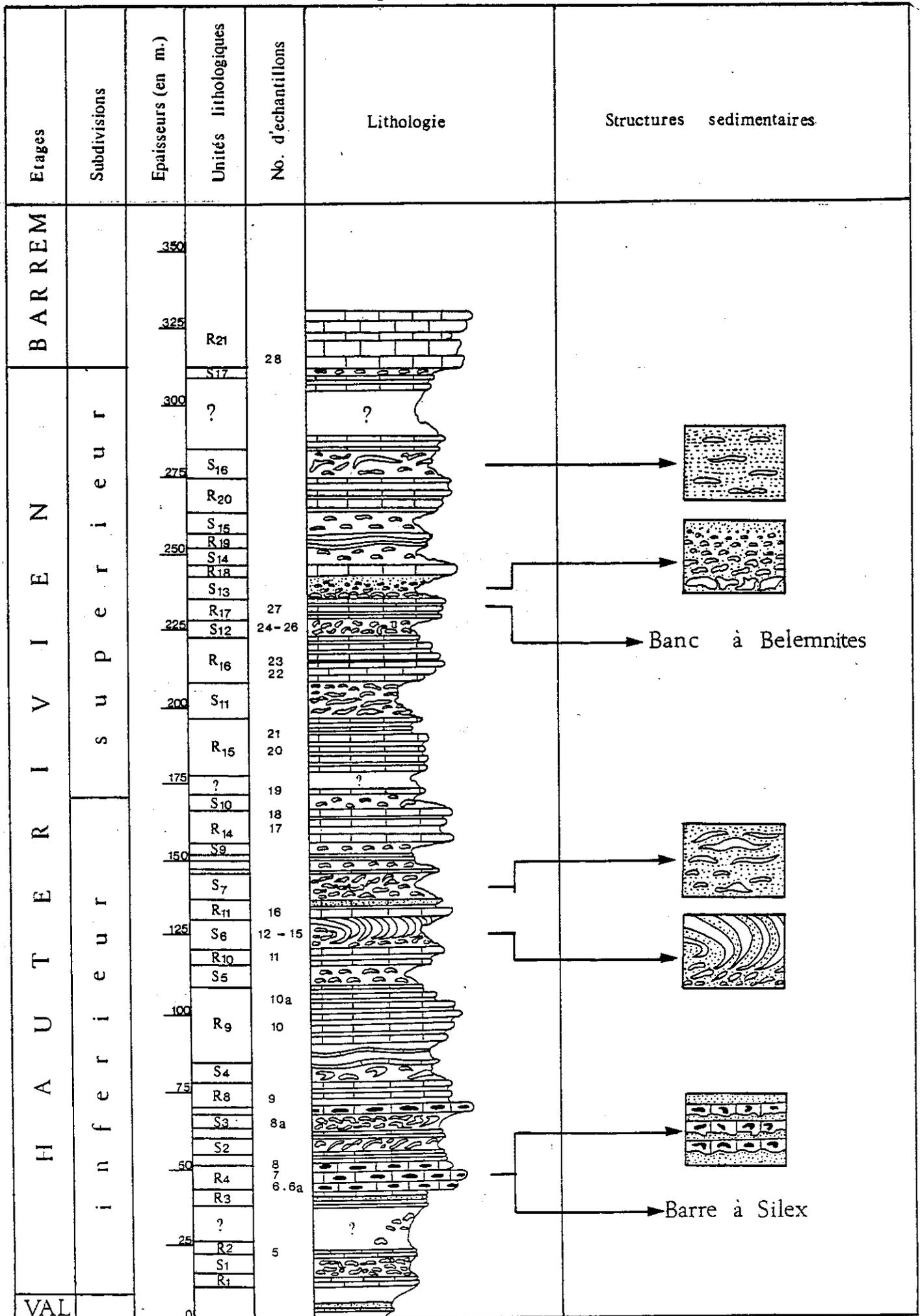


Fig. (12) : Coupe - Veynes - Chateauneuf d'Oze - Espréaux (VCE)

- S5 - (3m) - Slump à couches calcaires métriques obliques, à surface ondulées et quelques rouleaux dans les creux des ondulations.
- R11 - (8m) - Unité rythmique de lits calcaires et marneux de 30 - 40 cm, en discordance sur la tranche des couches obliques précédentes.
- R12 - (14m) - Bancs calcaires réguliers (1 m), quasi jointifs, blanchâtres, compacts, en saillie dans la topographie. Quelques bancs supérieurs montrent des surfaces ondulées. Quelques exemplaires de Crioceratites cf. fabreae.
- S6 - (22 m) - Niveau slumpé, épais, se subdivisant en deux parties:
 (a) 4 - 5 m d'une masse compacte d'éléments calcaires; des bancs calcaires de 30 - 40 cm très ondulés, assez continus sont entassés les uns sur les autres;
 (b) 18 m-plus marneux avec des rouleaux isolés de dimensions variées.
- R13 - (3 m) - Unité rythmique des bancs calcaires de 30 cm alternant avec des marnes de 20 cm, Crioceratites majoricensis.
- R14 - (10 m) - Niveau marneux avec quelques bancs de calcaires et de marno-calcaires minces (10 - 15 cm).
- S7 - Slump marneux, contenant des rouleaux bien formés de 40 - 50 cm d'allongement, exceptionnellement jusqu'à 1 - 2 m bien orientés.

Ce Slump se rattache déjà probablement au Barrémien.

La coupe de Sisteron donne une image de l'Hauterivien très différente de celle décrite aux Planeaux aux environs de Die.

L'abondance des slumps ne permet pas un découpage stratigraphique rigoureux, en particulier au niveau du passage Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur. Par contre, les données sur les paléopentes fournies par ces slumps sont fondamentales pour la reconstitution paléogéographique du bassin.

3.3. Veynes - Châteauneuf d'Oze - Espréaux

Cette coupe présente une accumulation considérable d'horizons slumpés (17 dans le seul Hauterivien) alternant avec des tronçons de séries régulières. La grande quantité de sédiments "étrangers" ainsi déposés se traduit par une surépaisseur "anormale" de l'Hauterivien de cette partie du domaine vocontien, qui, avec environ 300 m, excède largement l'épaisseur habituelle rencontrée dans les localités du voisinage.

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

25 AOÛT 2003

La "Barre à Silex" à la base de la formation y est bien développée avec une épaisseur totale d'environ 12 m.

Cependant, la quasi-verticalité des couches, due à d'intenses déformations tectoniques, si elle facilite une meilleure vision de chaque banc, rend délicate et souvent impossible l'interprétation du sens du transport dans les slumps.

Cette coupe étudiée au long de la route entre Châteauneuf d'Oze et le village d'Espreaux, au SE de Veynes, comporte la succession des unités suivantes:

- R1 - (2m) - Série régulière de bancs calcaires décimétriques, largement espacés par des marnes, parfois en doublets.
- S1 - (7 m) - Slump, la partie inférieure (2 - 3 m) est fluidale avec quelques bancs calcaires, contournés et pliés, largement dispersés dans une matrice à dominante marneuse; la moitié supérieure est un horizon plus calcaire.
- R2 - (2 m) - Minces bancs de calcaires (10 - 15 cm) ondulés, alternant avec 20 cm de marnes.
- (15 m) Hiatus de Visibilité.
- R3 - (4 m 50) - Minces bancs de calcaires étroitement espacés avec des marnes, avec un seul banc calcarénitique de 15 cm d'épaisseur.
- R4 - (12 m) - Barre à silex - Calcaire finement détritique en bancs de 30 cm à 1 m 60 d'épaisseur, avec d'assez abondants nodules de silex décimétriques bleu noir à tâches jaunâtres. Ces silex en relief à la surface des bancs sont parfois interconnectés, formant ainsi des lentilles irrégulières allongées.
- Les surfaces des bancs sont fortement bioturbées. Les surfaces inférieures montrent souvent des "load casts" et des moulages de chenaux.
- R5 - (7 m) - Bancs calcaires réguliers de 10 - 30 cm d'épaisseur alternant avec des intervalles marneux de même épaisseur.
- S2 - (2 m) - Slump avec des bancs de calcaires enroulés.
- R6 - (3 m) - Comme R5 mais avec quelques doublets.
- S3 - (4 m) - Slump, avec des bancs calcaires minces, brisés en morceaux allongés, très ondulés et repliés. La concentration des éléments calcaires diminue de bas en haut. Quelques débris de lamellibranches, collés sur les surfaces des fragments calcaires.
- R7 - (1 m 50) - Trois bancs détritiques épais, jointifs, avec des silex noirs abondants et des bioturbations denses à leurs surfaces ou pénétrant à l'intérieur.
- R8 - (6 m) - Bancs calcaires de 20 - 30 cm alternant avec 30 - 40 cm de marnes, avec des débris de lamellibranches.

- S4 - (3m50) - Slump marneux avec quelques lentilles calcaires dispersées d'orientation quelconque, et des surfaces ondulées.
- R9 - (25m) - Séquence rythmique de calcaires et de marnes en couches de 20 - 40 cm d'épaisseur. Les trois ou quatre bancs inférieurs minces sont ondulés, les bancs sommitaux montrent des cannelures de courant déterminées par le slump sus-jacent.
- S5 - (4m50) - Slump marneux avec quelques fragments de calcaires anguleux souvent pliés, avec des surfaces ondulées. Ils donnent l'impression d'avoir été boudinés pendant leur transport.
- R10 - (8 m) - Séquence avec bancs calcaires d'épaisseur croissante de bas en haut jusqu'à 50 - 60 cm, avec de très minces joints marneux; quelques taches ferrugineuses sur des surfaces de bancs.
- S6 - (9 m) - Slump avec trois ensembles superposés:
- (a) 1 m de fines lamines calcaires, ondulées, brisées et empilées.
 - (b) 5 m de longs tronçons calcaires, étirés ou lenticulaires avec des arêtes bien arrondies et quelques rouleaux.
 - (c) 3 m de paquets de bancs (30 cm) en travers dans la stratification, probablement peu déplacés en masse; la surface supérieure de cette unité est tronquée en discordance par la suivante.
- R11 - (8 m) - Alternance décimétriques de calcaires et de marnes, avec un banc de calcarénites de 10 cm.
- S7 - (9 m) - Slump fluidal à la base, s'enrichissant progressivement en éléments calcaires vers le sommet.
- R12 - Trois bancs calcaires (20 cm) alternant avec des marnes.
- S8 - (2m60) - Slump fluidal.
- R13 - (1m) - Trois bancs calcaires (10 - 15 cm) alternant avec des marnes.
- S9 - (6 m 50) - Slump fluidal, avec quelques rouleaux calcaires dispersés.
- R14 - ((10 m) - Bancs calcaires d'épaisseur croissante (10 à 80 cm) alternant avec des marnes.
- S10 - (2 m) - Slump fluidal avec de longs tronçons calcaires ondulés.
- (18 m) - Hiatus de visibilité, correspondant probablement avec le niveau marneux de transition de l'Hauterivien inférieur à l'Hauterivien supérieur.
- R15 - (16 m) - Alternances calcaires - marnes (20 - 50 cm); un petit slump à 2 m sous le toit de l'unité; quelques taches ferrugineuses à la surface des bancs.
- S11 - (10 m) - Slump à prédominance calcaire dans sa partie inférieure; il devient progressivement plus marneux vers le sommet.
- R16 - (12 m) - Bancs calcaires (20 - 30 cm) parfois en doublets, alternant avec des marnes plus épaisses (60 - 80 cm).

- S12 - (7 m 50) - Slump fluidal avec des rouleaux calcaires abondants de quelques centimètres à 30 - 40 cm, surtout concentrés dans les deux ou trois mètres médians.
- R17 - (9 m) - Alternance de bancs calcaires ondulés (20 - 30 cm) et de marnes (10-20 cm). A trois mètres sous le sommet de cette unité la surface d'un banc est tapissée de Bélemnites et de débris de Lamellibranches.
- S13 - (10m50) - Slump fluidal avec une décroissance du calibre des éléments vers le haut.
- R18 - Un banc calcaire (60 cm) isolé.
- S14 - (4m 50) - Slump avec de longs tronçons calcaires ondulés concentrés dans la matrice marneuse avec quelques plis synsédimentaires.
- R19 - (1 m) - Bancs calcaires centimétriques ondulés.
- S15 - (3 m 50) - Slump fluidal avec quelques fragments calcaires anguleux ou des bancs calcaires dispersés dans la matrice.
- R20 - (8 m 50) - Séquence rythmique à bancs calcaires d'épaisseurs croissantes de la base (10 - 15 cm) au sommet (60 cm); intervalles marneux réguliers (50 - 70 cm).
- S16 - (7 m) - Slump avec de beaux plis synsédimentaires dessinés par des bancs de 10 à 20 cm avec quelques morceaux isolés, ondulés et quelques rouleaux.

Ce slump est surmonté par environ 2 m de très minces bancs calcaires, presque jointifs, ondulés, qui passent progressivement à des marnes masquées par des éboulis et la végétation sur environ 15 m.

L'affleurement suivant montre un slump fluidal de 3 m d'épaisseur suivi par une série bioclastique épaisse qui marque certainement le début du Barrémien.

On verra que cette coupe de l'Hauterivien, complètement défigurée par des slumps, se situe dans une zone de confluence de vallées sous-marines.

II - LES SÉDIMENTS

LEUR ÉVOLUTION DANS LE TEMPS ET L'ESPACE

1. INTRODUCTION

La reconstitution d'un bassin sédimentaire demande une bonne compréhension de son contenu sédimentaire. Basées principalement sur une analyse lithologique détaillée, les recherches doivent inclure une étude de l'évolution de la sédimentation à la fois dans l'espace et dans le temps. L'apport des données paléontologiques n'est pas moins important. De ce fait l'étroite collaboration des inventaires lithologiques et biostratigraphiques fournit le meilleur outil pour la reconstitution paléomorphologique du bassin.

Nous nous limitons aux caractéristiques sédimentaires de la série étudiée : Valanginien - Hauterivien.

2. CONSTITUANTS LITHOLOGIQUES

Ce sont des carbonates, des argiles et plus rarement des débris carbonatés, mélangés en proportions variables.

Ce matériel caractérise non seulement le Valanginien et l'Hauterivien, mais aussi une grande partie du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur du domaine vocontien.

Il alimente les quatre lithofaciès suivants:

a) Un mélange de carbonate et d'argile avec plus de 85 % de carbonate, forme des bancs compacts réguliers, de calcaires fins, et purs, d'épaisseur comprise entre 10 cm et 1 m qui ne montrent aucune structure sédimentaire interne, ni à l'oeil nu, ni en microscopie ordinaire.

b) Avec un pourcentage de 25 - 30 % d'argile, on a des bancs plus friables, d'épaisseur comprise entre quelques centimètres et 30 cm.

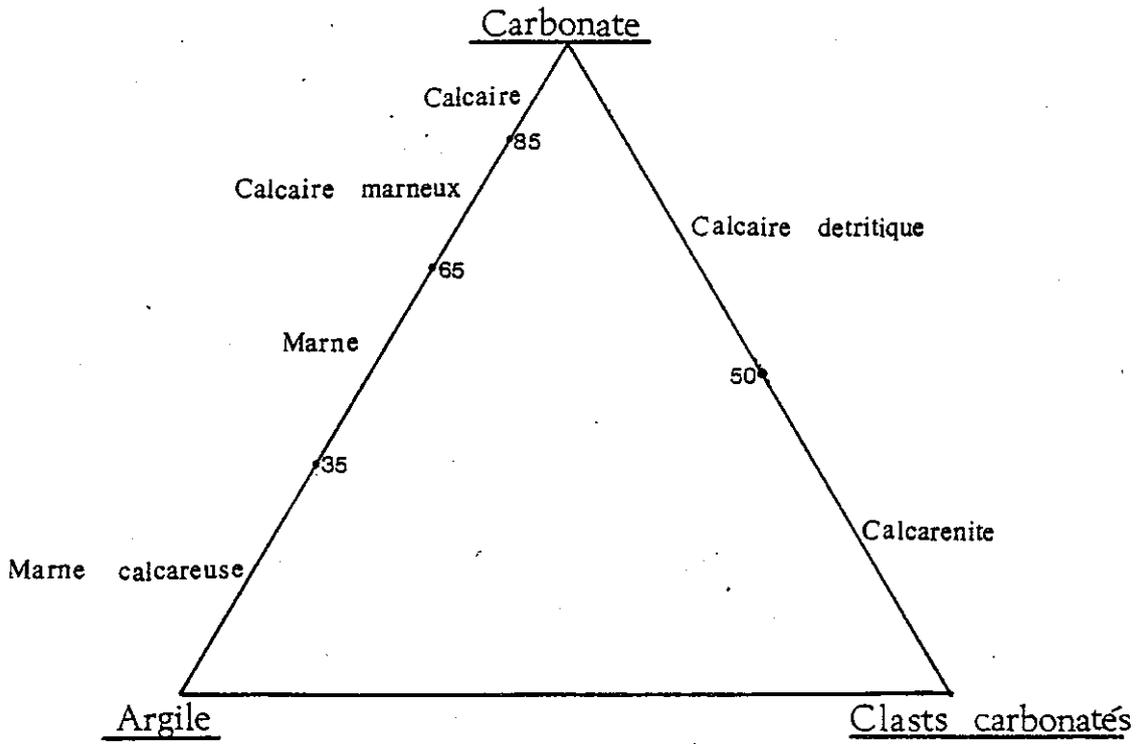


Fig. (13): Diagramme des lithofaciès

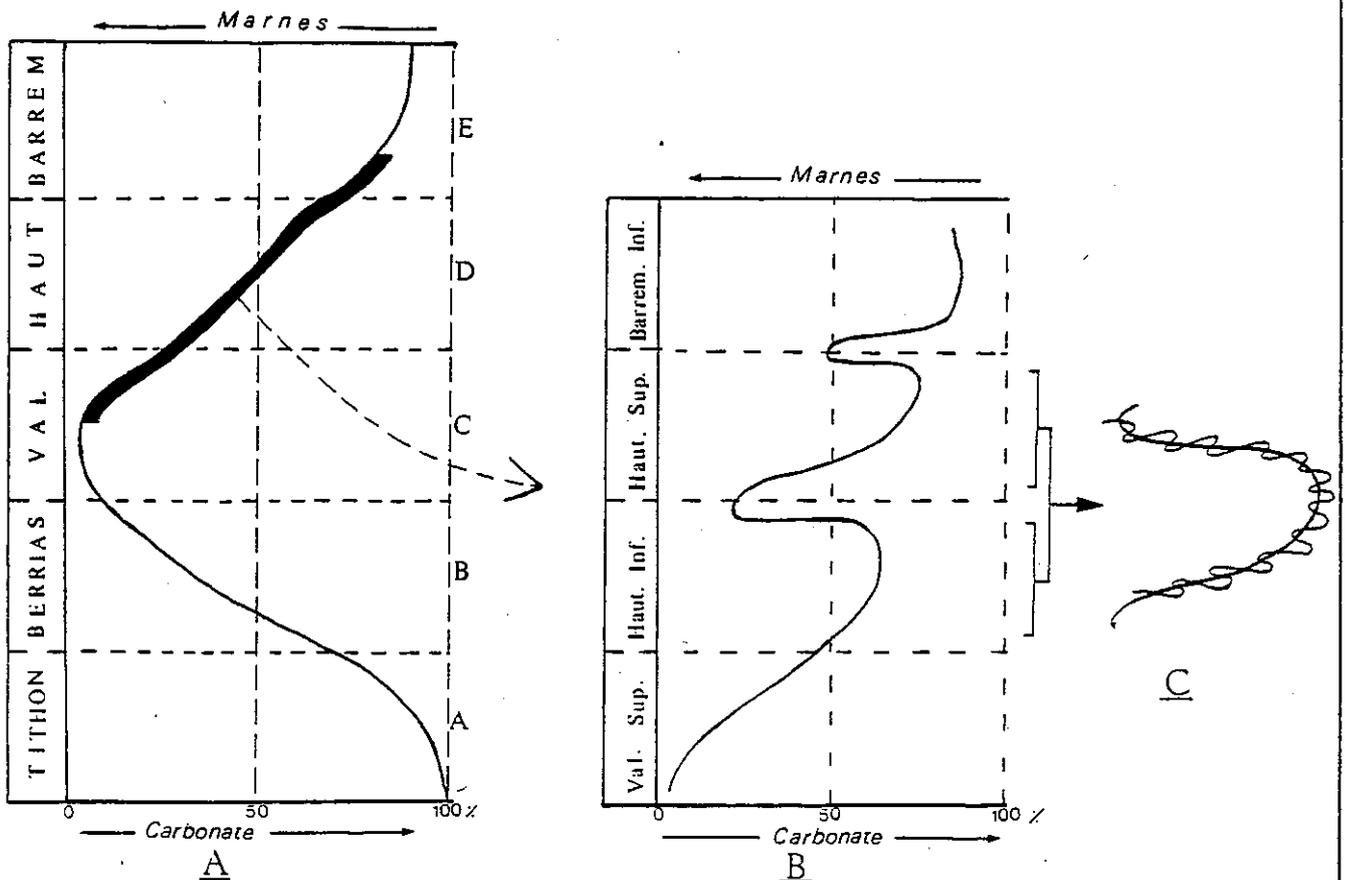


Fig. (14): Variation de la proportion des bancs calcaires et marneux:

A - Pendant le Crétacé inférieur

B - Pendant le Valanginien supérieur - Barrémien inférieur

Ces marno-calcaires montrent souvent un débit en "miche" par suite de l'altération superficielle et ne présentent aucune structure sédimentaire interne.

c) Un pourcentage en argile de 35 à 65 % donne des couches très friables sans bancs bien définis. Selon le degré d'altération, ces mares peuvent localement présenter des zones plus indurées.

d) Le dernier lithofaciès correspond à des calcarénites. Ce sont des roches carbonatées détritiques constituées de grains de la taille des sables (diamètre entre 1/16 à 2 mm), essentiellement carbonatés, reliés ou non par un ciment calciteux, la proportion en grains dépassant 50 % de la roche totale. Ces grains sont surtout des bioclastes, associés éventuellement à des particules de carbonate de précipitation, ou des oolites à nuclei de lithoclastes carbonatés ou quartzeux.

3. EVOLUTION GENERALE DE LA SEDIMENTATION PENDANT LE CRETACE INFERIEUR

L'énumération des différentes formations de la série a été faite dans l'introduction (Fig.4). Si on envisage la variation de la proportion carbonate / argile de l'ensemble Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, on obtient une courbe (Fig.14a), représentative d'un cycle sédimentaire presque parfait, d'une durée d'environ 20 millions d'années, qu'on peut aussi exprimer par la proposition:

A-B-C-B-A

où A = valeur maximale du pourcentage en carbonate

B = valeur moyenne " " " "

C = valeur minimale " " " "

En fait, une analyse plus fine limitée à l'intervalle Valanginien supérieur - Barrémien inférieur, correspondant à la série étudiée, révèle que les trois autres cycles sédimentaires, plus courts se superposent au cycle principal décrit précédemment (Fig.14b), ce qui peut s'exprimer par:

$A-B-C-B-A \equiv (A_1-B_1-C_1-B_1-A_1) + (A_2-B_2-C_2-B_2-A_2) + \dots$

L'analyse séquentielle banc par banc montrerait à son tour qu'une oscillation de rythmicité de "longueur d'onde" décimétrique se superpose tout au long de cette courbe (Fig.14c).

On voit donc que le caractère fondamental de la sédimentation est sa rythmicité à toute échelle, quelle qu'en soit son origine, en fonction de paramètres chimiques, biologiques, climatiques et hydrodynamiques représentant un ensemble de problèmes qui ne seront pas abordés ici.

4. COURBES D'ANALYSE SEQUENTIELLE DU VALANGINIEN SUPERIEUR - HAUTERIVIEN

Un grand nombre de coupes bien exposées ont été étudiées en détail banc par banc, la fréquence et l'importance de chacun des lithofaciès apparaissent sur les courbes des figures 15 à 18.

4.1. Construction des courbes

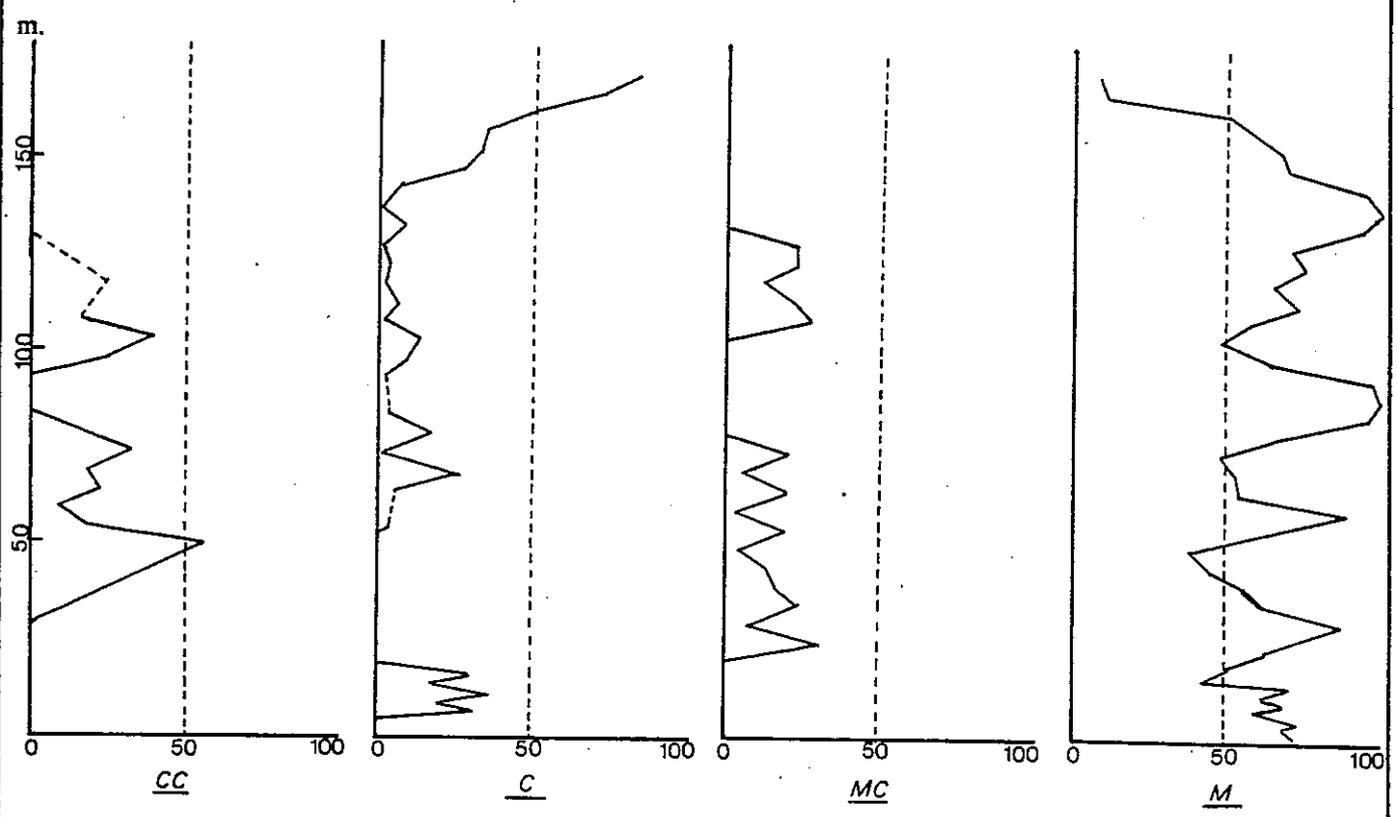
L'épaisseur cumulée de chaque constituant est considérée sur un intervalle de 5 m d'épaisseur stratigraphique. Leurs pourcentages relatifs sont portés en abscisse et les épaisseurs correspondantes en ordonnée.

Etant donné la difficulté de trouver toujours un contact franc entre les différents constituants, plus particulièrement entre marno-calcaires et marnes, un indice arbitraire de dureté est choisi une fois pour toutes, pour en définir les limites (friabilité de la roche à main nue). Par contre la limite des bancs minces calcarénitiques et des intervalles marneux apparaît généralement très tranchée.

4.2. L'évolution des corps sédimentaires pendant le Valanginien supérieur

Comme on l'a déjà dit (première partie I-2.2), la monotonie de la série marneuse du Valanginien est parfois rompue par une accumulation importante de bancs calcarénitiques. Ces sédiments exogènes dont la quantité et l'organisation varient d'une coupe à l'autre sont des

Marignac - en - Diois



Chamaloc - Col de Rousset

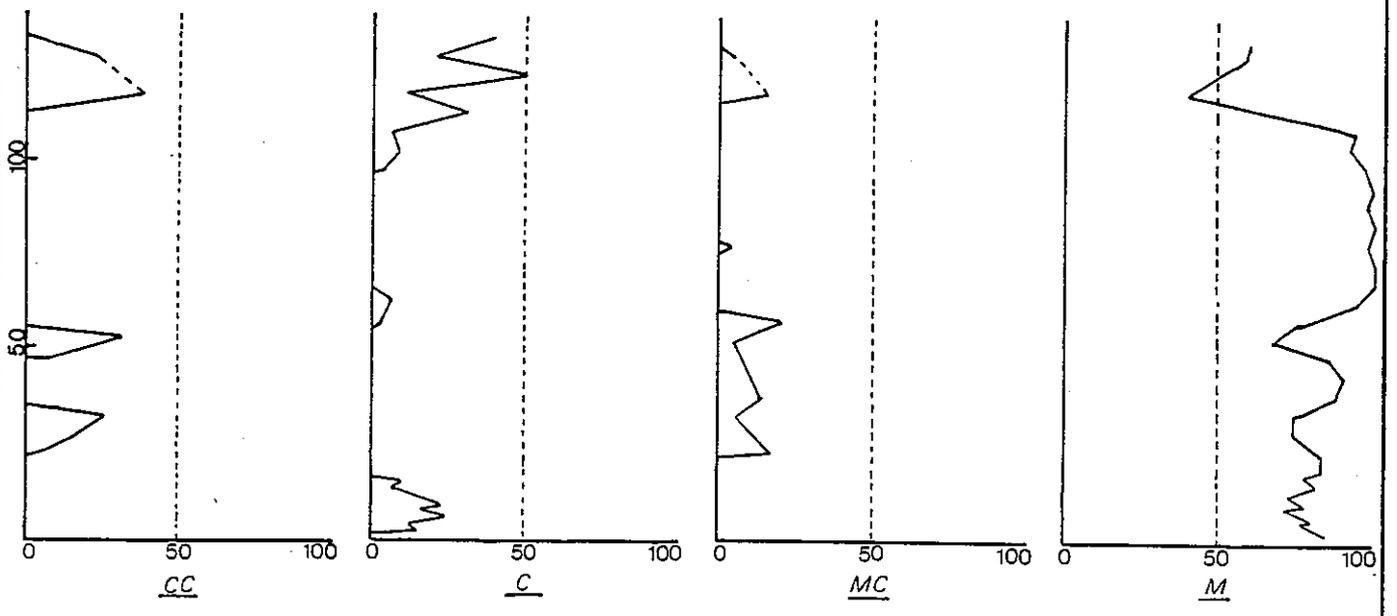
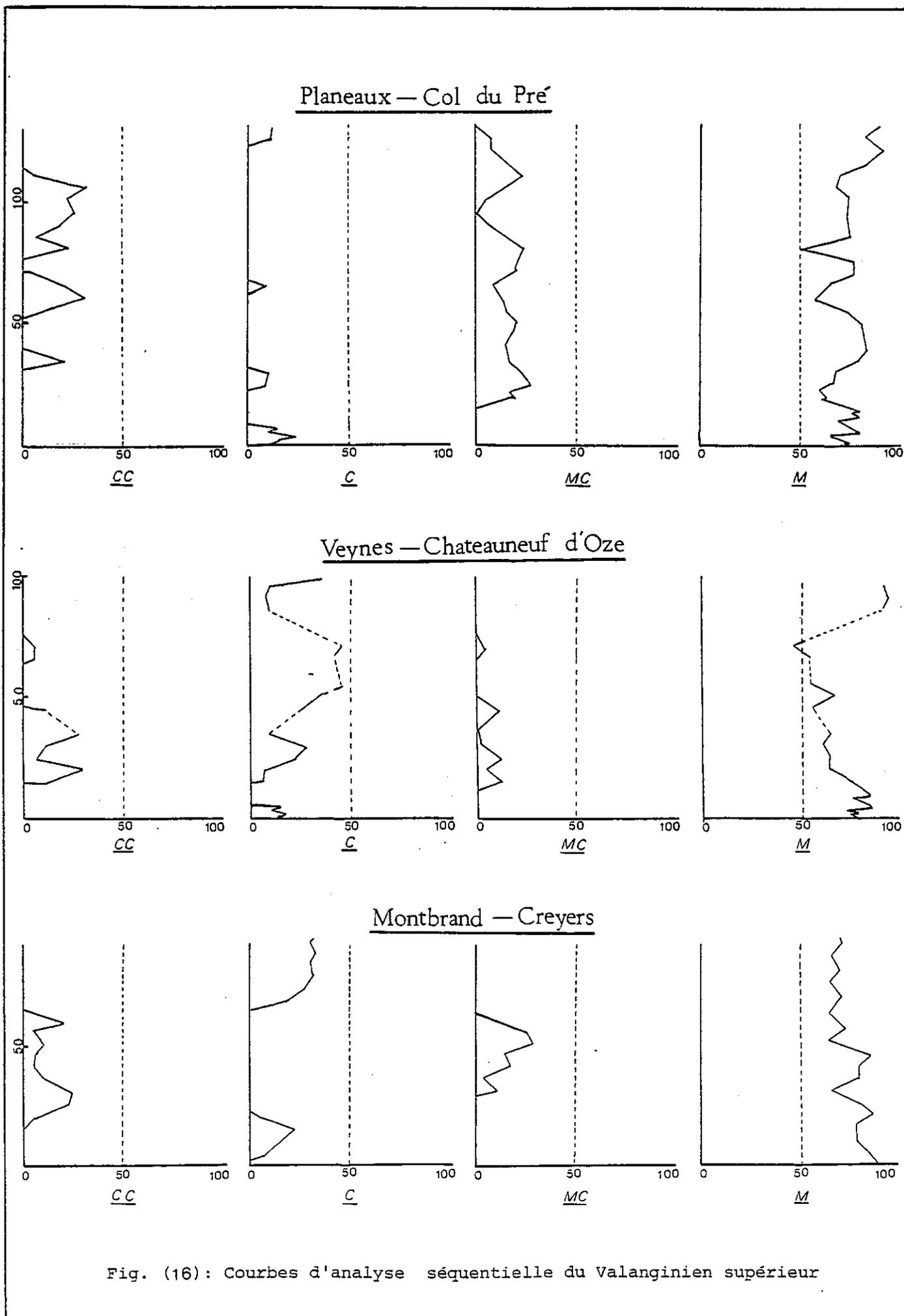


Fig. (15): Courbes d'analyse séquentielle du Valanginien supérieur



indicateurs fondamentaux des paléocourants et de la configuration du bassin.

Les cinq coupes sélectionnées ici représentent la tranche de la série du Valanginien supérieur comportant des calcarénites dans la partie nord du domaine étudié (Fig. 15 et 16).

- La tendance générale observée est le regroupement des bancs calcarénitiques en deux pulsations d'apports détritiques. Avec une concentration maximale au NW (Marignac-en-Diois), ils montrent une décroissance graduelle en direction du SE (Montbrand et Châteaurieux d'Oze), ce qui suggère une alimentation en provenance d'une région nord-occidentale.

Une anomalie est observée aux Planeaux où se manifeste une troisième pulsation, tout-à-fait inconnue dans les autres coupes et dont il sera question plus tard (deuxième partie II.4).

- Bien que d'une manière générale, les pics des calcarénites et des calcaires apparaissent indépendants, ou même plutôt en opposition, certains de ces pics présentent une coïncidence qui n'est peut-être pas due au hasard. Cela pourrait indiquer une nature détritique possible d'une partie des carbonates non bioclastiques.

- Les proportions en bancs carbonatés augmentent vers le haut de la série, avec une diminution corrélative des bancs marneux, jusqu'à un maximum au contact de l'Hauterivien. A Montbrand et aux Planeaux un pic carbonaté anormal apparaît toutefois à la base de la série.

Ce régime se retrouve d'une manière plus ou moins semblable dans toutes les coupes situées près de la bordure nord du domaine vocontien.

4.3. Evolution des corps sédimentaires pendant l'Hauterivien

Au-dessus du Valanginien à dominante marneuse, l'Hauterivien contraste avec sa haute teneur en carbonate. On a vu que l'Hauterivien montre de grandes variations d'épaisseur d'un point à un autre, et qu'il comporte de nombreux slumps.

Parmi les dizaines de coupes relevées, celles des figures 17 et 18 donnent une image variée de la sédimentation en différents points du bassin.

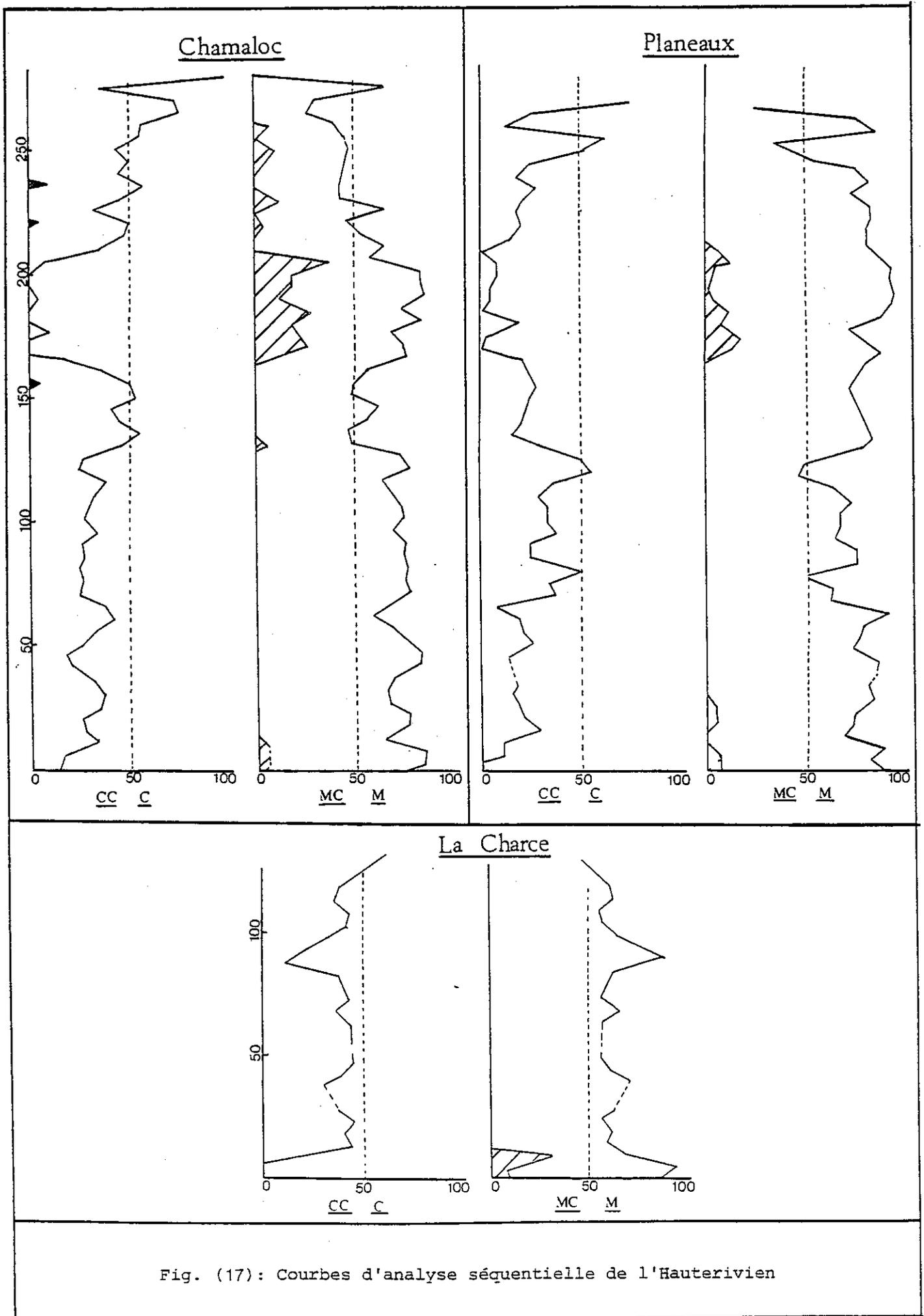


Fig. (17): Courbes d'analyse séquentielle de l'Hauterivien

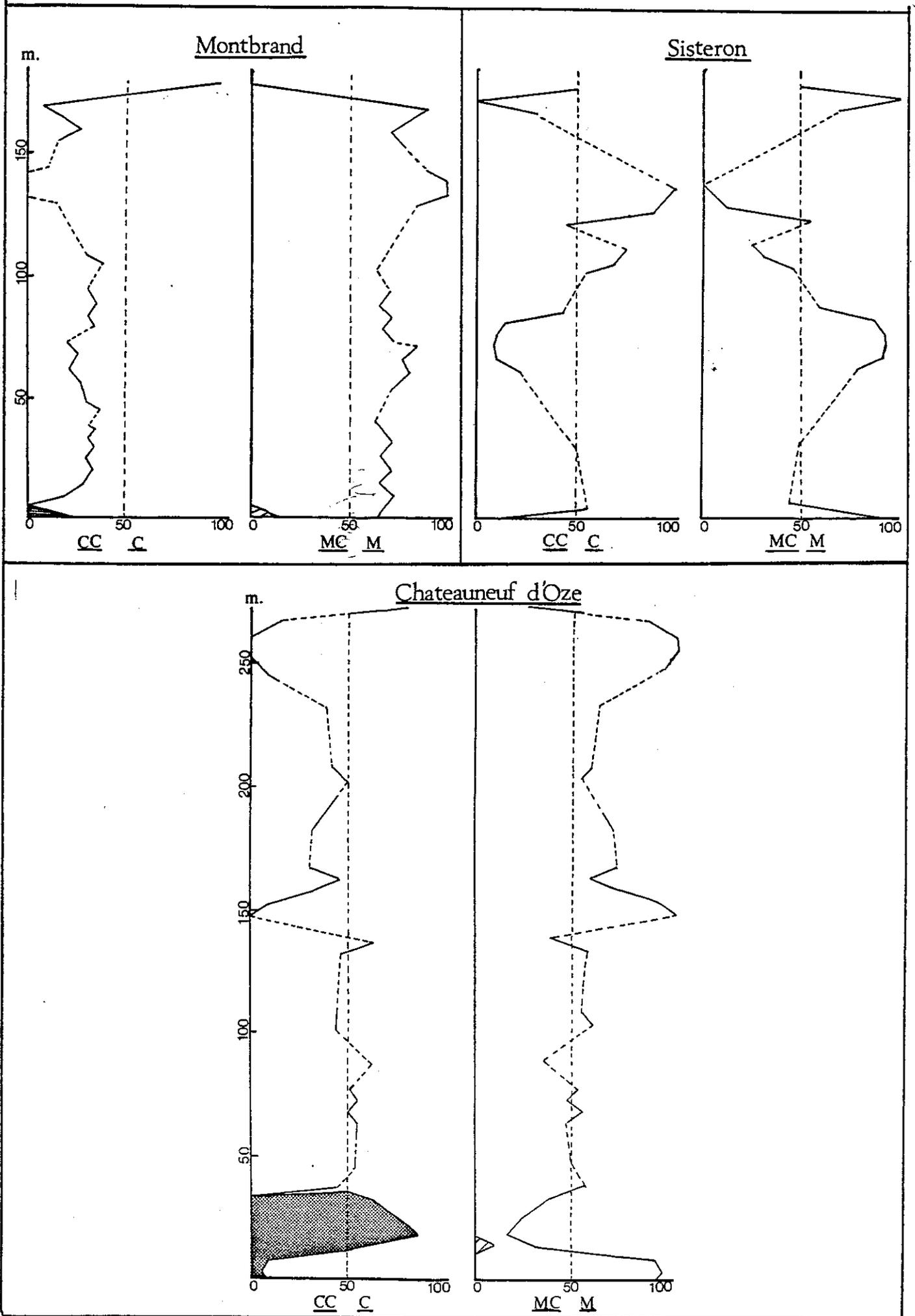


Fig. (18): Courbes d'analyse séquentielle de l'Hauterivien

Les faits à retenir sont les suivants:

- Les calcarénites sont presque totalement absentes, sauf très localement, à la base de la série (Barre à Silex à Châteauneuf d'Oze par exemple), ou au sommet (quelques très minces bancs à Chamaloc, connus également dans le synclinal de Ste Jalle plus au SW).

- Les variations concomitantes des calcaires fins et des marnes révèlent l'existence de deux cycles carbonatés séparés par une incrudescence marneuse correspondant à la zone à Subsaynelle sayni. Le sommet de l'étage montre une rapide croissance du taux de carbonate au passage au Barrémien.

La coupe de Sisteron se singularise par un pic de carbonate dans la moitié supérieure de la colonne, témoignant des conditions particulières de sédimentation à ce point du bassin.

- En ce qui concerne les slumps, ceux-ci ne modifient pas la tendance générale de l'évolution sédimentaire, si on considère une tranche de série suffisamment épaisse. Mais dans le détail, deux situations peuvent se présenter:

. pic carbonaté sous le slump, pic de marne au sommet (coupe Sisteron-partie supérieure);

. pic de marne sous le slump, pic carbonaté au sommet (coupe Sisteron-partie centrale).

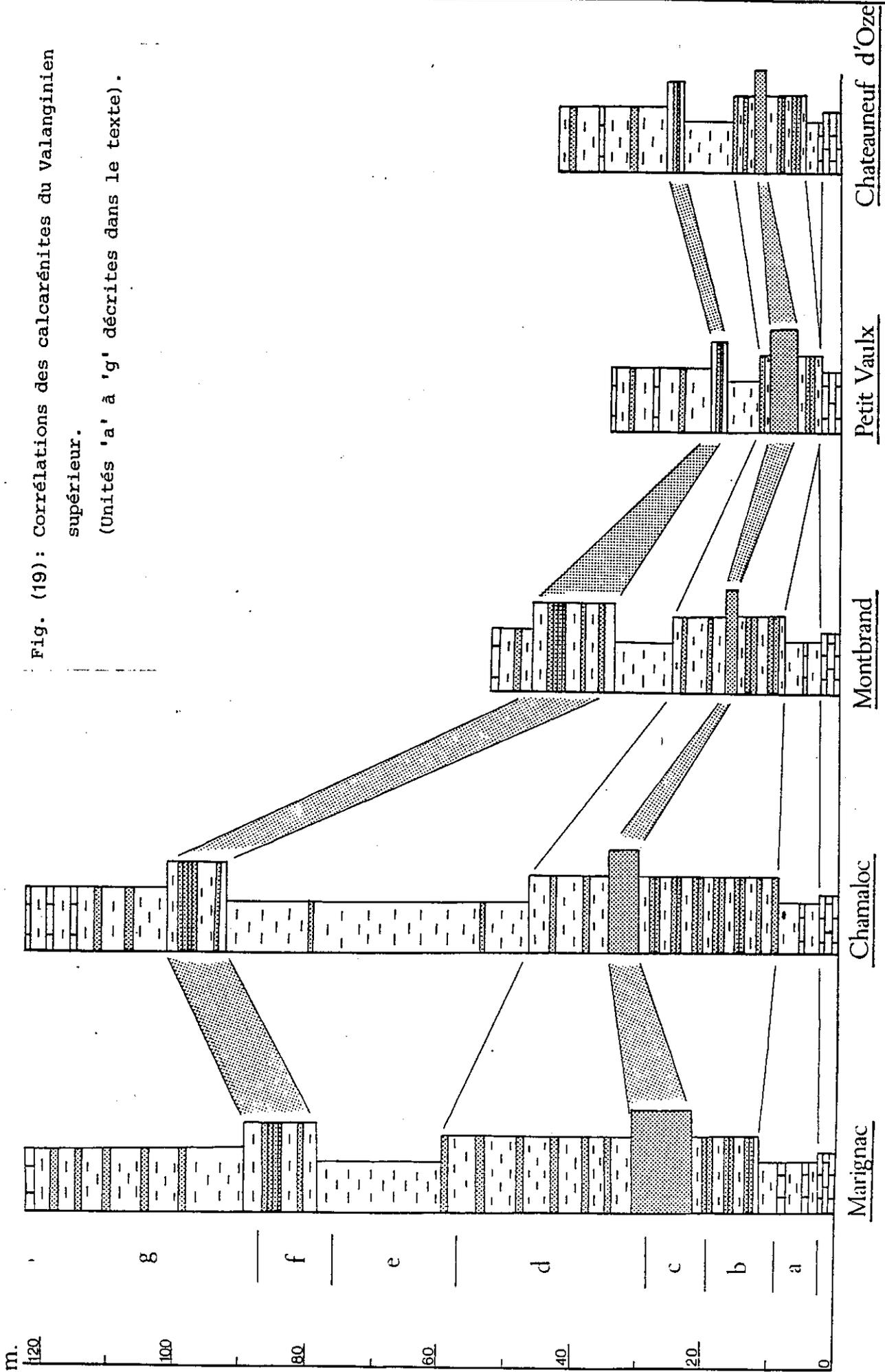
De ces deux possibilités qui ne sont pas absolument générales, la première semble la plus fréquente.

On tentera d'expliquer ces différents modèles en fonction de la dynamique des glissements (deuxième partie- III).

5. VARIATIONS LATÉRALES DU VALANGINIEN SUPÉRIEUR - HAUTERIVIEN

La corrélation de toutes les unités lithologiques, en commençant par les unités majeures sur des distances de quelques mètres à plusieurs kilomètres, permet de définir l'extension spatiale des corps sédimentaires qui viennent d'être décrits; ceci est un élément d'analyse du sens de transport et de la provenance de leurs éléments.

Fig. (19): Corrélations des calcarénites du Valanginien supérieur.
(Unités 'a' à 'g' décrites dans le texte).



5.1. Le corps sédimentaire des calcarénites du Valanginien supérieur

Comme on l'a déjà dit, cet ensemble qui caractérise la bordure nord du domaine étudié a son maximum de développement au N de Die, et diminue d'importance en direction du SE. Il ne dépasse pas les limites géographiques actuelles matérialisées, à l'est par la Durance, et au Sud par la vallée de l'Aygues, ce qui permet de définir deux provinces paléogéographiques distinctes selon l'existence ou non de la sédimentation détritique pendant le Valanginien.

Au sein de cet ensemble détritique, toutes les unités précédemment décrites (1ère partie - I-2.2.) peuvent être suivies d'une coupe à l'autre sur la base de la similitude de leurs courbes séquentielles, avec évidemment une décroissance de leurs épaisseurs cumulées (17 m à Marignac à 5 m à Châteauneuf d'Oze).

Ces indications complétées par l'interprétation des structures sédimentaires à l'échelle des bancs permettront de reconnaître le sens de transport et la zone d'origine du matériel.

5.2. Variations latérales du taux de la sédimentation dans l'Hauterivien

La colonne de la figure 20, qui résume les coupes de l'Hauterivien les plus représentatives dans le territoire étudié, montre une très bonne corrélation des deux cycles carbonatés décrits précédemment (1ère partie-II-4.3.).

Il est remarquable que dans l'ensemble, l'importance des carbonates est inversement proportionnelle à l'épaisseur des cycles, c'est-à-dire à leur durée, puisqu'ils sont délimités avec une bonne précision par la zone marneuse à Subsaynella sayni.

La coupe de Sisteron montre à nouveau une anomalie à ce point de vue.

Fig. (20) : Variations du pourcentage des bancs calcaires dans l'Hauterivien.

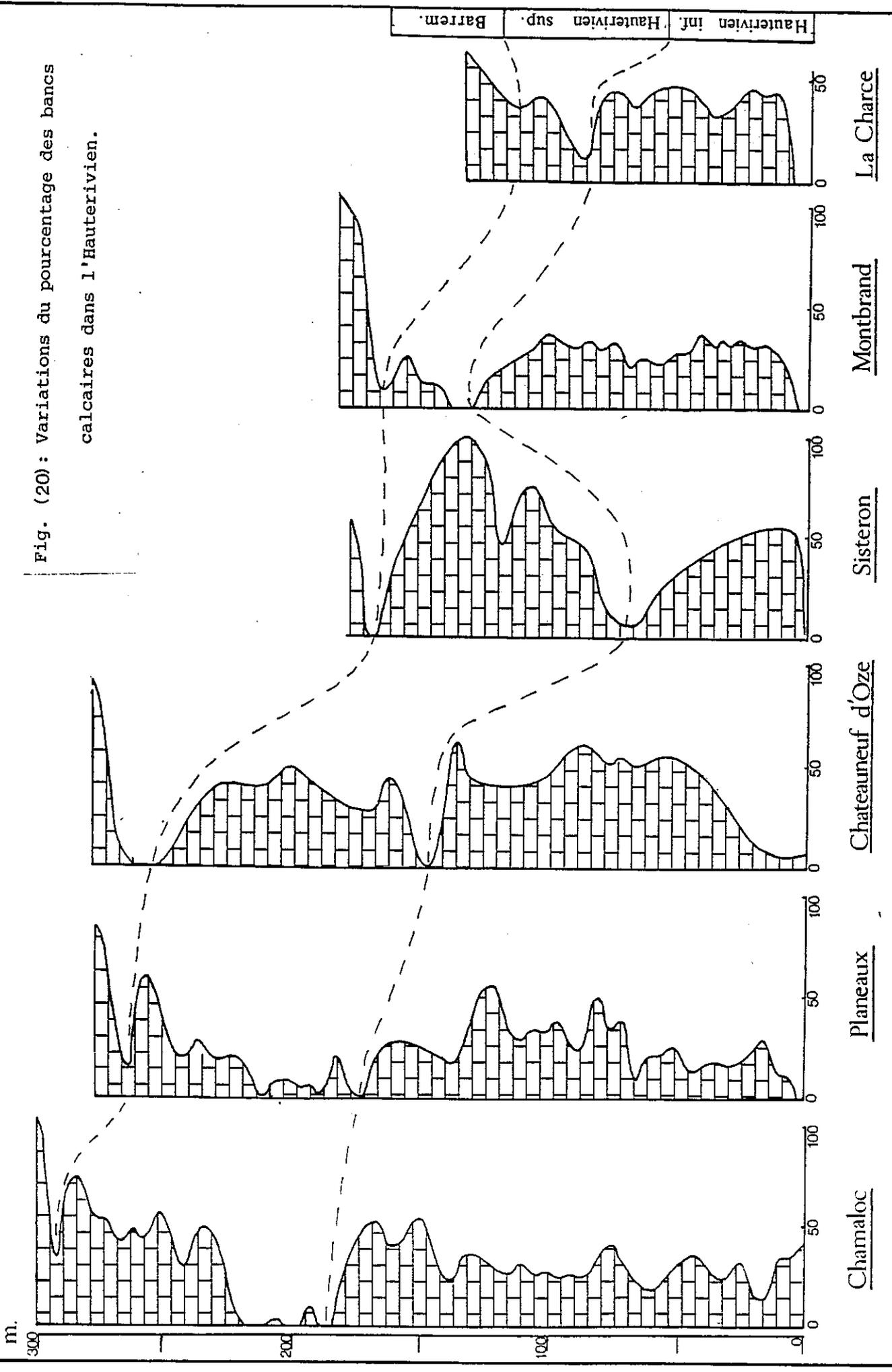
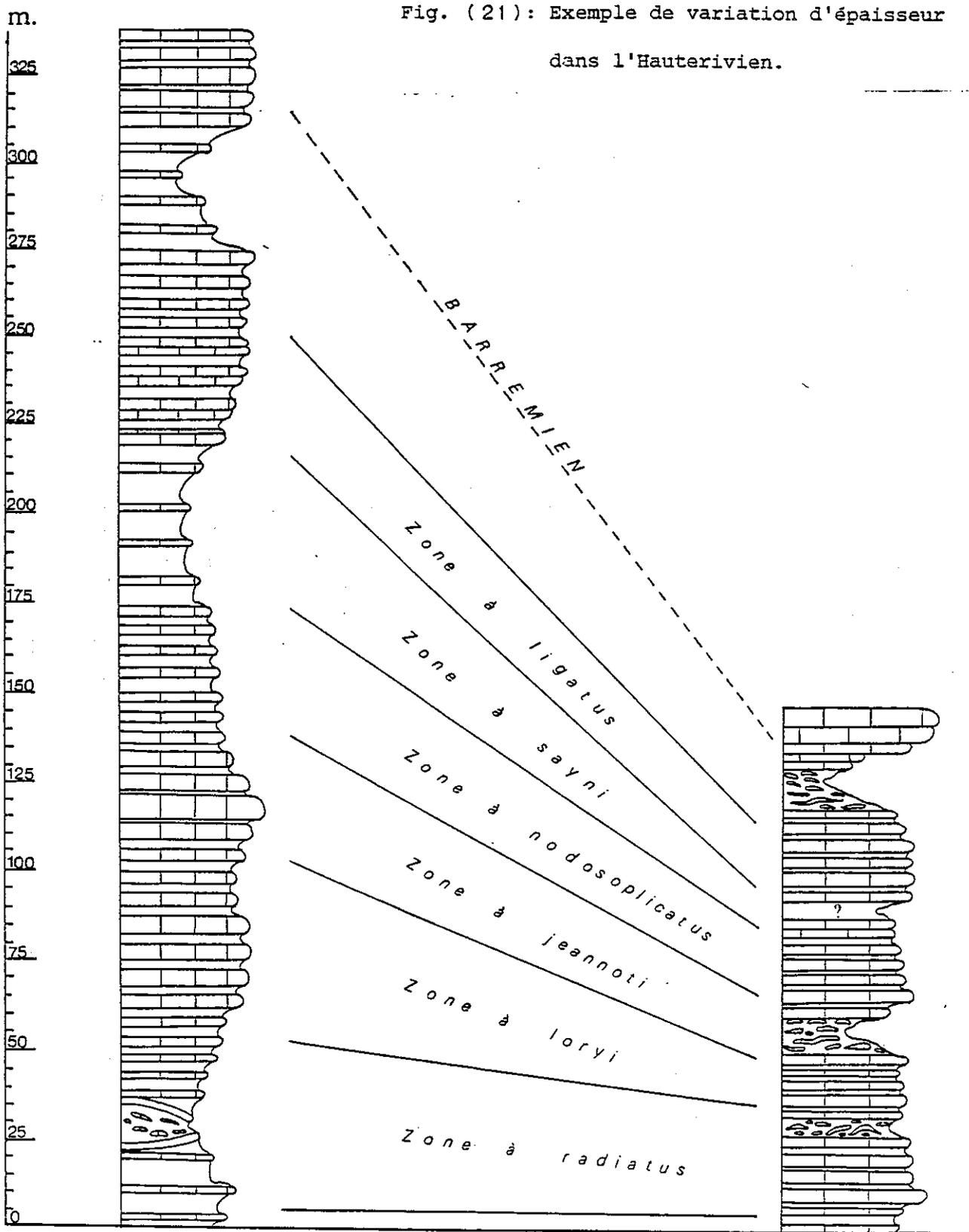


Fig. (21): Exemple de variation d'épaisseur dans l'Hauterivien.



Planeaux ← 36 km. (actuel) → La Charce

Cette figure fait apparaître également la variation latérale du taux de sédimentation carbonaté pendant chacun de ces cycles selon la position dans le bassin.

Le cas le plus extrême est fourni par la comparaison des coupes aux Planeaux et de La Charce situées actuellement à une distance de 36 km. La première a environ 325 m d'épaisseur, la seconde moins de 130 m, bien que toutes les zones d'ammonites de l'Hauterivien y soient également représentées (Fig.21).

Cette réduction considérable ne peut pas être expliquée par des lacunes de sédimentation qui résulteraient soit d'un balayage par des courants, soit par des départs de slumps. En effet l'un et l'autre de ces phénomènes auraient probablement fait disparaître au moins l'une des biozones, et dans le premier cas on devrait observer des indices d'interruption de la sédimentation sous forme de hard-ground ou de diastèmes par exemple. Par ailleurs, THIEULOY (1977) signale la grande abondance des ammonites à La Charce, cette "condensation" de la faune étant selon lui caractéristique d'un faible taux de sédimentation qui reste ici inexpliqué.

5.3. Corrélations à grande distance dans l'Hauterivien

Malgré la variation des épaisseurs des différentes unités lithologiques de la série d'un point à l'autre du bassin, certaines d'entre elles peuvent être suivies sur des distances actuelles supérieures à plus de 30 Km comme le montre la figure 22, où l'on reconnaît:

- la continuité latérale d'une bonne épaisseur de série régulière de part et d'autre de la zone médiane occupée par des slumps;
- la correspondance apparente de trois groupes de faisceaux deslumps ne signifie pas que ce sont les mêmes glissements qui se poursuivent à travers la totalité du territoire concerné, mais elle suggère l'existence de trois époques de plus grande instabilité.

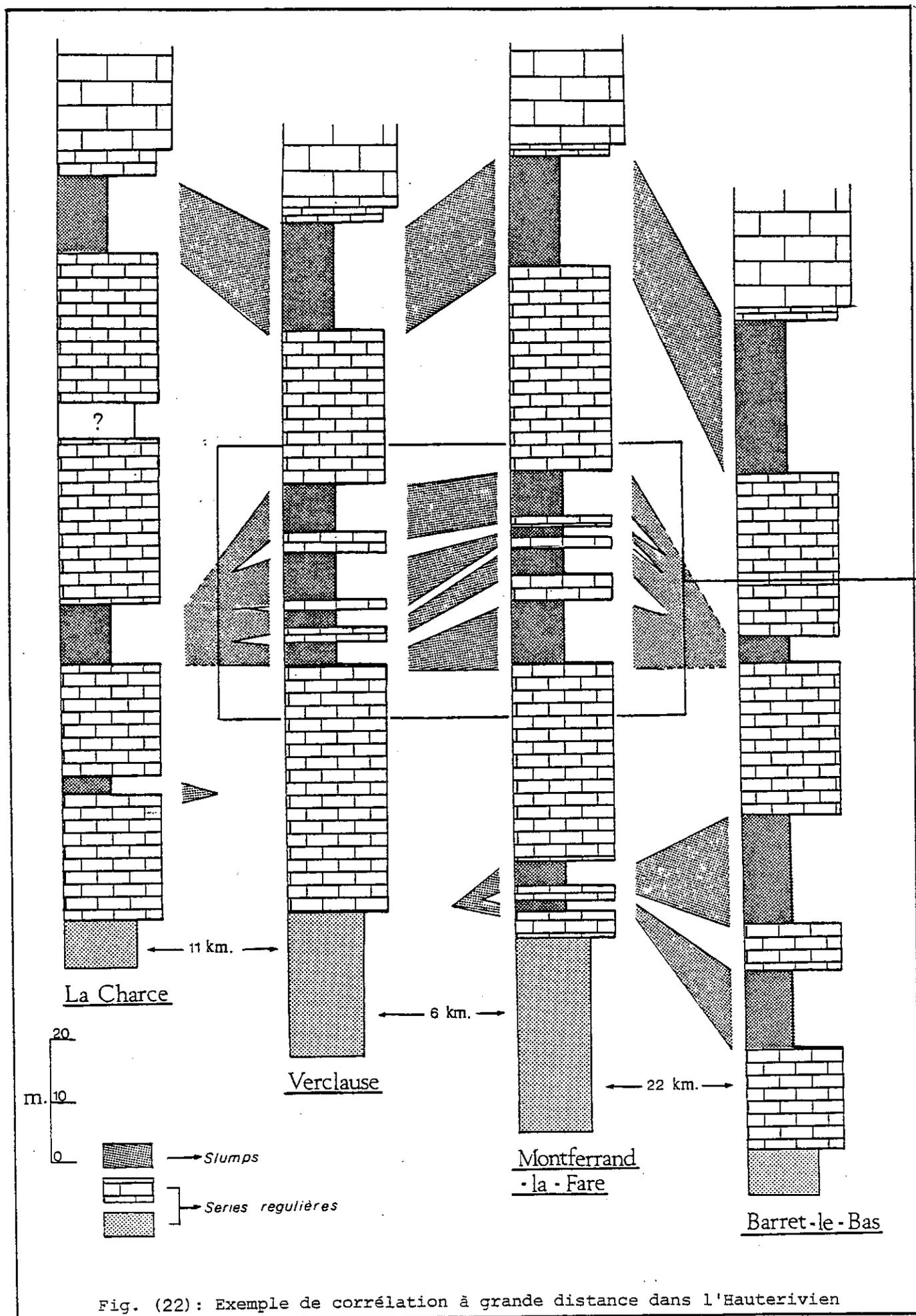
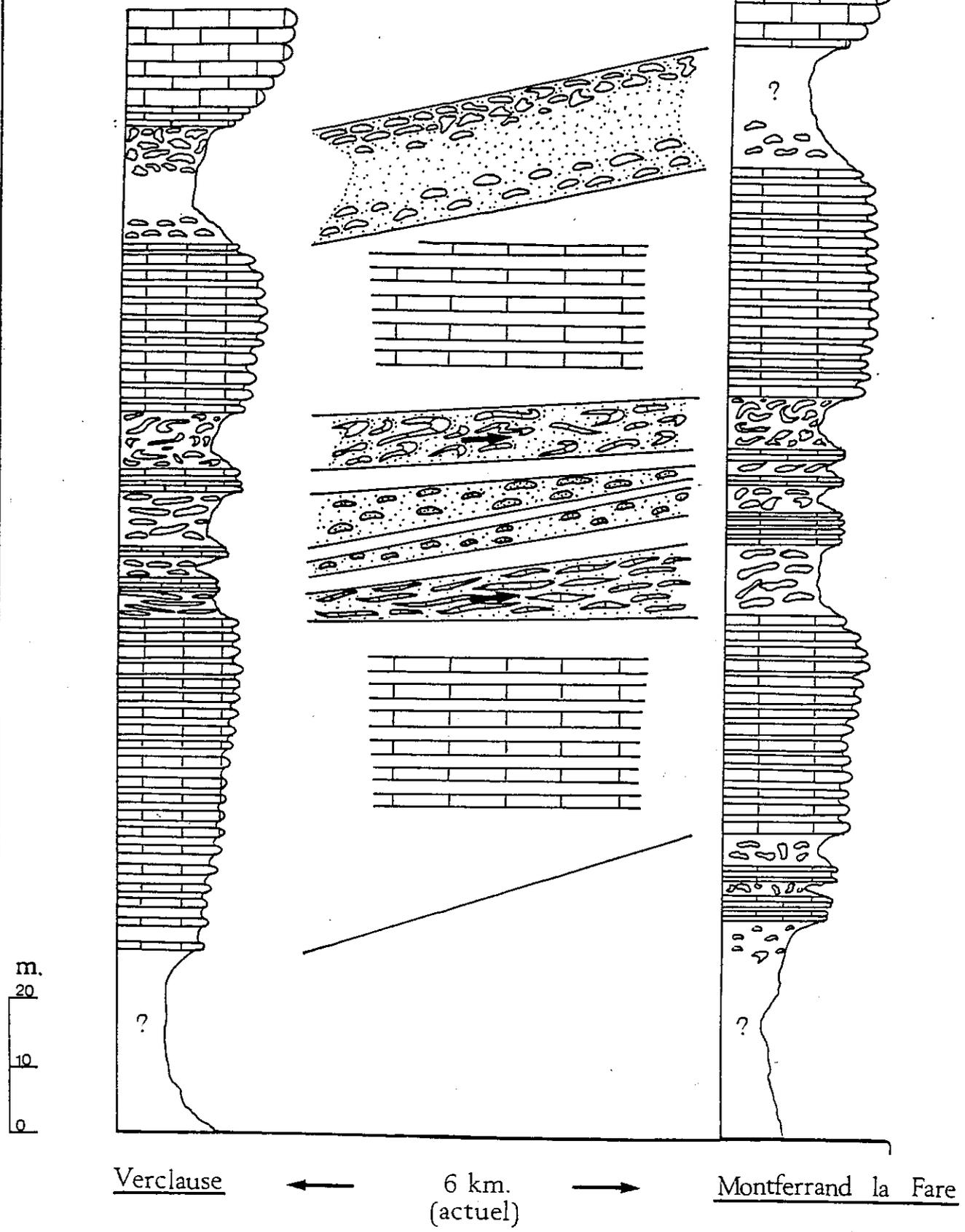


Fig. (23): Détail de la figure.22 . .



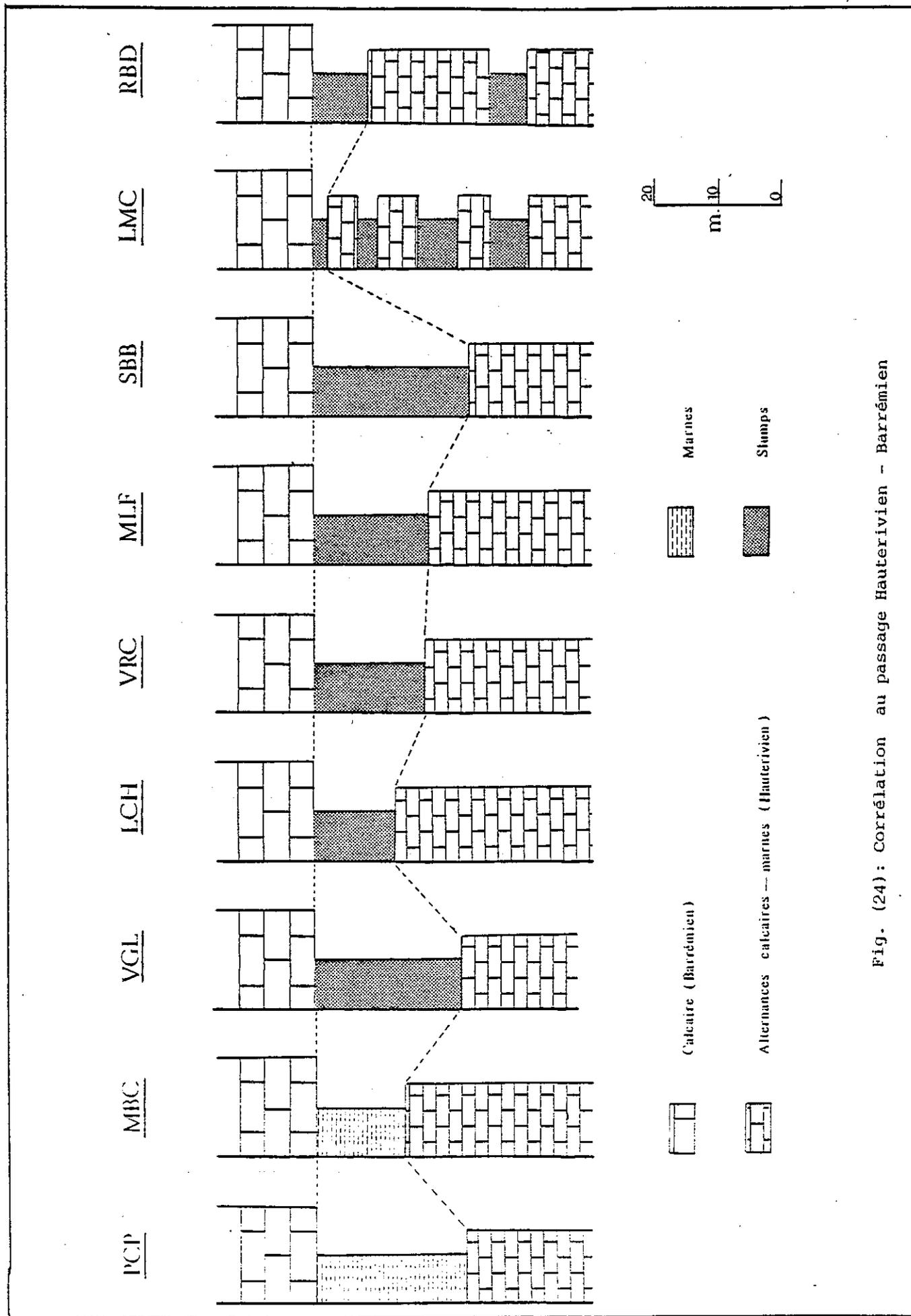


Fig. (24): Corrélation au passage Hauterivien - Barrémiens

Toutefois si l'on considère les deux coupes centrales (Fig.23), la réelle continuité des quatre slumps médians est justifiée par la similitude remarquable de leurs constituants lithologiques:

- slumps inférieur et supérieur formés uniquement de rouleaux ou de lentilles de calcaires fins emballés dans une matrice marneuse;

- slumps médians exceptionnellement constitués de rouleaux calcarénitiques, parallèlement orientés.

L'étude de la géométrie des rouleaux dans les slumps montre de plus un sens de déplacement cohérent d'W en E d'une coupe à l'autre.

Enfin, la comparaison d'une série de coupes réparties du NW (Diois) au SE (environs de Clamensane) selon une bande curviligne assez large (Fig.24), montre une similitude assez étroite au passage Hauterivien-Barrémien traduite par une zone très constante de slumps, venant en équivalent latéral avec les niveaux marneux non dérangés aux Planeaux et de Montbrand.

Au cours de cette période d'instabilité les couches sédimentaires originelles de transition entre les deux étages contenant une population non significative de faunes mixtes, ont probablement été décapées; de ce fait la limite inférieure de l'étage Barrémien serait ici mieux définie sur le plan lithologique.

III - CONCLUSION SUR LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE

Cette revue des particularités lithologiques de la série du Valanginien - Hauterivien, de l'évolution des processus de sédimentation, et donc des sédiments qui en résultent, appelle les conclusions suivantes:

- Le faisceau de quatre bancs calcaires décimétriques qui supporte le mince horizon à Saynoceras verrucosum, a une extension latérale extraordinaire à travers l'ensemble du domaine vocontien: il doit être considéré comme un "niveau-repère" exceptionnel pour toutes les recherches relatives à ces séries dans cette région. De plus, l'absence d'apports détritiques et de slumps à cet instant de la vie du bassin témoigne d'un environnement spécialement calme par rapport aux époques antérieures et futures.

- Au cours du Valanginien supérieur, la partie nord du bassin se caractérise par une sédimentation détritique importante, non terrigène (calcarénites).

- Dès cette époque, une certaine instabilité se manifeste par des slumps, d'abord peu nombreux, ensuite de plus en plus fréquents dans l'Hauterivien, ou, au contraire les calcarénites sont presque entièrement absentes.

- L'importance et la fréquence de ces slumps augmentent globalement progressivement d'Ouest en Est, ce qui permet de situer vers l'E, la partie profonde du bassin.

- Un autre point méritant d'être noté est que le même domaine, au même moment (Valanginien terminal et début de l'Hauterivien) montre une association des dépôts de glissements gravitaires et de matériel bioclastique. Ce dernier matériel n'est donc pas formé sur place mais apporté dans le bassin par des courants conditionnés par les pentes sous-marines.

DEUXIEME PARTIE — PALEOCOURANT ET ANALYSE DU BASSIN

I - GÉNÉRALITÉS

INTRODUCTION

La distribution des sédiments dans un bassin marin n'est pas le fruit du hasard. L'étude de leur organisation dans l'espace et dans le temps, doit être complétée par une recherche des éléments indicateurs des paléocourants qui les ont transportés, ces courants étant eux-mêmes en partie conditionnés par la configuration des fonds sous-marins.

1. PALEOCOURANTS ET PALEOGEOGRAPHIE

Déjà en 1859, SORBY s'était rendu compte qu'une étude minutieuse des structures diverses produites par l'action des courants contemporains de la formation des roches stratifiées, devait permettre de reconstituer les anciennes géographies physiques.

Récemment, SLOSS (1962), WALKER & MUTTI (1973), REINECK & SINGH (1973) et POTTER & PETTIJOHN (1977), parmi d'autres, ont essayé de formuler quelles relations existent entre les paléocourants et la configuration du bassin (des références bibliographiques complémentaires peuvent être trouvées dans les travaux de ces auteurs).

Une conception générale admise au départ était que, dans un bassin, les courants devaient s'orienter selon les pentes, et spécialement sur les marges continentales, en fonction de la disposition des canyons sous-marins. Mais très récemment, SLATER (1976), DRAKE, HATCHER and KELLER (1978) et SHEPARD & MARSHALL (1978) ont montré que les courants de fond cheminent généralement non seulement en descendant, mais aussi en montant des pentes. Plusieurs exemples de courants ayant des trajets obliques par rapport aux pentes ont également été cités. Et depuis la découverte des "courants de contours" qui suivent presque horizontalement les flancs des reliefs sous-marins, spécialement sur les marges

continentales (HEEZEN & al. 1956), on sait que la direction de courant constatée n'est pas nécessairement celle de la pente. Un cas extrême récemment signalé par DAMUTH & EMBLEY (1979), est celui d'un courant remontant une pente sur une hauteur de 156 m et une distance de 17 km sur le flanc NW du Ceara Rise dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial.

Il faut donc être très prudent dans l'interprétation des directions de paléocourants fournies par les structures sédimentaires.

2. INDICATEURS DE PALEOPENTES : LES SLUMPS

Les sédiments peu ou pas consolidés ont une tendance générale à glisser, même sur des faibles pentes, par suite de leur propre surcharge, des séismes, ou d'autres causes diverses (voir 2e partie - III). Il en résulte des "Slumps", glissements gravitaires intéressants comme indicateurs de paléopentes.

Le glissement ne s'effectue pas toujours exactement selon la ligne de plus grande pente, mais parfois obliquement. La remontée d'une partie d'un glissement sur une pente, a également été signalée (VAN ANDEL & KOMAR (1969), MARSHALL (1978)).

On doit donc s'attendre à observer une certaine dispersion des orientations et sens des pentes déduites de l'étude des slumps; c'est en se basant sur des valeurs moyennes obtenues région par région, que l'on peut obtenir une image des paléopentes à l'échelle du bassin.

3. LES INDICATEURS FOURNIS PAR LA SERIE DU VALANGINIEN SUPERIEUR /

HAUTERIVIEN

(a) Paléocourants

Les calcarénites du Valanginien supérieur, et plus rarement, de l'Hauterivien montrent communément des structures sédimentaires primaires liées à l'activité des courants lors de leur dépôt.

Toutefois, on sait que les calcarénites ne sont surtout développées que dans le Valanginien supérieur, et seulement dans une partie du bassin, limitant ainsi leur intérêt.

L'orientation de certains objets (fossiles) à la surface des bancs peut aussi donner de bonnes indications sur les courants.

(b) Paléopentes

Les slumps du Valanginien supérieur et surtout de l'Hauterivien, affectant aussi bien les sédiments calcaréo-marneux que les calcarénites, sont en principe de bons indicateurs des pentes du bassin. Mais on a vu que leur répartition n'est pas générale; en effet, certaines régions de bordure en sont dépourvues.

Dans les secteurs où la série ne présente ni slumps, ni calcarénites, l'interprétation de la configuration du bassin reste conjecturale.

II - INDICATEURS DE PALÉOCOURANTS

1. INTRODUCTION

Comme on l'a déjà dit, le Valanginien supérieur et aussi l'Hauterivien inférieur, montrent une accumulation importante de sédiments détritiques sous forme de calcarénites (biocalcarénites) dont la distribution spatiale est limitée à la bordure nord du territoire étudié. Les lits calcarénitiques ont en général quelques centimètres à 10 cm d'épaisseur, bien que certains bancs puissent atteindre jusqu'à 20 ou 30 cm.

La minceur de la plupart de ces bancs, habituellement en relief dans la série marneuse, avait incité les anciens auteurs à les désigner sous le nom de "Plaquettes Rousses", terme encore souvent employé. Mais l'existence assez fréquente de bancs décimétriques de même nature conduit à rejeter cette dénomination au profit du terme "calcarénite" plus génétique et plus conforme aux observations de terrain.

La couleur roussâtre de ces couches est probablement due à leur porosité, elle-même fonction de leur granulométrie assez grossière (de l'ordre de 1 à 2 mm). Cette porosité, et la perméabilité qui l'accompagne, facilite la circulation des eaux interstitielles, et détermine, selon FERRY (1976) " l'oxydation de la pyrite qui épigénise plus ou moins les débris ou se concentre dans les cavités des tests (Algues, Echinodermes, etc.)".

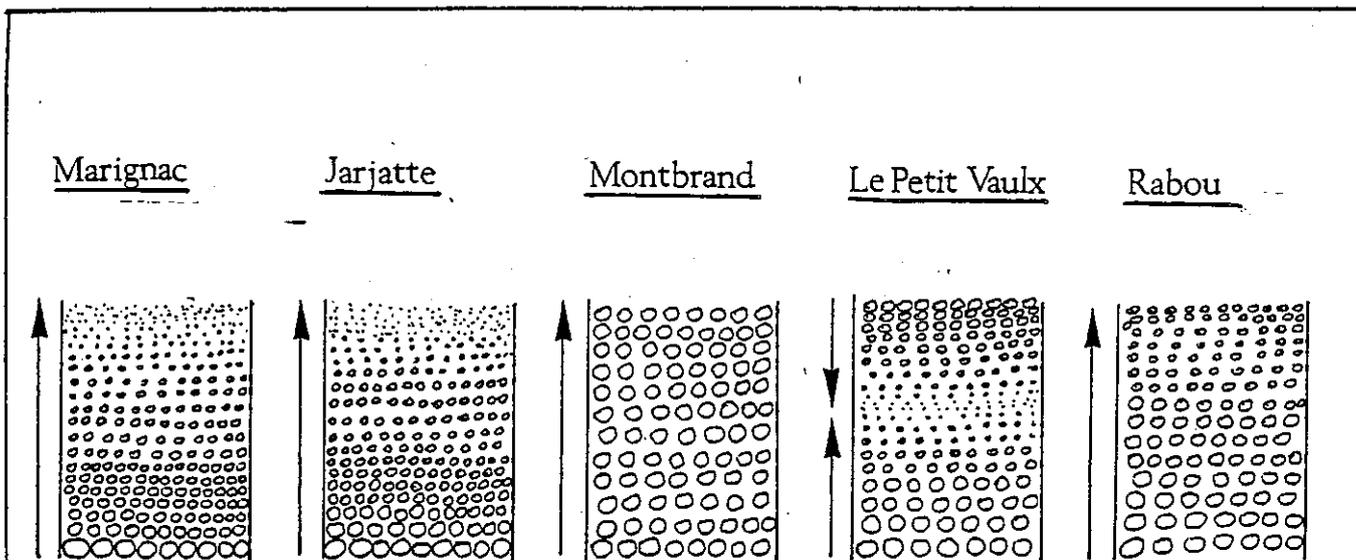


Fig. (25) : Limites supérieures et inférieures des bancs (en fonction de l'organisation des grains à l'intérieur du banc).

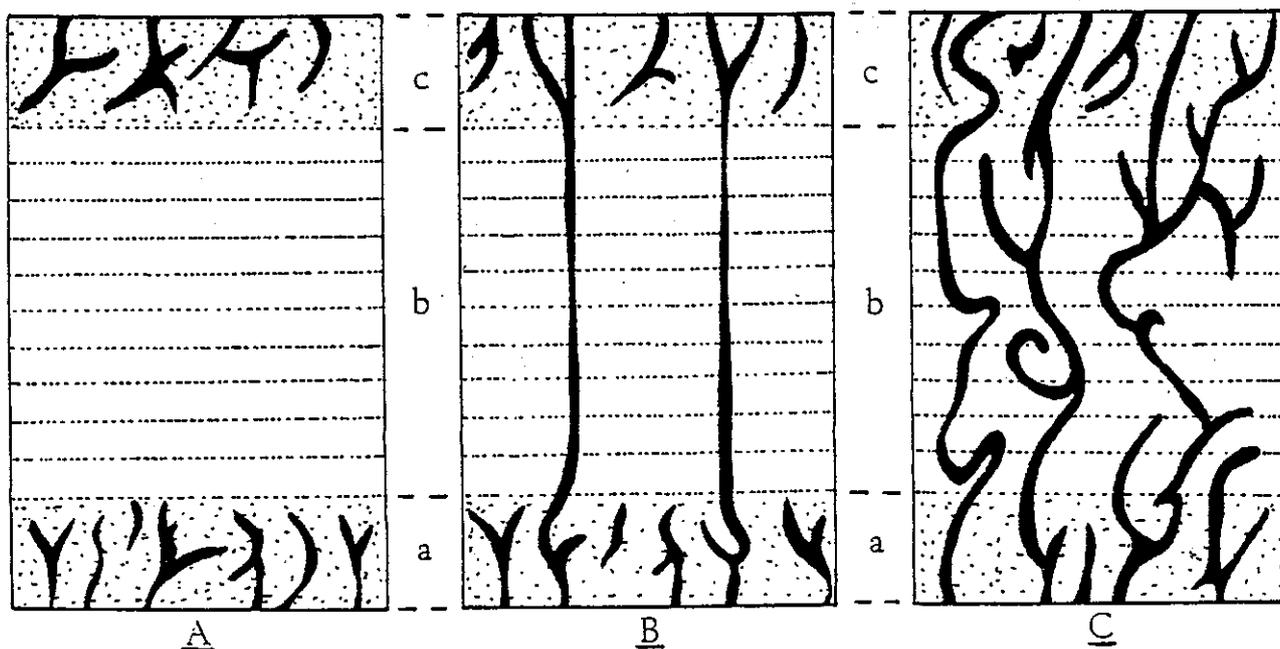


Fig. (26) : Schéma de la répartition verticale de terriers en fuite en fonction du taux de sédimentation.

A : Taux élevé : terrier près des surfaces du banc ;

B : Taux moyen : quelques terriers à travers le banc ;

C : Taux bas : terriers abondants dans la totalité du banc.

2. STRUCTURES SEDIMENTAIRES MACROSCOPIQUES DANS LES CALCARENITES

2.1. Limites supérieures et inférieures des bancs (fig.25)

La limite inférieure des bancs est généralement franche au-dessus des marnes ou des calcaires fins sous-jacents; elle s'exprime donc par une surface nette, généralement plane, susceptible de comporter un certain nombre de détails qui seront analysés plus loin. Ce type correspond habituellement aux cas où la base du banc a une granulométrie relativement plus grossière. Si la quantité de particules fines (de la classe des silts) est importante à la base du banc, celle-ci devient relativement moins nette.

La limite supérieure selon le cas peut être nette ou plus ou moins floue, sur quelques centimètres d'épaisseur, toujours en fonction de la granulométrie. Les bioturbations sont beaucoup plus abondantes dans ce deuxième cas.

En fin de compte, on rencontre le plus souvent deux types de bancs:

- bancs avec base et sommet nets;
- bancs avec base nette et sommet flou.

Ces deux types ne se présentent jamais ensemble dans la même série; ils correspondent en effet à deux modèles de sédimentation différents.

2.2. Structures sédimentaires primaires d'origine organique

Les indices d'activité animale, contemporaine du dépôt, sont des pistes et des terriers.

Les pistes, que l'on observe assez souvent sur la surface supérieure des bancs, sont de plusieurs formes:

- pistes régulières, de largeur et de profondeur millimétriques sinueuses, non systématiques, à fond plat, les plus fréquentes;
- pistes de mêmes dimensions, avec le fond orné de petits bourrelets en forme de croissants, dûes probablement à la progression par constriction, de vers;
- pistes semblables, avec des traces en chevrons répétés, énigmatiques.

Des pistes du même type apparaissent également sous forme de moulages, à la base des bancs.

Les terriers : Des terriers à section millimétrique, verticaux, obliques ou horizontaux, sont abondants dans toutes les calcarénites. Ils sont plutôt répartis à la base et au sommet des bancs, mais certains traversent la totalité de l'épaisseur des bancs. Cette répartition dépend de la vitesse de sédimentation, et de la quantité de vie dans le milieu considéré. En effet, si la vitesse d'accumulation du matériel est faible, les organismes vivant à l'intérieur des sédiments ("benthos ondobionte") ont le temps de s'échapper en remontant vers la surface des sédiments (Fig.26).

Ces observations sur la position des terriers permettent donc de se faire une idée de la vitesse des courants ayant transporté le matériel détritique.

2.3. Structures sédimentaires primaires d'origine inorganique

2.3.1. Structures et objets au toit des bancs

(a) Rides de courants : Ce sont des ondulations à la surface des bancs, de longueur d'onde décimétrique et d'amplitude centimétrique, et qui, en coupe, montrent des lamines disposées en foresets caractéristiques. Ces rides ont en général des crêtes droites, bien que quelques exemples de rides "lingoïdes" aient été rencontrées (Valanginien supérieur de Marignac-en-Diois). Rappelons que ce type de ride apparaît avec l'augmentation de la vitesse du courant.

D'une manière générale, des rides de forte amplitude correspondent à des courants forts; la direction de ces courants est plus ou moins perpendiculaire aux arêtes des rides.

(b) Orientation d'objets au toit des bancs : Ces objets sont des Bélemnites et des Ammonites rencontrées exceptionnellement, les premières à Châteauneuf-d'Oze et Rabou, les secondes à La Charce.

- Le "banc à Bélemnites" (calcaire) de l'Hauterivien supérieur de la coupe de Châteauneuf-d'Oze - Espréaux a été étudié en détail par BEAUDOIN (1977) qui a discuté de l'orientation statistique des Bélemnites en fonction des directions de courants. En ce point, les Bélemnites ont une orientation moyenne telle que la pointe est dirigée vers l'aval du courant; ce dernier est confirmé par l'examen des structures sédimentaires des calcarénites voisines dans la série.

Cependant, le cas inverse, pointe à l'amont, a été observé sur un banc de calcarénites du Valanginien supérieur de Rabou; des conditions hydrodynamiques probablement différentes, de même que la nature du fond ici sableux, expliquent sans doute cette anomalie.

- Les Ammonites : Il s'agit d'ammonites trouvées à la surface de slumps, et dont l'orientation n'est pas quelconque, mais en accord avec les directions de transport du matériel sous-jacent et avec celles fournies par des calcarénites de la même série.

La coupe de l'Hauterivien de La Charce en donne un bon exemple, grâce à l'abondance des ammonites déjà signalée (1ère partie, II - 5.3.).

Dans un premier temps, certaines de ces ammonites sont transportées à la surface du matériel en glissement; dans un deuxième temps, le glissement étant arrêté, les ammonites sont orientées par le courant résiduel succédant au glissement, et encore assez chargé en particules fines.

Or, l'ouverture buccale de l'ammonite introduit une dissymétrie par rapport à l'axe d'enroulement. Il en résulte un couple de rotation qui fait pivoter la coquille jusqu'à ce qu'elle soit en équilibre hydrodynamique dans le courant, avec son ouverture buccale tournée plutôt vers l'aval du courant.

A La Charce, sur une cinquantaine de mesures faites au toit de deux slumps, on obtient ainsi une direction de courant N 100°, qui est aussi celle déduite des mesures sur les slumps et les calcarénites de la série.

2.3.2. Structures à la semelle des bancs détritiques

Ce sont des reliefs qui moulent des creux déterminés dans la couche marneuse sousjacent par l'activité turbulente des courants. Ces figures de courant dans les sédiments anciens sont maintenant bien connues. Les figures rencontrées dans les séries étudiées (Valanginien supérieur et Hauterivien) sont les suivantes:

- "Flute casts" - de longueur centimétrique, à pointe arrondie ou triangulaire, parfois superposées.

- "Crescent casts" - de dimension centimétrique avec des "cornes" de 3-4 cm de longueur; l'empreinte de l'obstacle (gravier ou fossile?) responsable de cette structure a parfois été observée.

- Structure en "micro-barrage" — — — un cas unique de structure due à un obstacle particulier a été observé dans les calcarénites du Valanginien supérieur de Montbrand.

Il s'agit d'une dénivellation de quelques millimètres de hauteur sur environ 10 cm de longueur, avec une arête arrondie, se raccordant latéralement progressivement en quelques centimètres avec la partie régulière de la surface de banc.

Les flutes observées dans les mêmes niveaux montrent que l'allongement de cette empreinte est perpendiculaire à la direction du courant.

Nous pensons que cette structure s'est formée à cause d'un obstacle cylindrique et long, par exemple une bélemnite ou un débris végétal, qui était immobilisé sur le fond perpendiculairement à la direction de courant. Cet objet jouait le rôle d'un petit barrage dans le flux des sédiments qui s'accumulaient du côté amont. A l'aval, la chute en cascade des grains et la turbulence creusaient une gouttière parallèlement à l'objet.

A notre connaissance, ce stype de structure n'a jamais été décrit.

- "Prods" et "Bounce casts" - traces d'impacts millimétriques, indicateurs d'un courant d'activité assez importante.

- Groove casts - toujours très fines, excédant rarement 2-3 mm de largeur sur environ une dizaine de centimètres de longueur, généralement groupées en faisceaux serrés, produites par le frottement des particules sableuses sur le fond.

- Chenaux de courants - ce sont des structures linéaires plus ou moins sinueuses donnant à la surface inférieure des bancs des ondulations en forme de crêtes et de creux arrondis ou plats. Leur largeur est de l'ordre du centimètre et leur longueur peut atteindre quelques mètres.

A la différence des rides de courant, avec lesquelles on peut les confondre, ces structures ne présentent pas, en coupe, des lamines disposées en "foreset". Elles se forment parallèlement à la direction du courant, quand celui-ci est très chargé en sédiments en suspension et creuse légèrement le fond, comme une rivière faisant des méandres dans une plaine alluviale.

La valeur de ces chenaux comme indicateurs de direction de paléocourant a été vérifiée en comparant leurs directions avec celles indiquées par d'autres structures sédimentaires.

De toutes ces structures observées à la semelle des bancs, les plus fréquents sont les Flute-casts et les Groove-casts, dont seules les premières donnent une indication du sens de courant.

2.3.3. Structures internes des bancs

Les fines lamines qui peuvent exister à l'intérieur d'un banc, peuvent être arrangées de diverses manières, certaines fournissant des indications de direction et de sens de courants.

Les lamines horizontales sont très communes dans toutes les calcarénites des séries étudiées, plus particulièrement à Chamaloc, où la totalité des bancs calcarénitiques en est essentiellement constituée.

Elles témoignent que leur dépôt s'est fait dans un régime de courant relativement faible dont l'intensité variait périodiquement. Mais elles ne donnent aucune indication de direction de courant.

Les lamines obliques disposées en " foreset ", toujours liées aux rides de courants déjà décrites, sont très fréquentes spécialement dans les calcarénites du Valanginien supérieur de Petit Vault et de Montbrand.

A Petit Vault, les bancs, sur toute leur épaisseur (20-25 cm), sont composés de plusieurs unités de ripple - foreset ; dont la longueur peut varier entre 15 - 20 cm, et la hauteur environ 7 cm; sur les 2 - 3 derniers centimètres, le sommet des bancs montre quelques lamines horizontales.

L'orientation du plan des foresets donne une indication sur le sens de courant. Leur inclinaison et leur organisation d'ensemble varient selon la vitesse des courants.

Des "Convolute laminations" très fréquentes en quelques points du bassin (Le Glaizil, Lesdiguières, La Jarjatte) peuvent occuper la totalité de l'épaisseur des bancs calcarénitiques du Valanginien. Elles résultent d'une amorce de glissement synsédimentaire au fur et à mesure du dépôt et dénoncent l'existence d'une instabilité ou d'une légère pente du fond.

Granoclasement vertical ("Graded bedding") - ce type de structure est relativement rare dans les séries étudiées sauf dans certains cas (Valanginien supérieur de La Jarjatte par exemple, où il est très commun).

A La Jarjatte, le "Graded bedding" apparaît dans les parties inférieures des bancs sous une succession d'autres structures sédimentaires: de bas en haut, lamination parallèle, litages obliques suivi par une autre zone à lamination horizontale, passant progressivement à des sédiments fins sans aucune structure interne. Ces différents termes sont ceux de la séquence caractéristique des turbidites, comme l'a formulée BOUMA (1962).

Rythmicité de granulométrie - Dans la région de Marignac-en-Diois, en particulier, et aussi à St-Julien-en-Quint, on rencontre dans le Valanginien supérieur quelques bancs calcarenitiques composés de fines alternances millimétriques de matériel plus fin et plus grossier, donnant lieu à une coloration en bandes parallèles déjà signalée (1ère partie, I - 2.2.1.). Le contact entre ces alternances est très franc et les lits constitués de grains relativement plus grossiers montrent quelques structures de micro-litage oblique indiquant l'action d'un courant; les plus fins apparaissent compacts et ne montrent aucune structure sédimentaire, même au microscope.

Cette disposition semble indiquer l'apparition périodique de courants dans un milieu relativement calme.

3 - APERCU SUR L'ASPECT MICROSCOPIQUE DES CALCARENITES

L'étude microscopique de quelques dizaines de plaques minces a porté sur les points suivants:

- L'orientation des grains dans des lames taillées parallèlement au litage, orientées ou non; en effet, il ne s'agissait pas de déterminer de cette façon des directions de courants, mais plutôt de déduire le mode de leur dépôt;
- La granulométrie, sur des lames taillées perpendiculairement à la stratification par la méthode de Carozzi.
- L'examen de l'état de conservation de la microfaune.

Rappelons que le matériel détritique est représenté surtout par des bioclastes et aussi des foraminifères entiers.

3.1. Orientation des grains

L'orientation des grains n'a pas de relation directe avec tel ou tel type de structure macroscopique qu'on vient de décrire (2ème partie - II - 2).

Par exemple les bancs calcarénitiques ne comportant que des lamines horizontales à Chamaloc, et des couches turbiditiques à la Jarjatte, ne montrent aucune orientation préférentielle des grains.

Au contraire, à Montbrand, Petit Vault et Châteauneuf-d'Oze, dans des bancs à structures très variées (flute casts, groove casts, ripples, etc.) l'orientation préférentielle des grains est générale. Cette orientation est celle des directions de courant constatées en chacun de ces points.

L'orientation des "clasts" dans ce genre de sédiment sableux dépend de deux paramètres principaux:

- la vitesse du courant, si elle est faible, favorise une bonne orientation des grains; si elle est forte, la turbulence donne des orientations de grains quelconques.

- la charge d'ensemble de la suspension; plus la charge est forte, moins les éléments seront orientés préférentiellement.

Les jeux de chacun de ces paramètres peuvent s'additionner ou se contrarier.

L'interprétation des exemples qui viennent d'être cités serait donc la suivante:

- Chamaloc : courant relativement faible, charge importante.
- La Jarjatte: courant fort (structure sédimentaire - flute, groove etc.), charge importante .
- Montbrand; Le Petit Vault: courant fort (flute, groove etc.), charge faible.

- Châteauneuf-d'Oze: courant et charge relativement moins forts.

3.2. Granulométrie en lame mince

Cette étude a permis l'établissement d'un certain nombre de ~~cour~~ courbes cumulatives (Fig. 27). Bien que le nombre restreint d'échantillons soit insuffisant et leur répartition verticale non systématique, on arrive à déceler des variations latérales de la granulométrie d'une région à l'autre.

Par exemple, à Marignac-en-Diois, on trouve que 64 % environ des grains sont supérieurs à 62 μ (limite inférieure des sables fins), indiquant la proximité de leur provenance. Par comparaison, à Chamaloc il n'y en a que 26 %. Ce changement indique une diminution graduelle de la taille moyenne des grains du NW au SE.

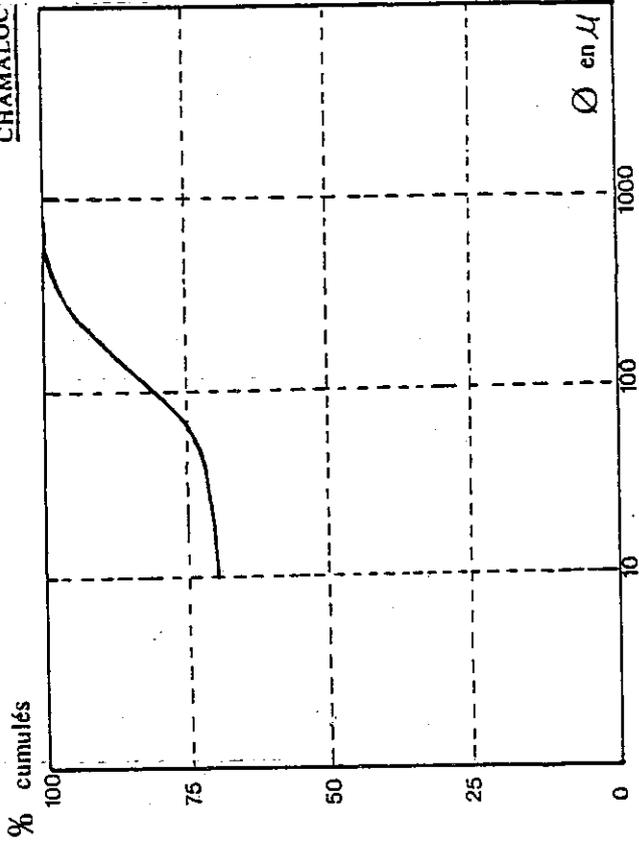
Une anomalie est observée aux Planeaux, qui bien que plus au SE, montre la fraction plus grossière voisine de 55 % du total. Cela pourrait être dû à un autre apport détritique issu d'une autre source située au N des Planeaux, ce qui serait en accord d'une part avec la direction de courant bi-modale déduite des structures sédimentaires, et d'autre part avec l'organisation séquentielle particulière des calcarénites mentionnées précédemment (1ère partie - I - 2.2.).

3.3. L'état de conservation de la microfaune

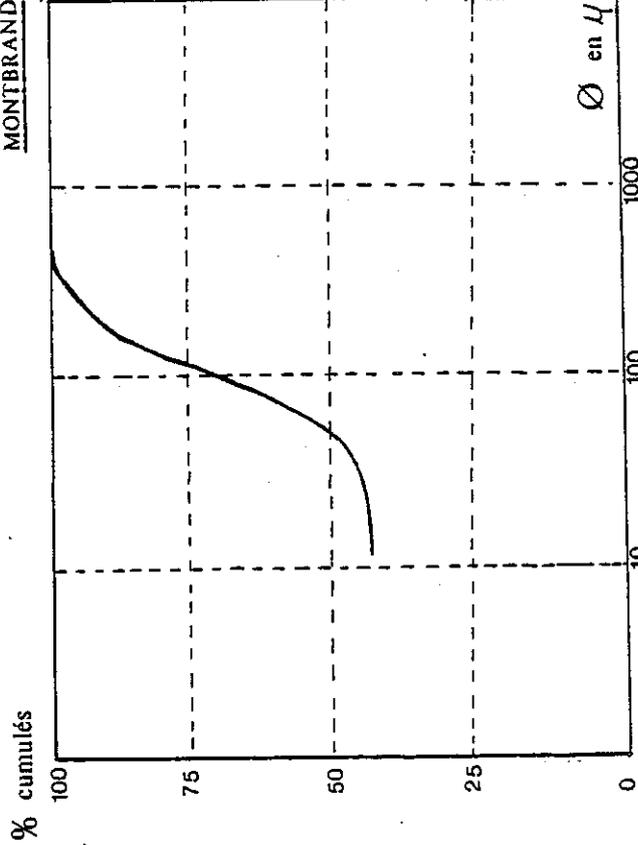
D'une manière très générale, les microfossiles contenus dans les calcarénites ne sont pas brisés et sont peu usés dans tous les secteurs, sauf à Montbrand et plus modérément à Petit Vaulx, où ils sont très écrasés et brisés, ce qui indique un remaniement plus grand des sédiments dans ces deux localités.

En plus de la charge et de la vitesse des courants assurant le transport de matériel, c'est le nombre "d'évènement de transport", et, corrélativement la distance de transport, qui jouent le plus grand rôle dans l'état de conservation de la microfaune.

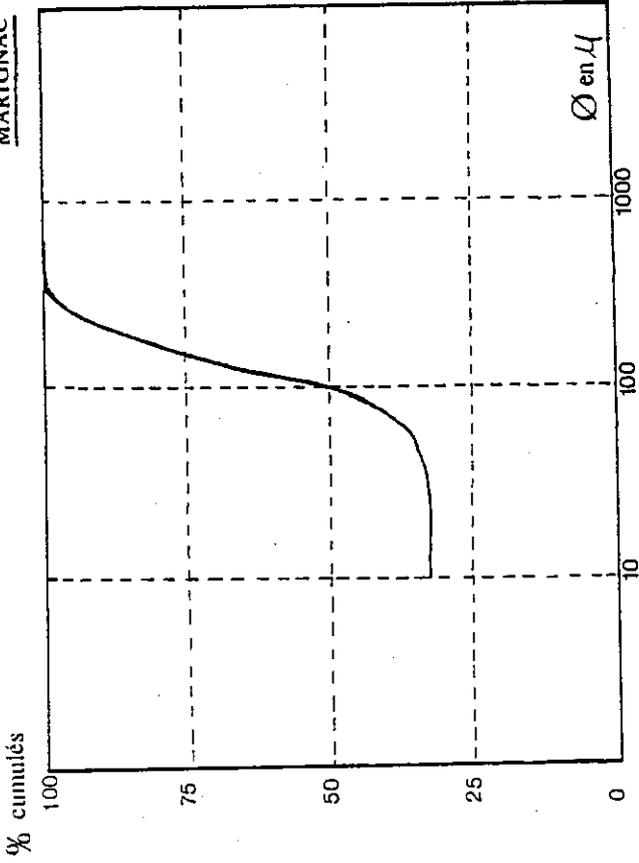
CHAMALOC



MONTBRAND



MARIGNAC



PLANEAUX

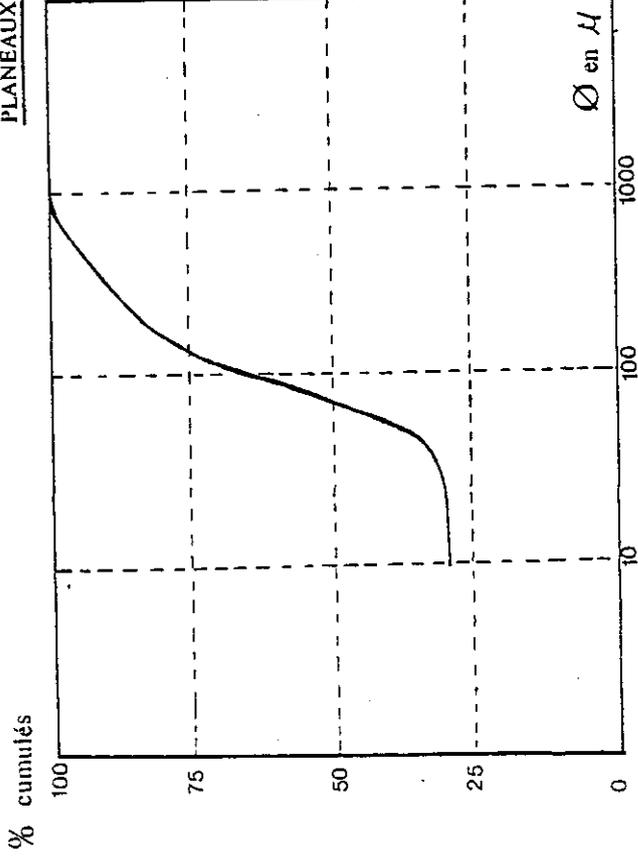


Fig. (27) : Granulométrie en lame mince des calcarénites du Valanginien supérieur

Dans le cas d'un transport par un courant de turbidité, la microfaune est déplacée et déposée en une seule fois. De plus, la très petite taille des tests les fait voyager dans la suspension des particules les plus fines, évitant ainsi le frottement et l'usure contre les grains les plus grossiers.

Ceci conduirait dès à présent à envisager que le mécanisme des courants de turbidité intervient dans le dépôt de la plupart de ces calcarénites.

Un mauvais état de conservation de la microfaune correspondrait au contraire à une série de déplacements continus en compagnie du matériel de même calibre (usure) selon un mécanisme de courant différent, interférant parfois avec celui de turbidités. Or on verra que dans les régions de Montbrand, Petit Vaulx, où la microfaune est très mal conservée, le bilan des structures sédimentaires permet de penser que le dépôt s'effectue par des "courants de contours".

4. CONCLUSION : INTERPRETATION DES MODES DE DEPOT

4.1. Evidence pour le transport du matériel détritique

La présence de matériel bioclastique dans un bassin caractérisé par ailleurs par des dépôts typiquement pélagiques, est elle-même une indication de son origine "étrangère" au bassin proprement dit.

De plus, le large éventail de structures sédimentaires primaires offertes par ce matériel est l'indication d'un transport de ces sédiments depuis leur source vers leur lieu de dépôt par des courants fortement turbulents.

Le fait que la microfaune benthique est généralement bien préservée, avec des formes entières et peu usées, n'est pas en contradiction avec leur transport. Aussi surprenant que cela soit à première vue, ce fait peut être expliqué par la taille très petite de ces

foraminifères, qui évitait leur interaction dans la collision des grains pendant leur transport.

4.2. Evidence pour le transport par des courant de turbidité

Dans certains secteurs, on observe une organisation séquentielle systématique des structures internes dans les bancs calcarénitiques. Par exemple, les bancs détritiques du Valanginien supérieur de La Jarjatte montrent des séquences semblables à celles décrites dans des turbidites typiques (BOUMA, 1962), avec tous les intervalles de "a" à "e". Les semelles des bancs comportent alors les structures de courants classiques (flute casts, groove casts, etc.).

Ce modèle complet des turbidites typiques est néanmoins exceptionnel. Ailleurs, cette séquence est souvent tronquée; par exemple à Marignac-en-Diois, elle se limite aux intervalles a - b - c -, suivis directement par l'intervalle "e".

La présence systématique de l'intervalle basal "a" dans les turbidites de Marignac et de La Jarjatte, indique leur caractère relativement proximal en accord avec leur situation dans la partie nord du bassin.

4.3. Autres modes de dépôt possibles

Toutefois, dans certains cas, par exemple à Montbrand et Petit Vault, l'épaisseur entière des bancs est généralement formée par de simples litages obliques. Très rarement quelques laminations horizontales peuvent se rencontrer dans la partie inférieure des bancs.

FERRY (1966), y voit la superposition des intervalles "b" et "c" de la séquence des turbidites typiques. Mais plusieurs faits s'opposent à cette interprétation:

- la netteté de la surface supérieure des bancs;
- la bioturbation abondante intéressant les bancs sur presque toute leur épaisseur: comme nous l'avons vu, cette particularité correspond à un dépôt plus progressif que celui des turbidites;
- la très mauvaise conservation de la microfaune, interprétée comme indice de transport long et continu, en désaccord avec le mécanisme brutal des turbidites;
- les grains dans les des bancs ont généralement une orientation préférentielle.

- enfin, les directions de courants mesurées ne suivent pas le modèle général du reste du bassin (voir Fig.42).

On verra dans le IVe chapitre de la 2ème partie de ce mémoire, que la direction de ces courants ne correspond pas à celle de la pente déduite des slumps.

Tous les caractères que l'on vient de mentionner indiquent que le dépôt de ces faciès particuliers de la région de Montbrand et Petit Vault, pouvait résulter de "courants de contours" (voir tableau 4).

4.4. Aperçu sur la configuration du bassin et sur l'origine du matériel bioclastique

La comparaison des directions de courant, déduites des structures sédimentaires, avec la variation du "stock" calcarénitique en nombre (% en épaisseur dans la série) et en calibre (granulométrie moyenne) permet de localiser la partie profonde du bassin vers le SE, dans le secteur compris entre Serres et Sisteron.

Les apports du matériel détritiques se feraient du N-NW vers le SE, en provenance d'une aire favorable au développement de la microfaune benthique, c'est-à-dire d'un domaine de plate-forme situé au N ou au NW du Vercors actuel.

III - INDICATEURS DE PALÉOPENTES : LES SLUMPS

1. INTRODUCTION

Alors que de nombreuses structures indiquent des directions de paléocourants dans les roches sédimentaires, il y en a relativement peu qui soient le reflet des directions de paléopentes. Il s'agit de structures formées par le glissement des sédiments encore non consolidés, que nous désignons ici, par commodité (voir avertissement dans l'introduction générale), sous le nom de "slumps". Cette notion a été clairement précisée par RUPKE (1976):

- Slumping (Glissement sous-marin): processus de déformation pénécourante d'un sédiment par glissement gravitaire; des déformations élastiques, plastiques ou presque visqueuses y sont impliquées.

- Slump : dépôt résultant du "slumping".

- Slump sheet : ("nappe" de glissement): slump dont l'extension latérale est extrêmement grande par rapport à son épaisseur.

Non seulement le Valanginien - Hauterivien que nous avons étudié, mais la totalité de la série du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du domaine vocontien est tellement riche en slumps, que, dès le début, notre attention fut attirée par ces couches déformées en vue de les utiliser dans notre problème de la reconstitution du bassin.

Le point essentiel était de comprendre la mise en place de ces slumps dans un bassin caractérisé par ailleurs par une sédimentation "autochtone" régulière.

Il y a longtemps qu'il n'y a plus de controverse quant à la nature tectonique ou sédimentaire des déformations affectant les "slumps". Dès les premières notes détaillées de JONES (1937) et

GOGUEL (1938), il devint clair et convainquant que ces plis résultaient de glissements sous-marins de sédiments non consolidés pénécemporai- nement de leur dépôt. Depuis cette époque, de nombreux auteurs se sont intéressés à cette question, aussi bien dans les formations géologiques anciennes (en particulier BEAUDOIN B. pour la région étudiée) que maintenant dans les milieux sous-marins actuels.

2. CONDITIONS DE DECLENCHEMENT DES SLUMPS

Nous distinguons deux grandes catégories de conditions:

- les conditions liées à la nature des sédiments;
- les conditions extérieures aux sédiments.

2.1. Conditions liées à la lithologie des sédiments

2.1.1. Manque de cohésion des sédiments

a) Granulométrie

- les silts grossiers et les sables très fins ont de faibles cohésions moléculaires et de surface, et tendent à former des couches sous compactées instables (DOTT, 1963). Tout évènement modifiant l'état initial de cet assemblage contribue à la mise en suspension du silt et du sable dans l'eau. Les grains n'étant plus en contact, la suspension n'a pratiquement plus de cohésion, ce qui permet la mise en mouvement du matériel sous forme d'un slump (LEWIS, 1971).

b) Stratonomie

- dans le cas d'une alternance de couches grossières et fines, ces dernières peuvent fluer et rendre instable les couches grossières sus-jacentes,

- une fine couche argileuse dans un matériel sableux constitue un plan de glissement pour le reste de la série;

- une brusque variation latérale de la granulométrie et donc du faciès peut aussi être une cause d'instabilité (JONES, 1937).

2.1.2. Contrainte exercée par la colonne sédimentaire

La surcharge de la colonne sédimentaire entre en jeu dès que la pente selon laquelle se dépose les sédiments n'est pas nulle. On a cité des exemples de glissements actuels qui se sont déclenchés sur des pentes de moins de 4° (LEWIS, 1971).

Le taux de sédimentation intervient également: un apport brutal d'une importante quantité de matériel en un point peut entraîner le glissement des sédiments déjà déposés. Ce phénomène se produit en général sur toutes les zones de rupture de pentes et en particulier au long des marges continentales.

Enfin le rythme de sédimentation joue aussi un rôle important: l'accumulation continue d'une masse sédimentaire tend à faire diminuer son volume par compaction. Si le drainage est retardé, la tendance à la décroissance de volume se traduit par une augmentation de la pression interstitielle. Si cette pression égale ou dépasse la pression lithostatique, la pile sédimentaire devient instable, et peut se mettre en mouvement dans un slump (MARSHALL, 1978).

2.1.3. Activités des organismes

La bioturbation a été considérée par certains auteurs comme une cause possible d'une instabilité de sédiments en raison de la désorganisation qu'elle crée dans ceux-ci.

2.2. Conditions extérieures aux sédiments

2.2.1. Agitation et mouvements dans le milieu marin

- pression différentielle des vagues: causée par des vagues géantes liées à des tempêtes, elle est souvent à l'origine du déclenchement et de la progression des slumps en eau peu profonde, même sur des pentes très faibles (MARSHALL, 1978).

- érosion sous-marine par des courants: le déblaiement continu des sédiments au pied des talus et le creusement des canyons sous-marins sont une cause supplémentaire d'instabilité.

2.2.1. Mouvements tectoniques

On peut envisager les déformations brutales (jeu de failles avec séismes etc.) et des déformations continues à l'échelle d'un bassin.

- séismes: MORGENSTERN (1967) cite sept exemples de glissements sous-marins majeurs déclenchés par des séismes de magnitude supérieure à 6,5.

- la création et l'entretien de pentes dans un bassin à sédimentation pélagique dépendent en partie des mouvements lents de subsidence, liés à l'évolution des plaques lithosphériques.

Parmi les conditions de déclenchement des slumps cités dans la littérature, et dont on vient de faire une brève revue, il semble que celles qui jouent le rôle dominant dans la série du domaine étudié sont les suivantes:

- la rythmicité marno-calcaire de la série;

- la présence de pentes sous-marines entretenues par une subsidence continue et par l'approfondissement d'un système de canyons sous-marins.

3. ANATOMIE D'UN SLUMP TYPIQUE :

3.1. Introduction

Comme nous l'avons déjà vu dans le paragraphe précédent, le déclenchement d'un glissement sous-marin est fonction de plusieurs paramètres ou facteurs. Selon les caractères lithologiques de la masse en glissement et aussi de l'angle de la pente, le déplacement peut s'effectuer d'une façon très lente, comme l'écoulement d'un glacier, ou à des vitesses de plusieurs dizaines de kilomètre/heure (CARTER, 1975). Quant aux distances parcourues, elles dépendent des causes initiales et de la complexité de la topographie sous-marine.

LEWIS (1971) note que pendant le glissement, la partie frontale du slump est en compression tandis que la partie arrière est en distension. La compression se traduit par un chevauchement ou un plissement des sédiments sous-marins. La distension effondre le plancher sous-marin selon des failles qui mettent à nu la surface de glissement. Cette surface souvent plus ou moins oblique par rapport à la stratification, peut être considérée dans sa totalité comme une surface de faille. Dans la partie centrale, les couches glissées peuvent rester non déformées.

En général, dans un glissement gravitaire, plusieurs mécanismes interviennent pour entraîner les sédiments vers les parties profondes du bassin. KUENEN (1951) par exemple, suggère la possibilité d'une transition d'un glissement en masse continue à une coulée boueuse (mud flow); cette dernière évoluerait à son tour vers un courant de turbidité (DOTT, 1963 - MORGENSTERN, 1967 - KOMAR, 1971 - HAMPTON, 1972)

3.2. Les différentes parties d'un slump typique

La figure 28 montre les différentes parties d'une "nappe" de glissement que l'on pourrait rencontrer dans le cas le plus idéal.

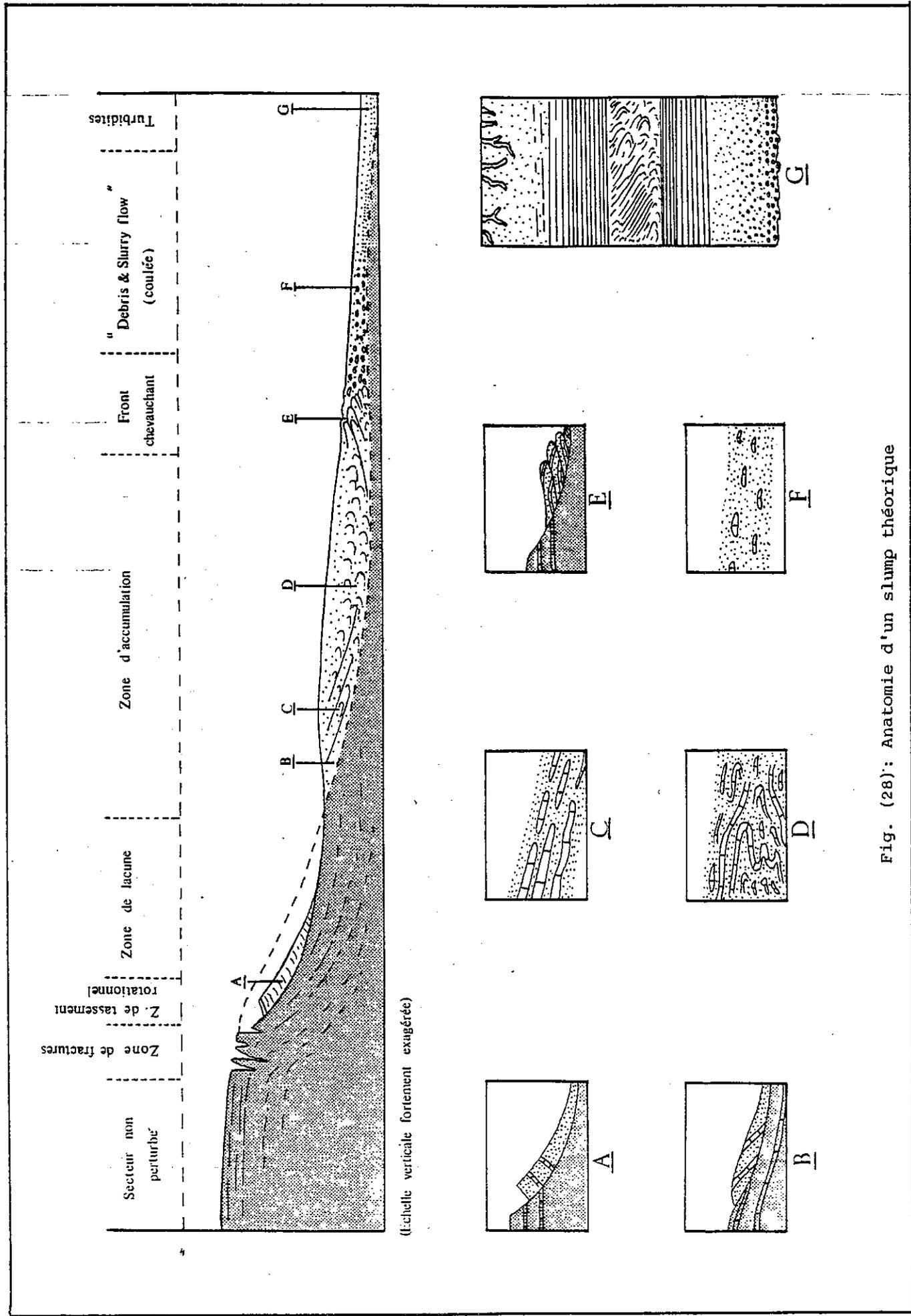


Fig. (28): Anatomie d'un slump théorique

3.2.1. Zone de fractures

En fonction de l'une des nombreuses causes citées dans le paragraphe précédent (2e partie - III - 2), plusieurs zones de faiblesse apparaissent dans les sédiments. Des fractures perpendiculaires ou obliques à la stratification prennent naissance, le long desquelles une partie des sédiments se détache du reste de la pile sédimentaire.

De telles fractures ont été observées dans le Berriásien aux environs de Luc-en-Diois (JOSEPH P. & SEMPERE T., rapport ENSMP inédit in LE DOEUFF- 1977)

3.2.2. Zone de tassement rotationnel (Fig. 28 A)

Cette partie, généralement bien développée dans les glissements de terrains anciens, est très rarement observée dans le domaine étudié, bien que cette structure proximale ait été citée dans la littérature (DOTT, 1963 - COOKE & al., 1972).

3.2.3. Zone d'ablation ou de lacune

Elle correspond à la partie d'un bassin d'où la tranche du sédiment a été arrachée, ce qui est la cause d'une lacune. Ce modèle a été décrit dans le Barrémien au Sud du Vercors par ARNAUD (1979) ainsi que FERRY (1979).

On a vu que la disparition locale de la série calcarénitique du Valanginien supérieur au Col des Bertrands près de Montbrand, donne lieu à une telle structure (1ère partie-I-2.3.).

3.2.4. Zone d'accumulation : le slump s. str.

Une large variété de structures peut être observée dans la masse du slump. Mais d'une manière générale, cette masse s'accumule en presque concordance sur les couches sous-jacentes non perturbées. On peut ainsi observer d'amont en aval:

- un secteur proximal avec des groupes de bancs inclinés dans la direction de glissement (Fig. 28 B). Ce cas a été observé dans l'Hauterivien, dans le slump "S4" de Montbrand, et sur la rive occidentale du Lac de Castillon. Il correspond probablement à un déplacement sur une courte distance et sur une pente faible.

- un secteur central où se rencontre d'abord une accumulation de boudins d'étirement (Fig. 28 C) passant progressivement vers l'aval à une zone de plis synsédimentaires (Fig. 28D).

Il est à noter que certains de ces plis présentent parfois une schistosité en éventail dans leurs charnières. L'absence totale de schistosité tectonique régionale dans la série étudiée permet d'affirmer qu'il s'agit bien d'une schistosité "synsédimentaire".

- un secteur frontal: si le slump reste cohérent pendant son déplacement, sa partie aval peut montrer un empilement de strates se chevauchant les unes sur les autres avec des plis très complexes et une surépaisseur locale du slump (Fig. 28 E).

3.2.5. Zone chaotique distale

La frange aval d'un slump rassemble du matériel entièrement fragmenté où toute stratification est détruite. Ce mélange chaotique et plus ou moins pâteux, lié par des vases en suspension, peut s'écouler sur de longues distances pour former des "Debris-flow" ou des "Slurry flow" (CARTER, 1975), désignés aussi sous le nom de slumps incohérents ou "fluidaux". Toutes les transitions possibles existent entre les slumps cohérents et incohérents, de même qu'entre débris-flow et turbidites (Fig. 28 G).

4. LES PALEOPENTES DEDUITES DE L'ETUDE DES SLUMPS

Déjà au siècle dernier, on avait exprimé l'idée que l'organisation des structures des slumps pouvait refléter la direction des paléopentes qui les avaient conditionnées (Mc GEE, 1891). Mais ce n'est que récemment que cette idée fut réellement appliquée. Alors qu'il observait les slumps de l'Hauterivien près de Serres (H.Alpes), GOGUEL (1938) constatait que les " plis sont toujours déversés vers l'Est, ce qui tendrait à faire penser que le glissement s'est fait dans cette direction ". JONES (1940) avait aussi remarqué que, dans une masse de sédiments glissés, les plis qui s'y développent ont leurs axes plus ou moins perpendiculaires à la ligne de plus grande pente.

4.1. Méthodes de mesure

Depuis les premières applications de JONES et GOGUEL, il y a déjà quarante ans, les techniques usuelles de l'analyse des slumps n'ont guère varié. La méthode que nous avons employée, la plus courante, est celle de "l'Axe Moyen", qui consiste à mesurer les directions des axes des plis et des boudins, supposés parallèles aux horizontales de la paléopente. La direction de cette dernière est déduite de la moyenne des mesures pour un affleurement donné dans un slump. Le "sens" de la pente ne peut être connu qu'après un examen attentif des plis déversés. Ces mesures doivent éventuellement être corrigées du pendage tectonique par rabattement.

Récemment on a proposé une méthode dite "Séparation Arc Method" (HANSEN -1965,1967-, GEVIRTZ & HANSEN -1973-), qui utilise des informations sur l'orientation des axes de plis, en même temps que sur le sens de rotation de chaque axe. Les directions des plis sont portées sur une projection équivalente, avec leur sens de rotation supposé observé face au plongement axial. Selon cette convention, les plis vont souvent se grouper en deux plages d'assymétrie. Le sens de la pente est donné par la bisectrice de l'angle formé par les pointes extrêmes des deux plages ("séparation angle or arc") (Fig.29).

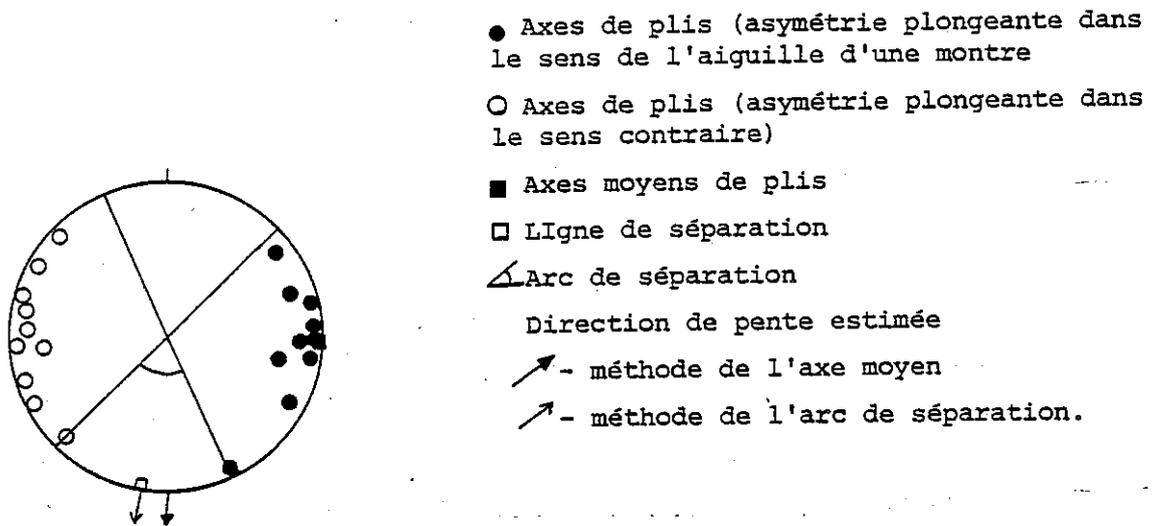


Fig. (29): Représentation sur une projection équivalente de la distribution d'axes de plis hypothétiques, illustrant les méthodes de l'axe moyen et de l'arc de séparation. La guirlande des points et le plan du slump sont horizontaux. La paléopente plonge vers le Sud.

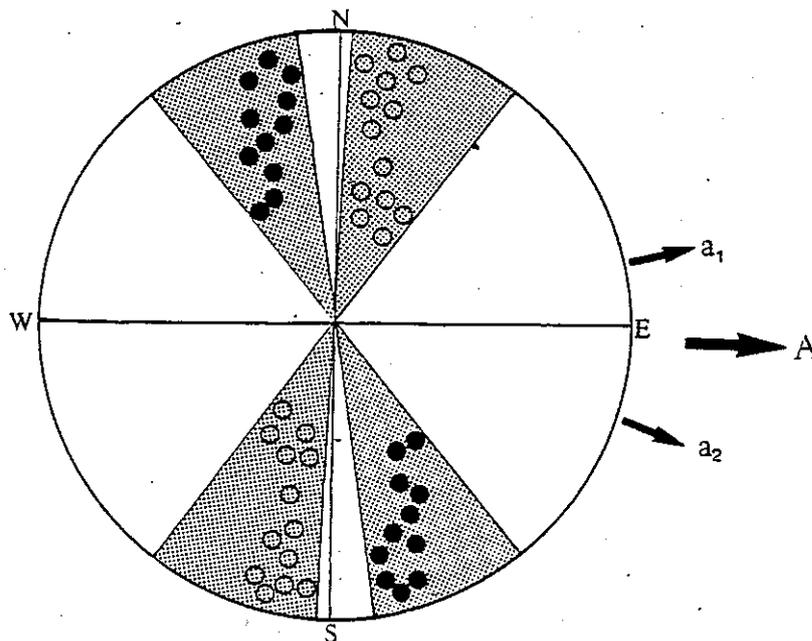


Fig. (30): Application de la méthode de l'axe moyen, Hauterivien-Montclus.

a_1 et a_2 - deux directions préférentielles du slumping

A - paléopente moyenne

Les avantages et les inconvénients de cette méthode ont été discutés récemment par WOODCOCK (1979).

4.2. Objets mesurés

Les slumps présentent de nombreuses structures et objets susceptibles d'être observés et mesurés en tant qu'indicateurs de paléopente.

4.2.1. Plis synsédimentaires

Ce sont les éléments les plus importants pour la détermination de la paléopente. Malgré leurs formes extrêmement variées, on peut les regrouper en deux catégories:

a) Structures plissées à l'intérieur d'un banc

Elles résultent du fluage des sédiments pendant leur dépôt ou immédiatement après, sous l'effet de la gravité ou de toutes autres causes citées précédemment (2ème partie - III - 2). Elles sont révélées par l'enroulement des lamines éventuelles dessinant des "convolute laminations" ou encore par des silicifications contournées.

Ces plis qui n'ont généralement pas une orientation préférentielle, ne sont pas de bons indicateurs de paléopente.

b) Plis affectant un ou plusieurs bancs

Ces plis se forment pendant le glissement de la masse des sédiments déjà déposés et stratifiés, mais non consolidés. On les observe surtout dans les parties centrales et frontales de la zone d'accumulation (III.3.2.4.).

On postule que les axes 'b' de ces plis sont plus ou moins parallèles aux horizontales des paléopentes; leur déversement éventuel indique, en principe, le sens de la pente. Or, assez souvent, dans un même affleurement, on observe une certaine dispersion des directions des plis. Cela peut résulter de l'interaction des éléments individuels dans la

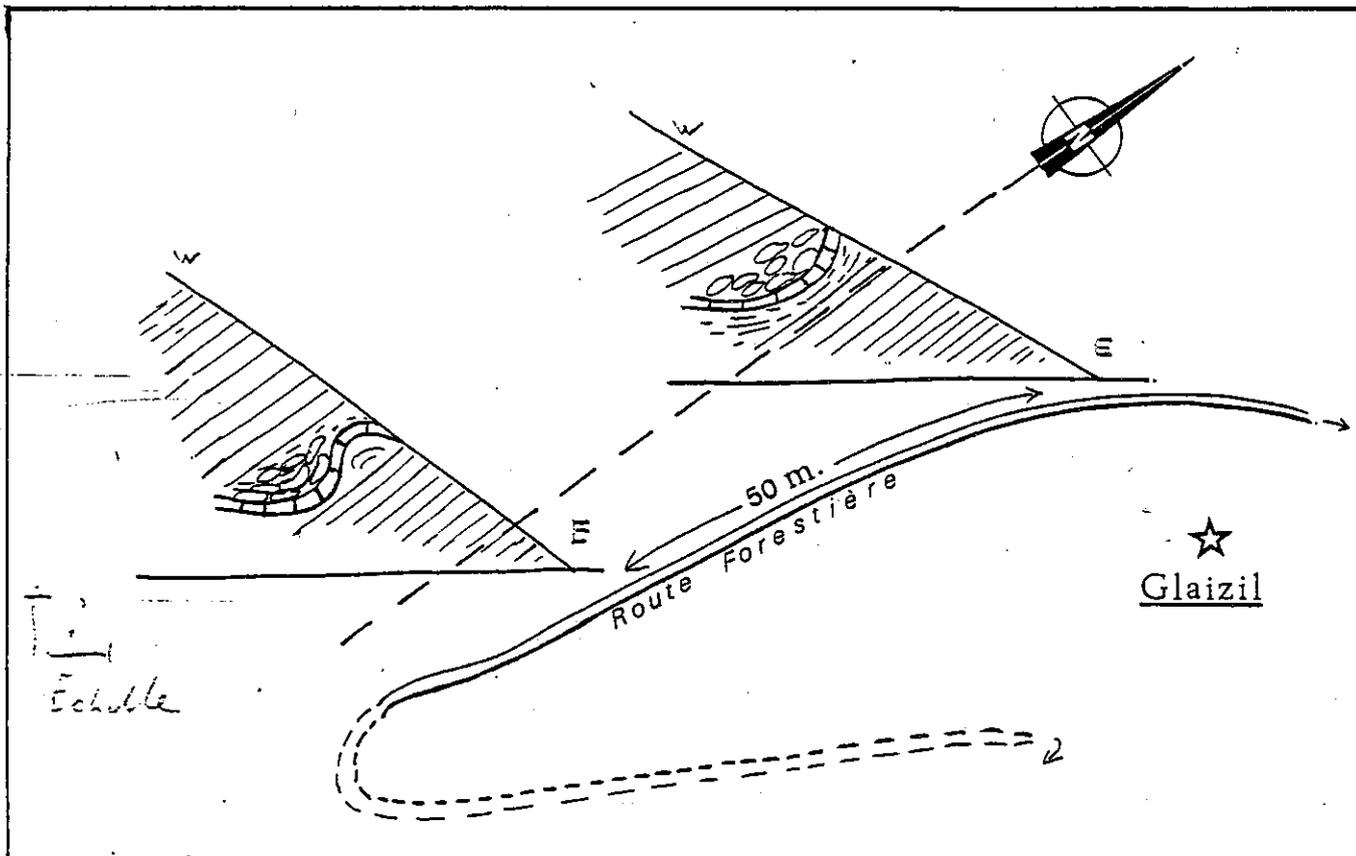
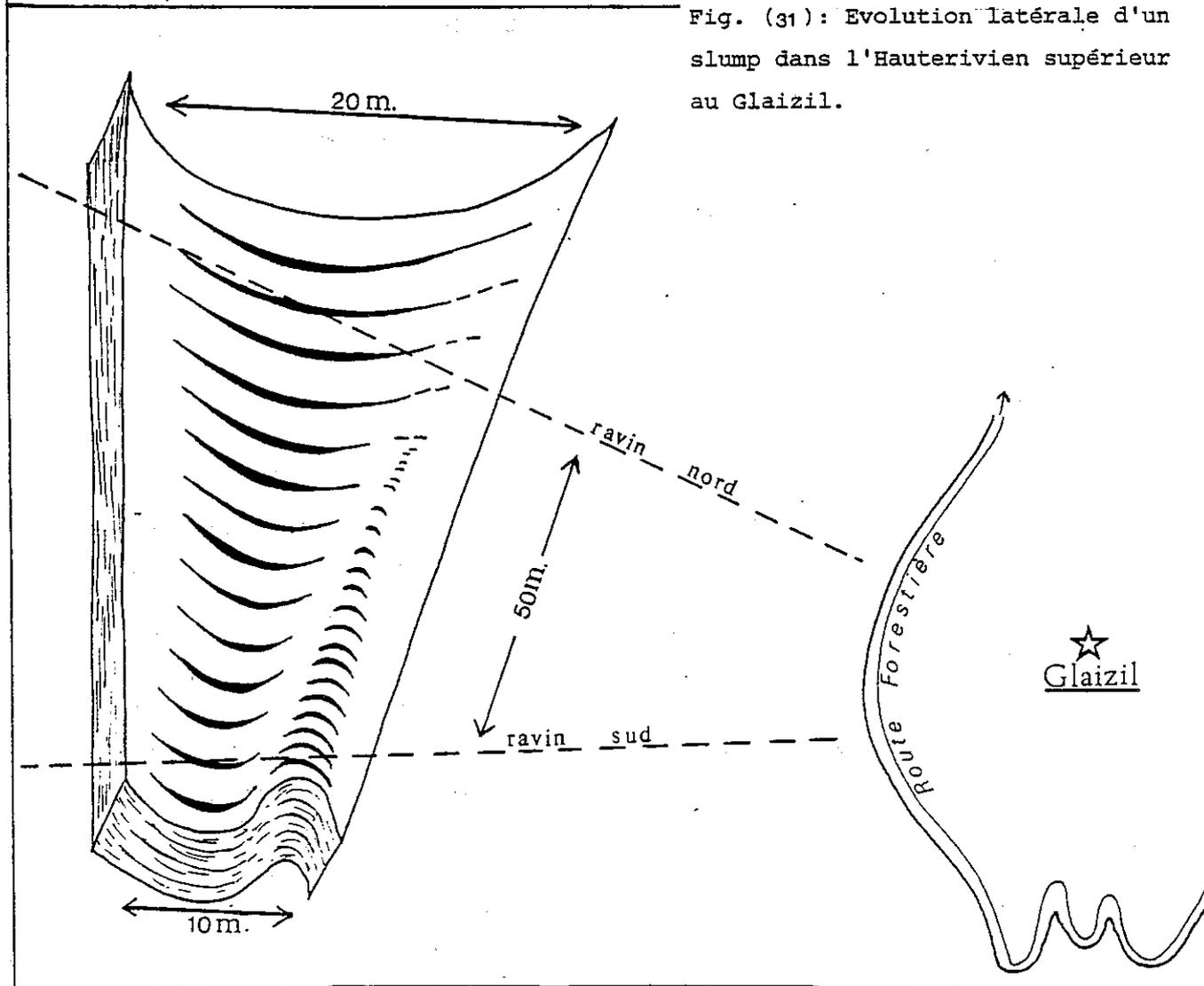


Fig. (31): Evolution latérale d'un slump dans l'Hauterivien supérieur au Glaizil.



masse du slump, ou de la confluence de plusieurs glissements distincts. Un exemple typique de ce modèle est fourni par les slumps de l'Hauterivien de Montclus (Fig. 30).

Enfin, on doit envisager l'existence de plis de directions très obliques ou même perpendiculaires aux horizontales des pentes. Un très bon exemple est fourni par l'Hauterivien du Glaizil:

L'Hauterivien supérieur à l'Ouest du Glaizil (bordure est du Dévoluy) affleure dans deux ravins parallèles séparés par une distance d'environ 50 m. Le premier slump à la base de l'Hauterivien supérieur, dans le ravin nord, est souligné à sa base par un banc calcaire de 30 cm d'épaisseur, continu sur plus de 20 m, qui forme un unique grand pli "synclinal" très ouvert dont le coeur est rempli par le reste du slump.

Dans le ravin sud, le même banc dessine, sur une distance d'environ 10 m, successivement d'Ouest en Est une synforme de faible amplitude et une antiforme plus aigüe.

Dans cet exemple, on constate les points suivants:

- il est parfaitement possible de retrouver le même banc plus ou moins déformé à la base du même slump sur une distance d'au moins 50 m;
- la structure observée est semblable à un modèle typique de pli conique;
- l'axe de ce pli est anormalement plus ou moins parallèle à la direction de glissement établie en ce point, et qui est d'environ N 200° (voir fig. 31).

Il y a donc ici un serrage transversal qui se fait perpendiculairement à la direction de glissement, probablement en raison de la configuration locale de la pente (talweg ?)

4.2.2. "Méga-litage" oblique

On a vu que certaines parties du slump peuvent présenter une accumulation de bancs, plus ou moins continus, obliques par rapport à la stratification normale.

Des mesures faites en certains points du bassin, ont montré que la direction des plans matérialisés par ces "mega-foresets" est généralement semblable à celle fournie par des axes de plis dans la même série.

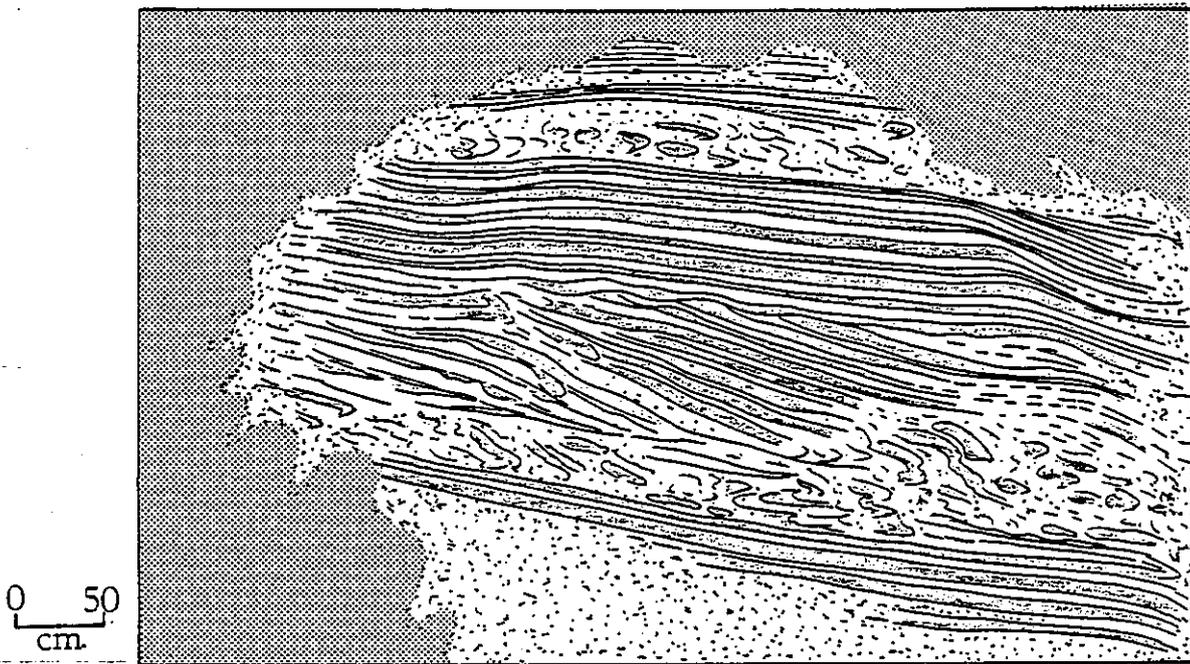


Fig. (32): Méga-litage oblique dans le slump 'S4' de l'Hauterivien Montbrand

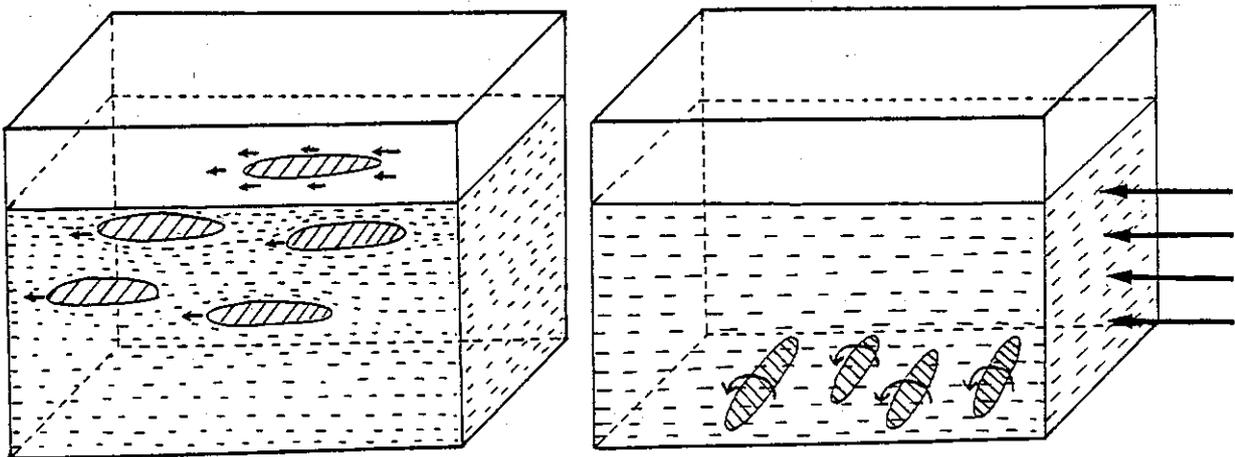


Fig. (33): Orientation des grands axes des "boules"

A- Boules entraînées dans le courant - grands axes parallèles au courant

B- Boules roulant sur le fond- grand axes perpendiculaire au courant.

On peut donc penser que l'inclinaison de ces paquets de strates reflète assez bien la pente selon laquelle s'est déclenché le slump. Le sens du glissement, c'est à dire de la pente, est fréquemment précisé par la présence des crochons d'entraînements (synsédimentaires) à la base du paquet glissé.

De bons exemples de ce type de structure sont fournis par l'Hauterivien de Montbrand et de Castillon, indiquant que ces deux endroits correspondaient à une paléogéographie de faibles pentes de part et d'autre du bassin.

4.2.3. Stries de glissements synsédimentaires

Le mouvement relatif des différents éléments dans un slump produit des stries à leur surface. C'est aussi un aspect commun des boules de glissements où se produit une friction entre les lamines (Hauterivien du Puy de Manse).

A une autre échelle, un slump peut laisser des marques de son passage sur un banc sous-jacent, sous forme de stries ou de rainures (Hauterivien de Montclus).

Ces stries donnent naturellement une bonne indication de direction, mais pas de sens de déplacement.

4.2.4. Direction des grands axes des boules (ou "coussins") de slumps.

Un grand nombre des boules, plus ou moins ovoïdes, de différentes dimensions, sont généralement emballées dans la matrice marneuse. Dans un affleurement donné, ces boules ont une tendance à avoir leurs grands axes tous alignés dans la même direction.

La comparaison avec d'autres indicateurs de paléopentes (plis synsédimentaires) montre que cette orientation est soit parallèle, soit perpendiculaire à celle de la pente.

Ces contradictions, s'expliquent probablement par le mode de leur déplacement:

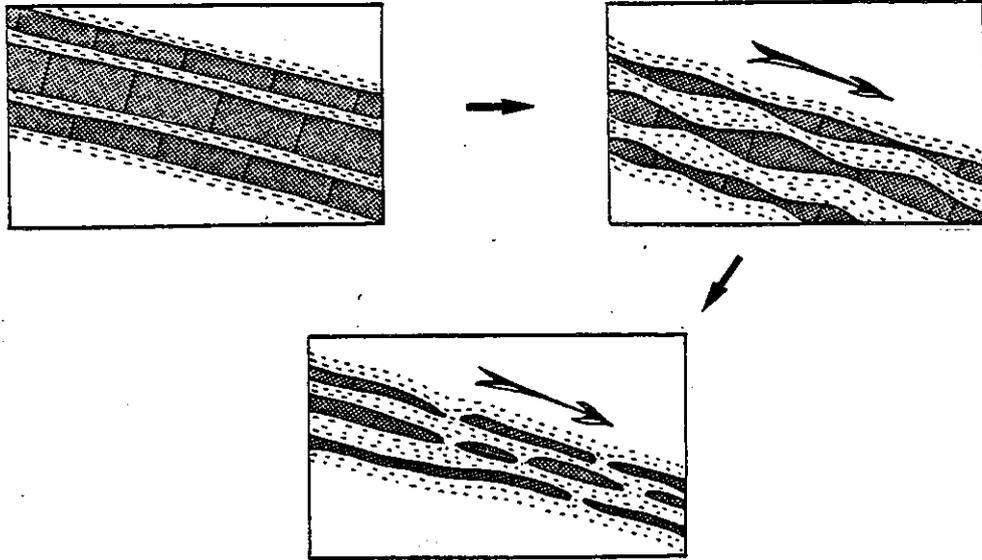


Fig. (34): Formation des Boudins d'étirements synsédimentaires.

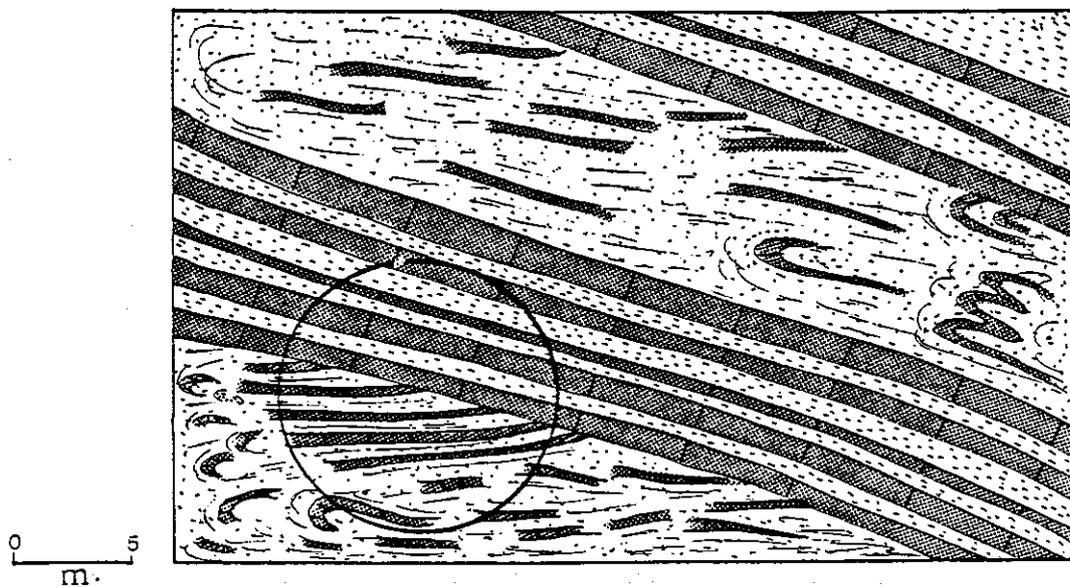


Fig. (35): Discordance sommitale tronquant un slump.
Slump 'S₃', Hauterivien inférieur, Montclus.

- si les boules "flottent" dans le fluide, leurs grands axes seront orientés plus ou moins dans la direction du mouvement;
- si, au contraire, les boules roulent sur le fond, leurs grands axes auront une tendance de s'orienter perpendiculairement à la pente.

Donc, les orientations des boules dans un slump ne suffisent pas à elles seules pour déterminer les paléopentes.

4.2.5. Boudins d'étirements synsédimentaires

La variation d'épaisseur des bancs par étirement est très commune dans les slumps. Cet étirement peut aller jusqu'à la formation de boudins, dont l'orientation peut être mesurée.

Cet étirement apparaît dès que la partie frontale d'une masse semi-consolidée glisse plus rapidement que le reste, créant ainsi une tension dans la direction de déplacement. L'exagération du boudinage, peut conduire à la formation de boules isolées les unes des autres (Fig.34).

Des boudins synsédimentaires peuvent être observés dans la coupe de Montclus, à environ 60 m au-dessus de la "Barre-à-silex" de l'Hauterivien.

4.2.6. Orientation des fossiles

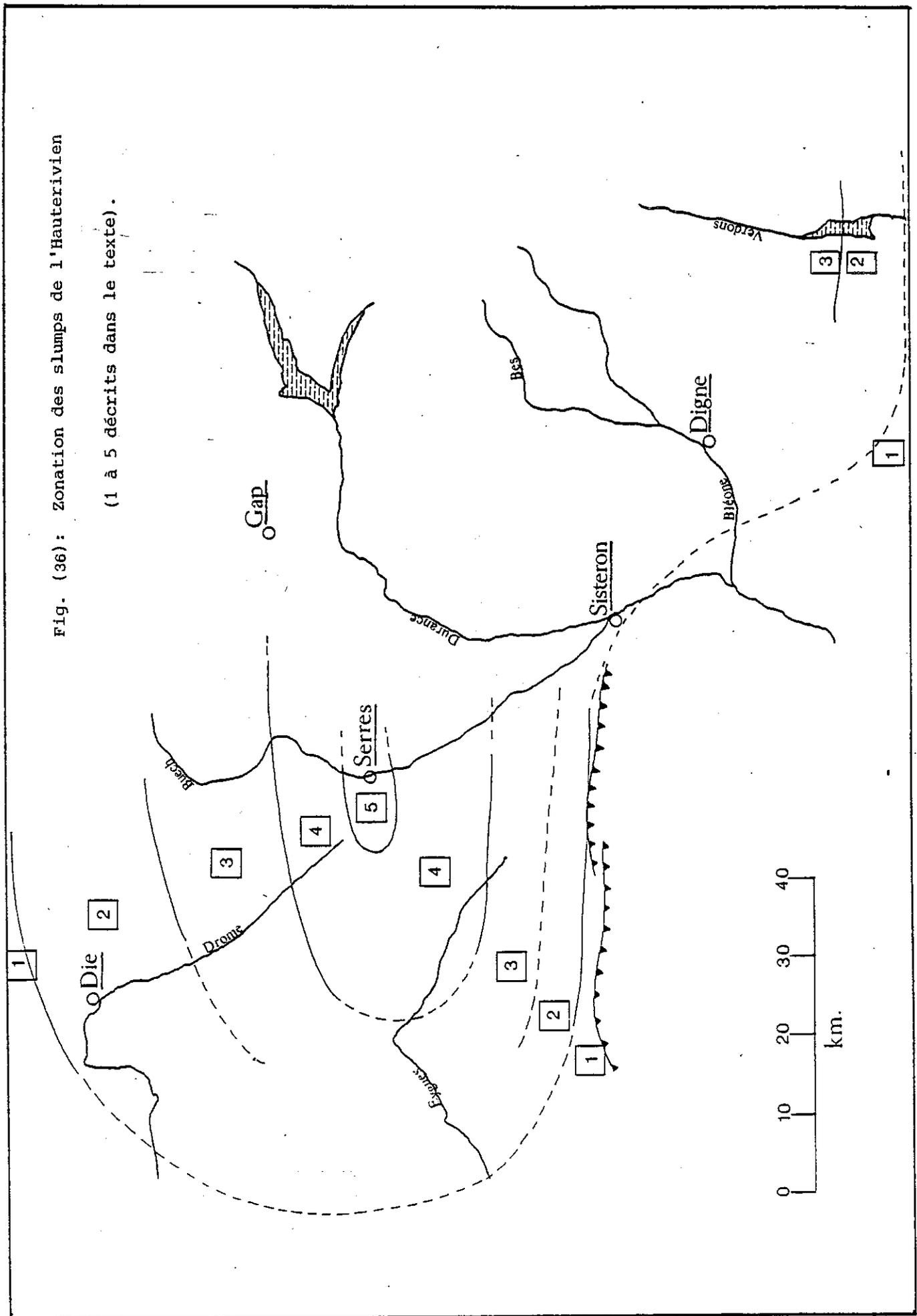
On a déjà mentionné un exemple exceptionnel de l'orientation préférentielle des ammonites au toit des slumps dans l'Hauterivien de la région de la Charce (2ème partie - II - 2.3.1.).

Conclusion

Parmi tous ces éléments de mesures, ce sont les plis synsédimentaires dans les slumps qui apportent l'information la plus précise, et qui servent à contrôler la valeur des autres indicateurs de paléopentes.

On pourrait citer encore d'autres exemples d'objets mesurables que nous avons volontairement passés sous silence.. On en trouvera mention dans les ouvrages de FRIEDMAN et SANDERS (1978), POTTER et PETTIJOHN (1977) etc..

Fig. (36): Zonation des slumps de l'Hauteriviien
(1 à 5 décrits dans le texte).



5. REPARTITION DES SLUMPS DANS LE DOMAINE ETUDIE

5.1. Essai de zonation des types de slumps

Comme on le constate dans les bassins marins actuels, le bassin vorontien montrait pendant le Crétacé une large variété de glissements synsédimentaires. Les aires de bordures, probablement avec de faibles pentes, étaient plus ou moins épargnées par les glissements. Inversement, en se déplaçant dans le sens de la paléopente indiquée par les slumps, on doit s'attendre à rencontrer des slumps de plus en plus nombreux et complexes.

En faisant le bilan de tous les types de slumps rencontrés dans le Valanginien supérieur - Hauterivien du domaine étudié, on voit apparaître un certain nombre de zones plus ou moins concentriques, chacune assez bien caractérisée par la domination d'un type de slump (Fig.36).

Zone 1 - Zone à série apparemment entièrement régulière, sans slumps. Dans la partie nord, il s'agit de la région de St-Julien-en-Quint et de Marignac-en-Diois, qui selon FERRY (communication orale), se poursuivrait plus à l'Ouest par celle du pays de Bourdeaux et de Dieulefit. Plus au Sud, l'Hauterivien au Nord du Col de Negron (Mgne. de Lure au Sud de Séderon) est aussi entièrement régulière. Cette zone dépourvue de tout indice de pente se prolonge certainement vers le SE à travers la Mgne. de Lure en direction de la partie méridionale de l'Arc de Castellane.

(En réalité, il faudrait tenir compte du chevauchement de l'unité Ventoux/Lure, vers le Nord et des complexités de l'Arc de Castellane pour déterminer la position palinspastique de cette limite vers le sud).

Zone 2 - Dans cette zone, on observe des bancs légèrement ondulés avec quelques rares plis synsédimentaires; le boudinage est rare ou absent. C'est le cas de l'Hauterivien de Chamaloc, des Planeaux, des environs de Séderon et de la région située au Nord immédiat de Castellane.

Zone 3 - Elle se caractérise par la prédominance des slumps cohérents avec des bancs continus, plus ou moins obliques à la stratification (disposition en mega-litage oblique). Cette zone est jalonnée par les affleurements de Montbrand et des environs de Castillon.

Zone 4 - Cette zone comprend des slumps, essentiellement très riches en plis synsédimentaires de dimensions et formes très variées, avec les éléments prépondérants sur la matrice. On la suit depuis Veynes vers Luc-en-Diois, Montferrand-Le-Fare, jusqu'aux environs de Salerans.

Zone 5 - C'est la zone des slumps fluidaux et chaotiques, riches en matrice marneuse, de la région de Montclus - Serres, qui apparaît comme le point de concentration de nombreux glissements.

Le schéma ainsi construit (Fig.36) n'est pas une image définitive de la configuration bathymétrique du bassin, mais il donne une idée de l'importance des pentes sous-marines dans la sédimentation.

Il permet de localiser une ligne de rupture de pente (à la limite des zones 1 et 2), et de déceler une tendance générale à l'augmentation de la profondeur de la zone 1 vers la zone 5, en accord avec les directions moyennes de pentes fournies par les slumps.

L'absence des slumps sur le pourtour occidental montre que le matériel glissé provient, en grande partie, du bassin lui-même. D'ailleurs, les seuls secteurs d'ablation reconnus jusqu'à présent, dans le Valanginien supérieur au moins (Montbrand, St-Julien-en-Beauchêne), se situent à cheval sur les zones 2 et 3 près de la bordure nord du domaine étudié.

5.2. Extension latérale de certaines "nappes" de slump

On constate des variations importantes d'un point à l'autre du bassin, de l'aspect des slumps et de leur quantité, principalement dans l'Hauterivien. Cela s'explique probablement par le fait que les "nappes" de slumps subissent des dislocations variées sur de longues distances avant leur mise en place finale. De ce fait, dans les séries anciennes, essayer de reconnaître la même nappe de slump d'une coupe à une autre est souvent difficile, spécialement si les points d'observations sont légèrement espacés. Cependant, nous avons essayé de suivre des nappes de slumps d'une coupe à l'autre enfin d'avoir une idée sur leur évolution.

Par exemple, aux environs de Montbrand, le slump "S₃" de l'Hauterivien inférieur de Ruynet (voir Fig.) se suit sans aucun changement remarquable vers le Sud-Est jusqu'à la Côte des Chanabières et aussi jusqu'au Col des Bertrands, sur une distance d'au moins 2 km, selon la direction et le sens du glissement.

On a également déjà mentionné la continuité, sur environ 12 km, d'un ensemble de quatre slumps de la zone de passage Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur entre Verclause et Montferrand-Le-Fare (Fig.22 p.66).

De même, BEAUDOIN (1975) et LE DOEUFF (1977) ont décrit des slumps continus de Reynier au Caire (environ 10 km) et d'Angles à Vergons (environ 4 km).

5.3. Evolution verticale dans un slump ou dans une série de slumps en un point donné

5.3.1. Discordance sommitale d'un slump

Bien que la dislocation et la mise en place d'un slump puissent être considérées comme instantanées, on peut néanmoins observer généralement une évolution verticale de leur organisation.

Quand la turbulence dans la masse en glissement se réduit en-dessous d'un certain seuil, les éléments les plus grossiers se déposent mais les plus fins restent en mouvement dans le fluide. Ce fluide, moins dense, continue à se déplacer au long de la pente avec encore suffisamment de force pour éroder ou même niveler la masse déjà déposée. Il en résulte une surface supérieure plane sur laquelle la série suivante repose en discordance (Fig. 35).

5.3.2. L'incidence des slumps sur la rythmicité de la série

Les analyses séquentielles détaillées de nombreuses coupes riches en slumps ont montré que dans la majorité des cas, un slump vient interrompre une série régulière à dominante calcaire, et qu'il est recouvert à son tour par une séquence où dominent les marnes.

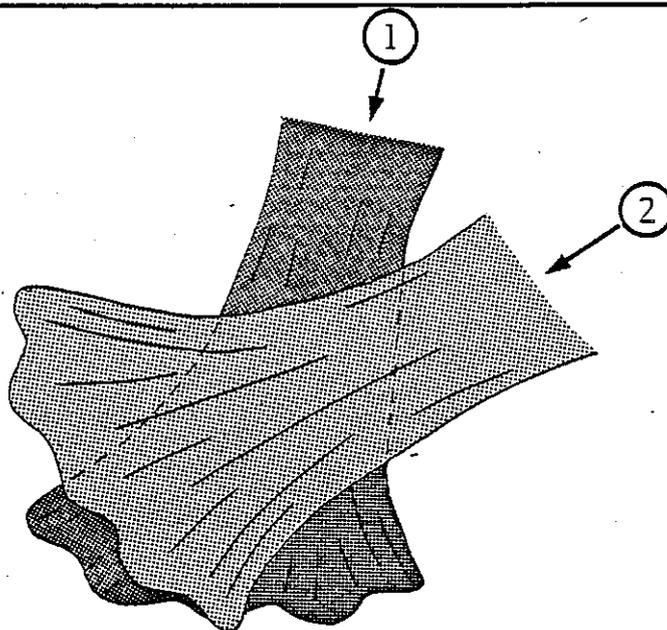
Le Caire

Fig. (37): Schéma de la rotation des directions des slumps pendant l'Hauterivien supérieur:

- 1- partie inférieure de l'Hauterivien supérieur
- 2- partie supérieure de l'Hauterivien supérieur

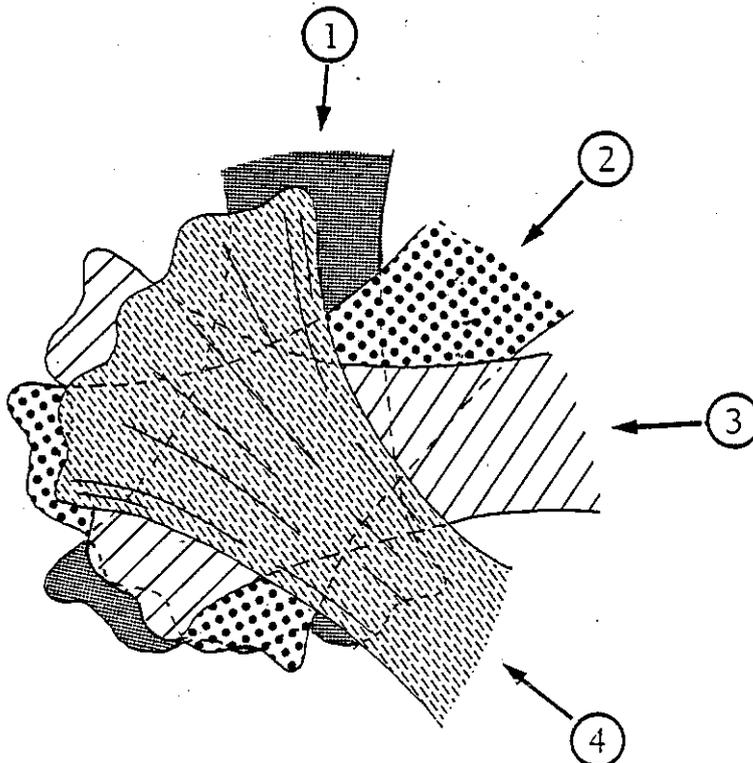
Sisteron

Fig. (38): Schéma de la rotation des directions des slumps.

- 1- Valanginien terminal
- 2- Hauterivien inférieur
- 3- Hauterivien inférieur
- 4- Barrémien inférieur

Cette particularité pourrait indiquer qu'une partie de ces marnes proviendrait de la décantation d'un nuage de vase mis en suspension par le glissement.

Les interlits marneux dans une série régulière d'alternance calcaires-marnes, sont souvent des plans de glissements (2ème partie - III - 2.1.1.c). Les masses supérieures glissent en rabotant les niveaux marneux et se déposent en discordance sur les niveaux sous-jacents ainsi décapés. Cette zone de discordance est souvent difficile à déceler si elle n'est pas marquée par des bancs déformés. Le processus du glissement met une quantité importante de sédiments fins en suspension qui se décantent une fois que la tranquillité dans la bassin est rétablie. Ceci pourrait expliquer la présence, dans la majorité des cas, d'une séquence à dominante marneuse au-dessus des slumps.

5.3.3. Evolution de la direction de déplacement des slumps superposés dans une série

Dans la plupart des localités étudiées, les directions de déplacement des slumps superposés dans une même série, restent à peu près constantes, indiquant une certaine pérennité des paléopentes en chaque point du bassin. Par exemple, les quatre slumps de l'Hauterivien des environs de Montbrand ont une orientation à peu près constante (N 135° en moyenne); de même, les slumps de l'Hauterivien de la Charce ne montrent aucune variation dans leur orientation qui reste ici dirigée vers N 90° - 100°.

Cependant deux cas au moins, montrent une nette rotation des directions dans des slumps superposés.

Coupe du Caire (fig. 37):

- slump dans les premiers mètres de l'Hauterivien supérieur: sens vers N 200° - 210°;
- slump supérieur dans l'Hauterivien supérieur: sens N 250° - 260°.

Coupe de Sisteron (fig. 38):

Du Valanginien terminal au Barrémien inférieur les directions montrent une rotation de plus de 100°:

limite Valanginien - Hauterivien	: N 190° - 200°
Hauterivien inférieur	: N 230° - 240°
Hauterivien supérieur	: N 260° - 270°
Barrémien inférieur	: N 300° - 310°

Ces variations dénoncent de profondes modifications locales de la configuration du bassin, et témoignent de la migration d'un système de sillons sous-marins (dont il sera question dans la troisième partie de ce mémoire).

IV - RELATIONS ENTRE PALÉOPENTES ET DIRECTIONS DE COURANTS DANS LE BASSIN VOCONTIEN

1. INTRODUCTION

Comme on l'a vu dans les chapitres précédents les calcarénites, abondantes dans le Valanginien supérieur mais rares dans l'Hauterivien, offrent un ensemble de figures sédimentaires variées, indicatrices de directions de paléocourants. Par ailleurs, les nombreux slumps de la même série permettent de retrouver les paléopentes en différents points du bassin.

Dans ce chapitre, nous allons essayer de voir quelles relations existent entre ces deux catégories d'indicateurs paléogéographiques.

La difficulté principale dans cette approche est que les calcarénites ont leur répartition limitée près de la bordure nord du bassin et manquent presque entièrement ailleurs, tandis que les slumps sont très rares ou absents des aires de bordure du bassin. De plus, la simultanéité de ces deux éléments est un cas assez rare, ce qui rend difficile l'interprétation de leurs relations mutuelles.

2. COMPARAISON DES DIRECTIONS DE COURANTS ET DE PENTES OBSERVEES DANS QUELQUES STATIONS

Pour chaque coupe étudiée, les différentes observations relatives aux directions de courants et de pentes ont été séparées et leurs importances cumulées en terme de pourcentage ont été portées sur des "rose-diagrammes". Les deux quadrants opposés ont été utilisés en raison du grand nombre d'indicateurs directionnels ne donnant pas le sens du courant ou de la pente. La proportion des éléments indiquant le sens figure à côté d'une flèche en dehors du cercle.

La figure 39 montre les rose-diagrammes de courants et de pentes de quatre localités du bassin vocontien.

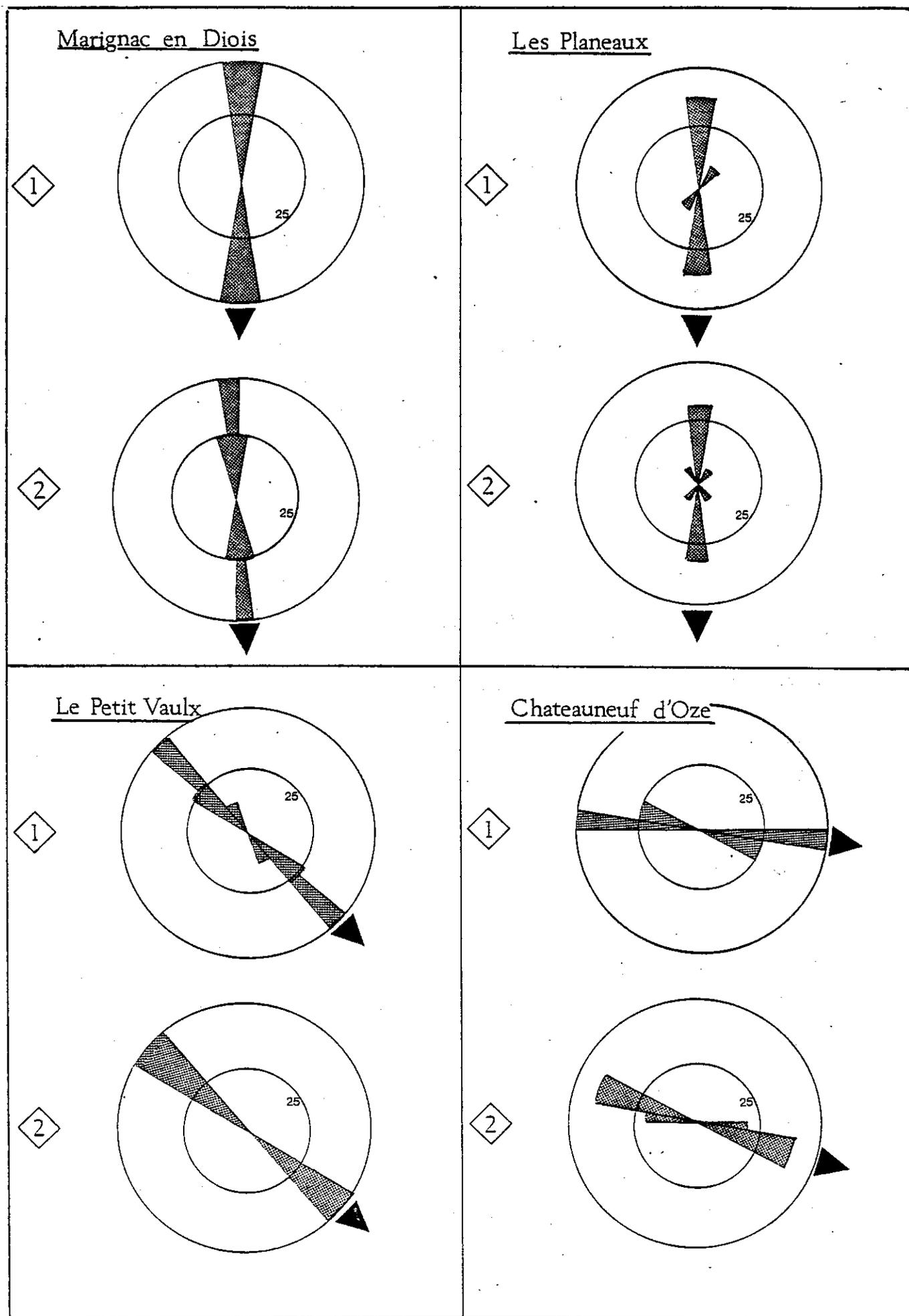


Fig. (39): Comparaison des directions de courants et de pentes

1- Paléocourant

2- Paléopente

Un bref commentaire

Dans les quatre coupes les directions de courant sont comparables avec une orientation du Nord vers le Sud indiquant que le matériel détritique provient d'une région plus septentrionale. Les paléopentes sont aussi dirigées vers le Sud ou le Sud-Est.

A Marignac-en-Diois, le parallélisme exact entre les directions de pentes et de courants indique que les courants de turbidité très chargés s'écoulaient, en ce point, selon la ligne de plus grande pente.

La coupe des Planeaux montre une disposition semblable, mais avec une direction de courant parasite supplémentaire (N 210°) peu fréquente. Cette direction parasite se retrouve sur le diagramme de pente, où l'on en observe une troisième. On voit donc, ici, qu'il existe toujours une relation entre courants et pentes, mais que cette relation n'est pas absolue.

Les stations de Petit Vault et de Châteauneuf-d'Oze présentent un modèle semblable à celui de Marignac-en-Diois avec une légère dispersion des directions de courants et de pentes.

Donc, dans les quatre coupes que l'on vient de citer, on constate un parallélisme presque parfait entre les directions de pentes et de courants. Rappelons que les figures sédimentaires des bancs calcarénitiques de ces localités sont dans la plupart des cas celles des dépôts turbiditiques (voir 2ème partie-II-2). On est donc en présence du cas, généralement envisagé par la plupart des auteurs, correspondant au cheminement des courants de turbidité dans le sens des pentes.

3. UN EXEMPLE DES COURANTS PERPENDICULAIRES A LA LIGNE DE PLUS GRANDE PENTE

Dans la région de Montbrand (fig.40), les slumps de la série Valanginien - Hauterivien indiquent une paléopente générale dirigée vers le Sud-Est (N 130° - N 140°). Par ailleurs, les directions de paléocourants indiquées par les calcarénites du Valanginien sont systématiquement orientées vers le Nord-Est (N 50°), c'est-à-dire perpendiculairement à la ligne de plus grande pente. Compte tenu des affleurements actuellement disponibles, cette particularité s'observe sur une superficie d'environ 30 Km² (fig. 40).

A- Synthèse des mesures

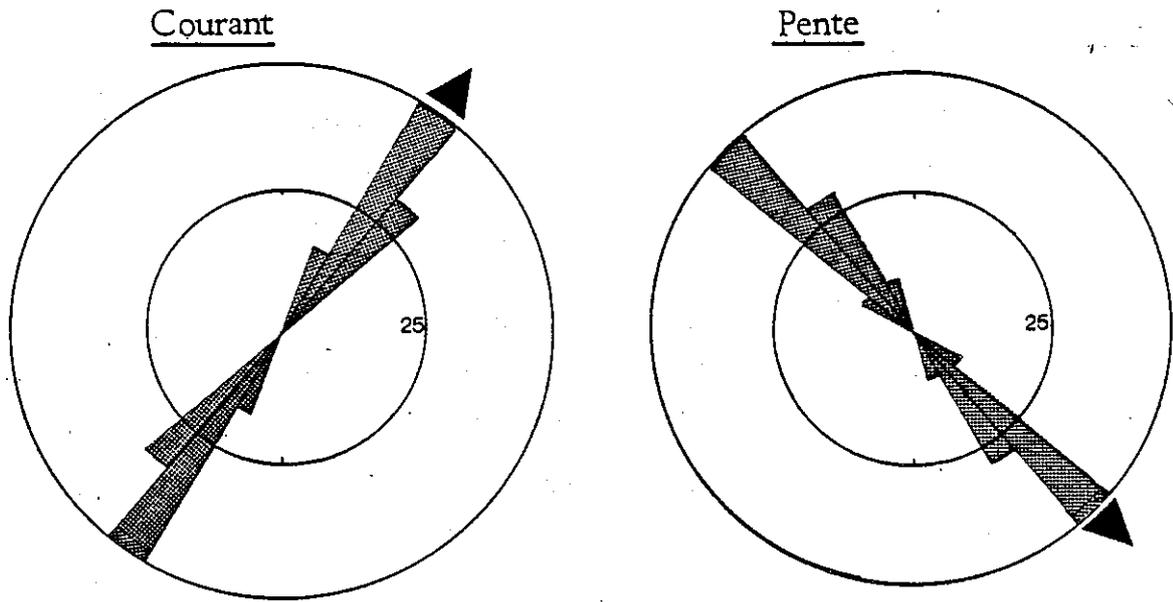
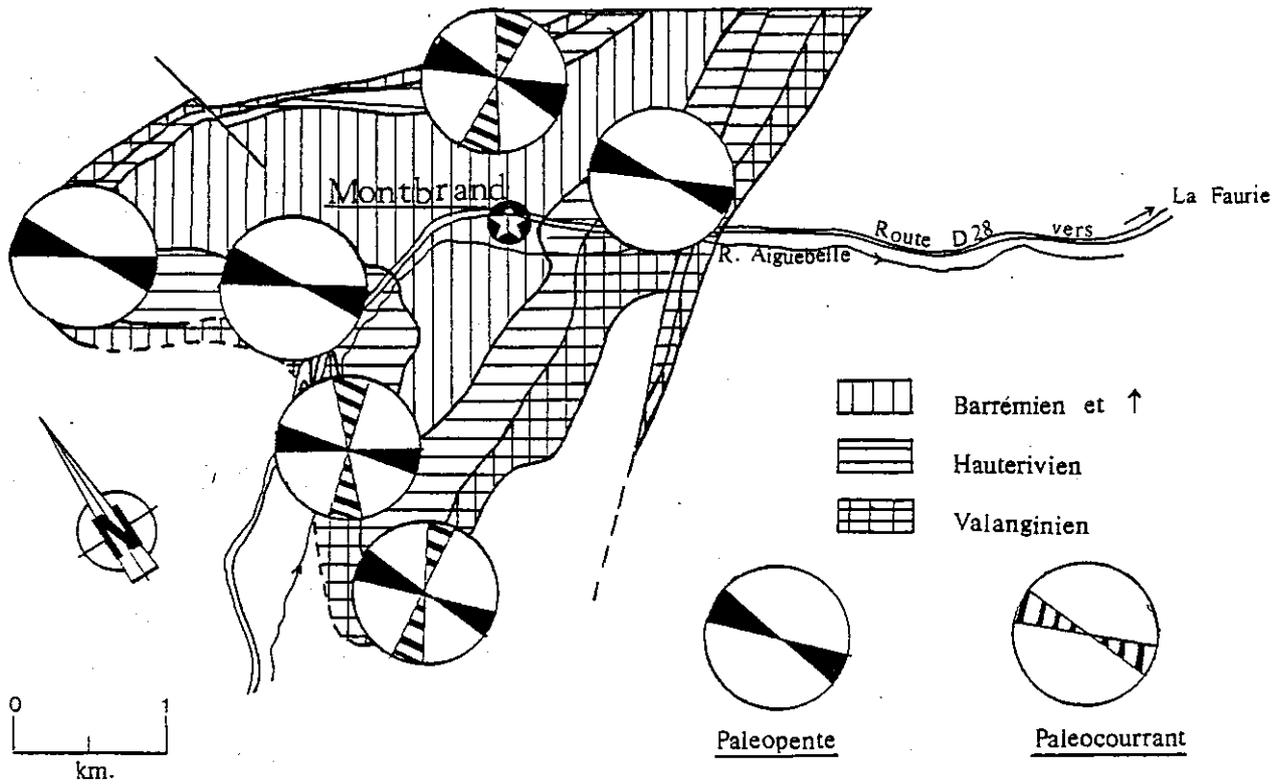


Fig. (40): Relations entre paléopentes et directions de courants dans la région de Montbrand



B- Détail des mesures

On a donc là un modèle semblable à celui des courants qui circulent parallèlement aux courbes bathymétriques, c'est-à-dire des courants de contour. Rappelons que dans ce secteur les calcarénites ont des structures sédimentaires différentes de celles des turbidites typiques et que nous les avons déjà comparées aux contourites (2ème partie-II-2).

4. LE PROBLEME DES CONTOURITES - APPLICATION DE CE MODELE DE CORPS SEDIMENTAIRE AU BASSIN VOCONTIEN

4.1. Définition d'une contourite

Une "contourite" est une unité sédimentaire détritique, fine, déposée selon un mécanisme de traction par des courants de contour. Ces dépôts sont régulièrement stratifiés en couches centimétriques comportant principalement des laminations horizontales ou obliques (FRIEDMAN et SANDERS 1978).

Le terme "courant de contour" selon HEEZEN (1966) désigne des courants de fonds océaniques qui sont conditionnés par la stratification profonde des eaux (en fonction de la salinité et de la température) et par la rotation de la terre. Dans l'Atlantique, par exemple, ces courants circulent surtout le long de la marge continentale américaine, principalement des pôles vers l'équateur.

On a décrit des contourites aussi bien dans des formations très récentes (dans l'Atlantique du Miocène à l'actuel) que très anciennes (Cambrio-Ordovicien des Appalaches). Dans les Alpes, une partie du flysch du Niesen dans les Préalpes romandes (Suisse) a pu être interprétée (avec un certain doute) par BOUMA (1973) comme des contourites.

4.2. Caractères spécifiques des turbidites et des contourites

Une analyse critique des caractères de chacun de ces dépôts a été présentée par HOLLISTER et HEEZEN (1972) et reprise plus récemment par BOUMA (1973). D'autres auteurs se sont également occupés de cette question et on dispose actuellement de nombreuses données comparatives sur les turbidites et les contourites (HUBERT, 1964 ; HEEZEN, HOLLISTER et RUDDIMAN (1966); ANKETELL et LOVELL (1976), STOW (1979); STOW et LOVELL (1979)).

LES CALCARENITES DU VALANGINIEN SUPERIEUR DE MONTBRAND EXAMINEES A LA LUMIERE DES CRITERES

DE HEEZEN - HOLLISTER - BOUMA POUR LA DISTINCTION DES TURBIDITES ET DES CONTOURITES

(d'après HOLLISTER & HEEZEN (1972) modifié)

	TURBIDITES	CONTOURITES	Calcarénites du Valanginien supérieur de Montbrand
Épaisseur et fréquence des bancs	habituellement 10-400 cm - peu fréquents	habituellement 5 cm; fréquents	en général 2-10 cm, plus rarement jusqu'à 20 - 25 cm; bancs très rapprochés
Surfaces des bancs	surface basale nette, surface supérieure mal définie	surfaces inférieure et supérieure nettes	surfaces inférieure et supérieure nettes
<u>STRUCTURES INTERNES</u>			
Granoclasement	normal dans la partie basale	granoclasement normal et/ou inverse, possibles mais rares	nombreux cycles de granoclasement normal dans un banc, s'achevant avec un cycle sommital inverse
Litage massif	peut exister dans la partie basale	jamais observé	absent
Lamination horizontale	commune, dans les inter-valles "b" et "d"	commune, souvent seule structure visible	épaisseur totale souvent formée par des laminations horizontales, éventuellement soulignées par des silicifications
Lamination oblique	commune dans l'inter-valle "c"	commune, souvent avec lamination horizontale	très commune, soulignée par des silicifications, occupant souvent avec des laminations horizontales l'épaisseur totale des bancs.

Succession verticale des structures sédimentaires séquence type d'intervalles codifiée par BOUMA (1962) pas d'ordre établi pas d'ordre défini

FIGURES A LA SEMELLE DES BANCS

"Scour" et "tool"-casts (hypo-relief)	abondantes	non décrites	figures basales parfois présentes (flute, grooves, prod -casts, etc.)
Fabrique (orientation des grains)	absence d'orientation préférentielle	orientation préférentielle habituelle	orientation dans la direction de courant
Matrice	10 - 20 %	0 - 5 %	(variable (de 10 à 40 %))
Microfaune	commune, bien préservée	rare, généralement brisée	rare, brisée
Débris végétaux et organiques	communs	rares	jamais observés
Classement des grains	modéré à pauvre	bon à très bon	bon classement des grains
Bioturbation	présente seulement dans l'intervalle supérieur	présente sur toute l'épaisseur du banc	présente sur toute l'épaisseur du banc, ainsi que sur les surfaces inférieures et supérieures

Tableau -- 4

Il nous a paru intéressant de résumer ces critères et de les comparer avec les caractères des calcarénites du Valanginien supérieur de la région de Montbrand (voir tableau 4).

Ce tableau montre que sur quinze critères examinés, il y en a douze qui sont nettement en faveur de l'interprétation des calcarénites de Montbrand comme des dépôts de type contourite.

4.3. Application éventuelle de la notion de contourite au bassin vocontien pour la période du Crétacé inférieur

On a vu que selon la définition originelle, les dépôts de type contourite résultent d'une circulation d'eau océanique méridienne et profonde sur des distances de plusieurs milliers de kilomètres.

Ce modèle est en fait celui qui a été reconnu sur la marge atlantique du continent nord-américain, en communication directe avec le stock d'eau polaire, froide et plus dense.

Il paraît difficile à priori de le transposer au bassin vocontien qui, au Crétacé inférieur, se situait dans la fermeture occidentale de la Téthys, qui était plutôt allongée selon une direction E-W;

Cependant, des dépôts actuels de type contourite ont été observés en Méditerranée, en particulier au large de la côte espagnole de part et d'autre des Iles Baléares et à proximité du détroit de Gibraltar (*). Or il est évident que la Méditerranée est un bassin d'allongement est-ouest et dépourvu de toute ouverture vers les pôles.

Toujours dans le domaine méditerranéen, une partie du Flysch Numidien oligo-miocène de Sicile serait, selon WEZEL, composé de contourites (WEZEL(1969) in STOW et LOVELL (1979)).

Il semble donc que des contourites puissent exister dans les bassins de dimensions modestes, de profondeur modérée (moins de 1 000 m pour les exemples de la Méditerranée actuelle), et de topographie

+

(NESTEROFF et al (1972) in STANLEY (Editeur) (1972)).

relativement complexe, peut-être à l'image du domaine vocontien au Crétacé.

Il faut enfin signaler qu'une liaison a dû exister entre le bassin vocontien et les mers boréales pendant le Crétacé inférieur. Cette communication serait démontrée selon THIEULOY (1977), par la présence de groupe d'ammonites boréales dans le Valanginien de la zone subalpine méridionale.

Dès lors, il n'est pas exclu que des eaux froides, denses, d'origine polaire aient pu pénétrer à un certain moment dans la Téthys, et déclencher ainsi une circulation de courants de contours dans le domaine vocontien.

Si c'est le cas, ces courants de contours devraient s'orienter, dans la région étudiée, plutôt du Nord au Sud et plus probablement, du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Or, c'est une direction contraire qui est observée à Montbrand. Cette contradiction peut être levée en tenant compte du fait que ces courants devaient ici suivre des trajectoires complexes plus ou moins circulaires en fonction de la configuration du domaine marin. En arrivant dans cette extrémité occidentale de la Téthys, le courant boréal dirigé du Nord-Est au Sud-Ouest, aurait suivi les marges plus ou moins circulaires de ce "golfe" avant d'en sortir. Plusieurs exemples de ce type de trajectoires sont connus dans l'Atlantique actuel (HEEZEN et HOLLISTER (1971)), ainsi que dans la Méditerranée (BLANC, 1971).

Donc on peut imaginer l'existence momentanée probable de ces courants de contours dans le bassin vocontien à certaines époques. La signification du terme "contourite" devrait donc être élargie pour inclure non seulement les dépôts des courants polaires profonds continus, plus ou moins méridiens, mais ceux des courants contournant tous les reliefs sous-marins spécialement sur les bordures du bassin.

Bien que le contexte paléogéographique du bassin soit un critère important, la faiblesse des données à ce sujet ne doit pas être considérée comme un obstacle définitif à l'interprétation de certains dépôts comme des contourites, à condition que suffisamment d'évidences sédimentologiques parlent en leur faveur (cette démarche a été suivie par BOUMA (1973) et ANKETELL et LOVELL (1976)).

TROISIEME PARTIE — PALEOGEOGRAPHIE DU BASSIN

TROISIEME PARTIE

RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU BASSIN

INTRODUCTION

La reconstitution paléogéographique du bassin nécessite d'aborder les points suivants:

- l'environnement et les dimensions du bassin;
- la modalité de la mise en place des sédiments et leur provenance;
- l'histoire et l'évolution du bassin pendant le Crétacé inférieur;
- les rapports de cette évolution avec des déformations tectoniques.

Ces questions demandent un inventaire systématique de quatre catégories de données:

- distribution des faciès et des épaisseurs des sédiments à différents moments;
- organisation des paléocourants et des paléopentes et leurs relations à différents stades du remplissage;
- antécédents paléogéographiques du domaine vocontien, plus particulièrement au cours du Jurassique terminal;
- contexte paléogéographique connu ou hypothétique des domaines avoisinants.

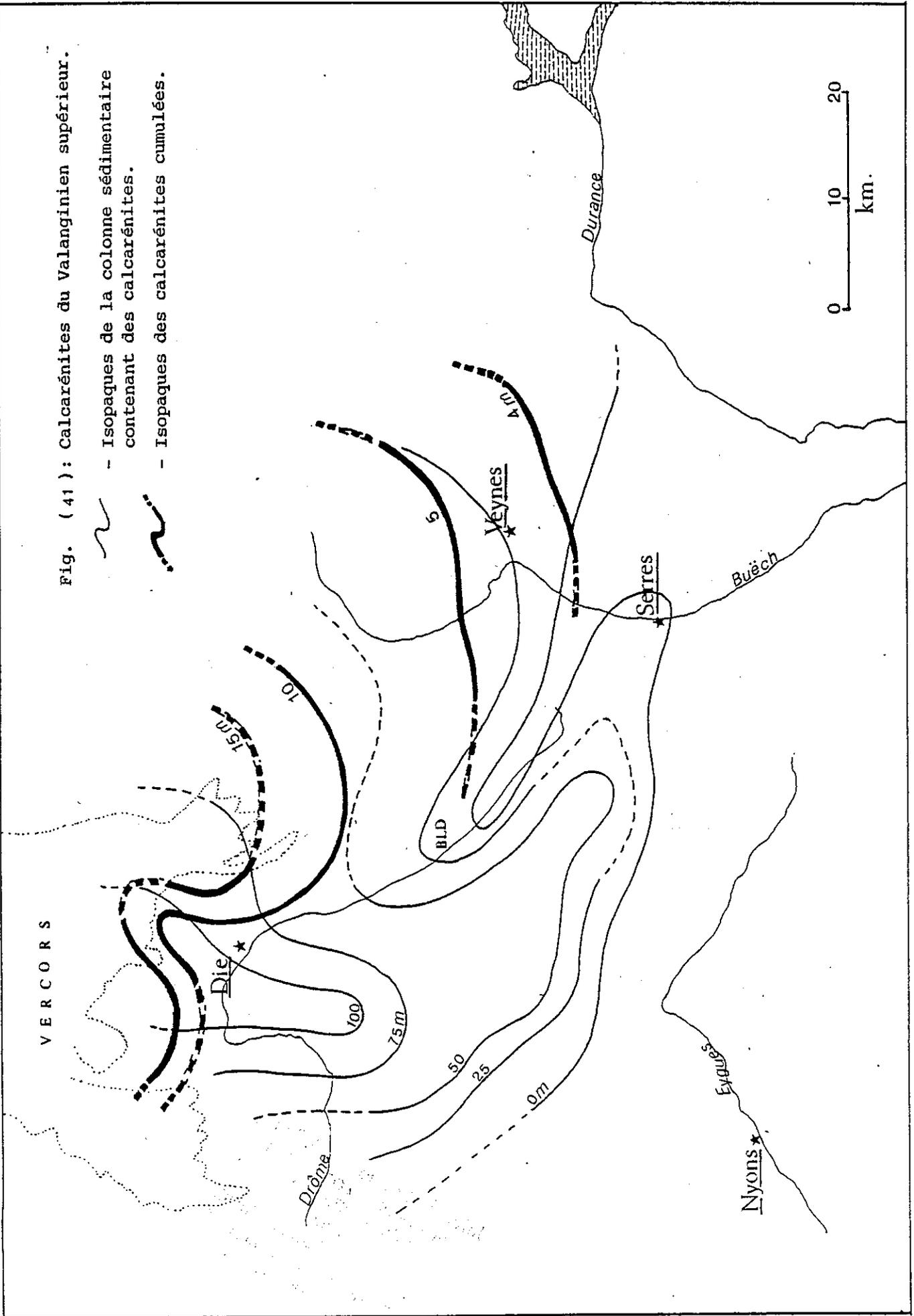
Compte tenu de la constitution particulière de la série, où l'on a vu que des calcarénites interviennent localement dans la sédimentation marneuse du Valanginien, alors que seuls des slumps alternent la rythmicité marno-calcaire de l'Hauterivien, il apparaît inévitable de procéder à cette reconstitution en deux étapes successives, au Valanginien d'abord, à l'Hauterivien ensuite, avant de tenter un essai de synthèse.

25 AOUT 2003

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. (41): Calcarénites du Valanginien supérieur.

- Isopaques de la colonne sédimentaire contenant des calcarénites.
- Isopaques des calcarénites cumulées.



II - RECONSTITUTION PENDANT LE VALANGINIEN

1 - DISTRIBUTION DES FACIES ET LEUR VARIATION D'ÉPAISSEUR

On a vu que la sédimentation du Valanginien supérieur comporte un fond continu pélagique (marnes à ammonites avec quelques intercalations calcaires) et des apports calcarénitiques plus ou moins développés, susceptibles de faire l'objet de mesures.

La figure 41 représente:

- a) la variation d'épaisseur de la colonne sédimentaire du Valanginien dans laquelle on observe des calcarénites (c'est à dire, calcarénites + marnes + calcaires fins), en y incluant des données de LE DOEUFF (1977) pour la partie SW. Cette colonne n'est pas limitée par des surfaces isochrones;
- b) le modèle le plus probable de la variation d'épaisseur des bancs calcarénitiques cumulés au sein de cette colonne.

On constate ainsi que les calcarénites n'existent qu'à l'Ouest de la Durance, au Nord du parallèle de Serres.

- L'ensemble de ces calcarénites montre une diminution d'épaisseur systématique du NW vers le SE avec un pôle d'épaisseur maximale au N de Die dans le secteur de Marignac-en-Diois;
- Leur répartition s'ordonne selon deux lobes séparés par une zone dépourvue de calcarénites jalonnée à son extrémité occidentale par la station de Beaumont-en-Diois.

2 - DIRECTIONS ET SENS DES COURANTS ET DES PENTES

Bien que fournissant de bonnes indications sur les courants circulant dans le bassin, les calcarénites ne sont guère utiles pour déterminer les paléopentes, sauf quand elles sont impliquées dans un slumping.

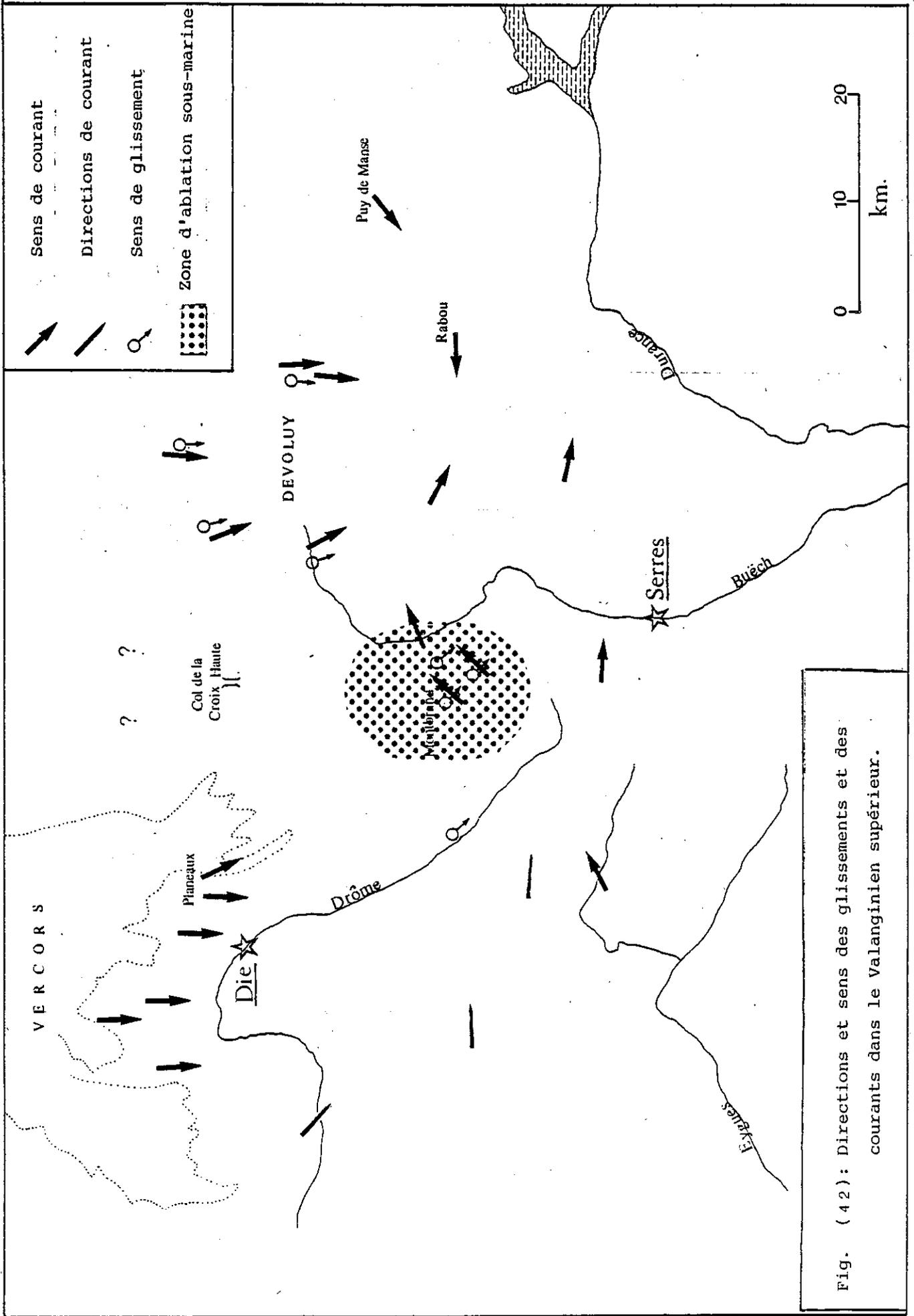


Fig. (42): Directions et sens des glissements et des courants dans le Valanginien supérieur.

Considérer que les courants de fond s'écoulent selon la plus grande pente est une manière de voir simpliste qui n'est pas une règle absolue comme on l'a déjà vu. De même rappelons que les glissements sysédimentaires peuvent aussi cheminer plus ou moins obliquement par rapport aux pentes.

La figure 42 rassemble des mesures de directions de courants et de pentes du Valanginien supérieur de la partie nord du territoire étudié (zone à calcarénites).

On y observe une tendance générale des paléocourants et des pentes du Nord vers le Sud ou Sud-Est. En apparence, deux sources de matériel pourraient être envisagées au Nord:

- l'une dans le secteur du Vercors (à l'Ouest);
- l'autre dans le secteur du Dévoluy (à l'Est).

En réalité, le manque d'affleurements significatifs dans le secteur du Col de la Croix-Haute entre ces deux zones ne permet pas de conclure sur la question précédente. Par ailleurs, nous n'avons pas observé de différence particulière dans la nature du matériel transporté à l'Ouest ou à l'Est, ce qui suggère une origine commune de ce matériel.

Au Nord-Est de Die, rappelons que la coupe des Planeaux montre une distribution bimodale des directions de courants, se traduisant par une organisation particulière de l'ensemble des calcarénites (voir 1ère partie - 1), qui comporte ici une mégaséquence supplémentaire par rapport aux autres régions. Cette séquence supplémentaire correspond à une direction NW-SE, fonctionnant dans le Valanginien terminal, un peu plus tard que les directions N-S.

Ce changement de direction est enregistré par la forme bilobée des isopaques de ce secteur.

Dans la région du Dévoluy, la convergence des directions de courants et de pentes laisse supposer l'existence d'une "gouttière" plus ou moins méridienne inclinée vers le Sud.

Il faut noter toutefois que les observations faites sur le versant oriental du massif (Glaizil, Rabou etc.), et encore plus à l'Est au Puy de Manse, concernent une série située dans un compartiment tectonique séparé du reste du territoire par l'accident médian du Dévoluy qui, selon M. GIDON, serait le prolongement septentrional du chevauchement de la Nappe de Digne. La position palinspastique de ces points d'observations orientaux n'est donc pas très assurée?

Enfin, rappelons les particularités du secteur de Montbrand, où des directions de courants aberrantes, perpendiculaires à la pente, correspondent à un mécanisme de dépôt particulier, analogue à celui des courants de contours (voir 2ème partie- 4V).

C'est aussi dans ce secteur que l'on a décrit une ou plusieurs surfaces d'ablation avec une réduction d'épaisseur du Valanginien supérieur sous l'Hauterivien (1ère partie - 1).

La région de Montbrand est donc une zone de départ de slump qui se sont détachés à l'emplacement d'une pente à déclivité au SE, attestée par quelques plis de slumps visibles à la base des calcarénites, là où la série est conservée dans son intégrité.

II - RECONSTITUTION PENDANT L'HAUTERIVIEN

La monotonie marno-calcaire de l'Hauterivien ne permet pas d'en dresser des cartes de faciès. On a vu en effet que les calcarénites ne jouent qu'un rôle très effacé et très local dans la sédimentation de cette époque. Les seules variables significatives concernent:

- les épaisseurs partielles, ou totales, de la colonne sédimentaire;
- les slumps, du point de vue de leur fréquence et des peléopentes qu'ils indiquent.

1. VARIATIONS D'ÉPAISSEUR

Les cartes d'isopaques des figures 43, 44, 45 représentent les variations d'épaisseur de l'ensemble de la série, c'est-à-dire de la sédimentation régulière et des slumps pour chaque moitié de l'Hauterivien d'abord, et pour l'Hauterivien total ensuite.

Les trois cartes montrent que ces épaisseurs varient dans une large gamme, par exemple de 180 m à moins de 60 m pour l'Hauterivien inférieur, et que deux domaines à fortes épaisseurs apparaissent, l'un au NW (région du Col de Rousset) et l'autre au centre dans la région de Châteauneuf- d'Oze.

La comparaison avec les répartitions des slumps dans la série explique immédiatement cette disposition:

- au Nord-Ouest, il s'agit de la série entièrement régulière correspondant à la sédimentation réelle, "autochtone", de l'Hauterivien;
- au centre, les fortes épaisseurs sont dues aux accumulations de slumps, presque égales à la sédimentation régulière réduite; il se peut que cette dernière ne soit qu'un reste des dépôts autochtones accumulés initialement dans cette partie du bassin.

La diminution graduelle des épaisseurs du Nord vers le Sud, jusqu'à la zone de minimum d'épaisseur dans la région de La Charce et de Verclause, peut résulter de deux phénomènes superposés dont les proportions relatives nous échappent:

- diminution du taux de la sédimentation en raison de l'éloignement d'une plate-forme carbonatée située plus au Nord;
- ablation probable, par glissement, d'une partie des couches aussitôt déposées, et qui n'aurait pas laissé de traces significatives dans les coupes étudiées.

Fig. (43): Isopaques de l'Hauterivien inférieur

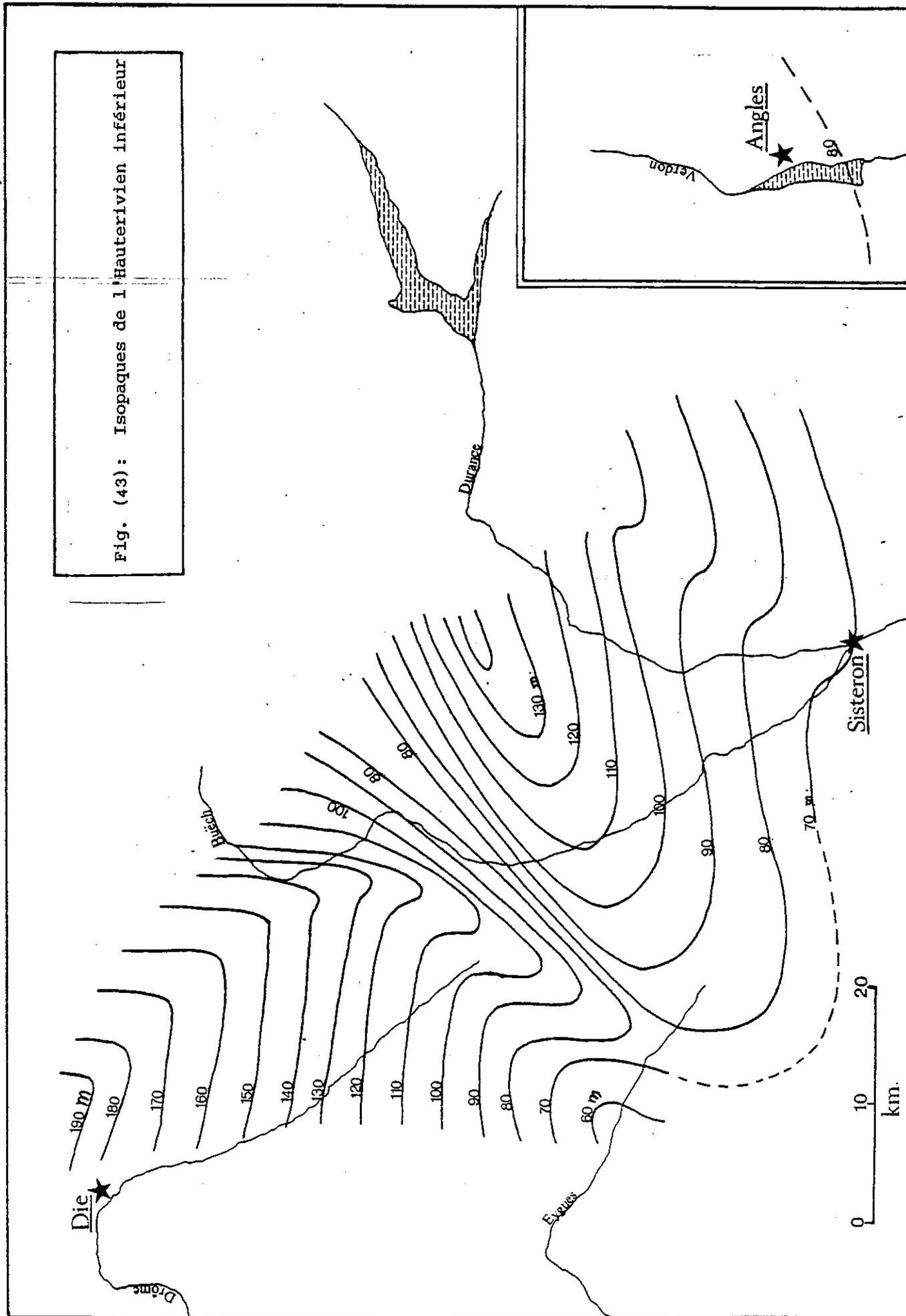


Fig. (44): Isopaques de l'Hauterivien supérieur

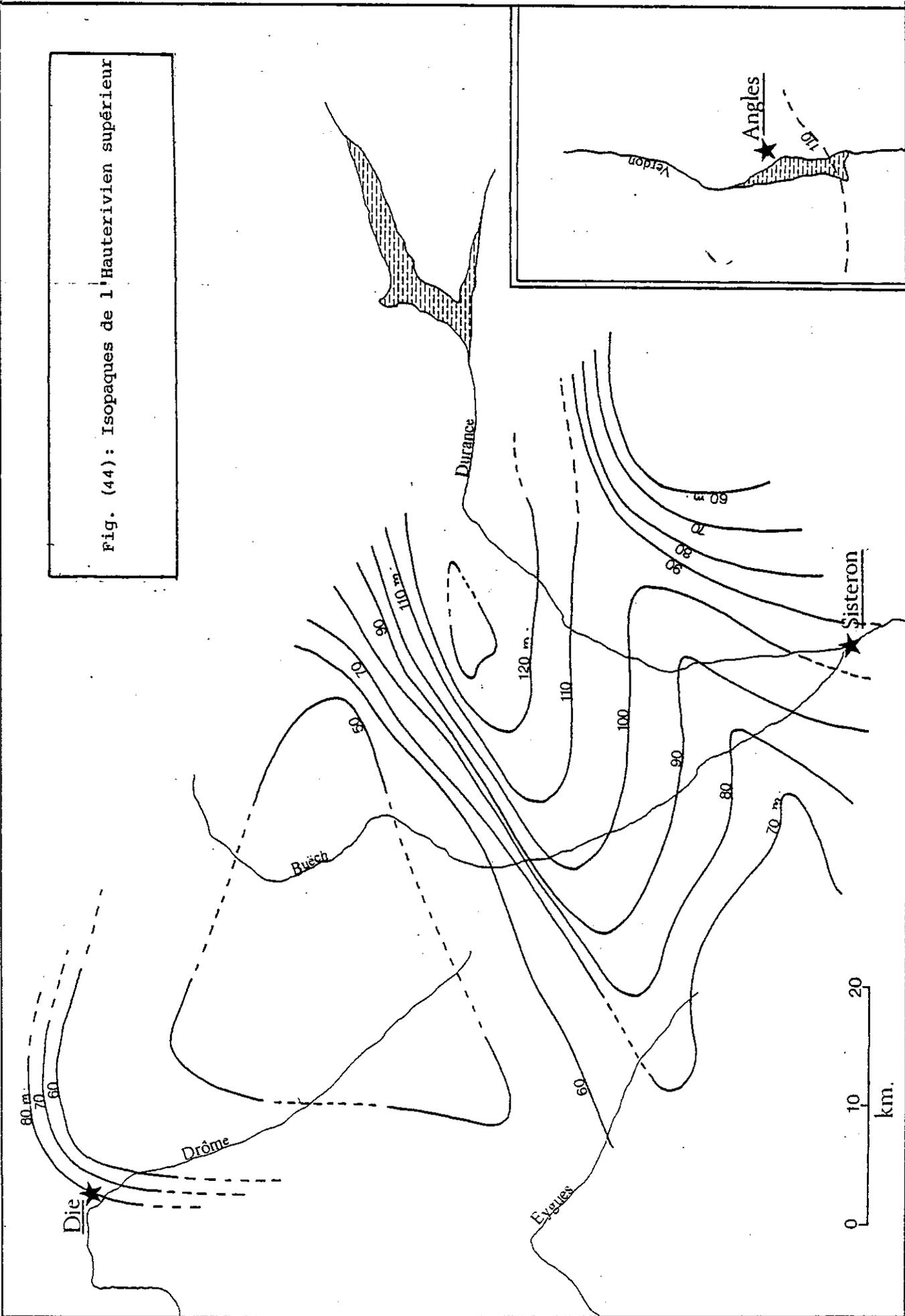
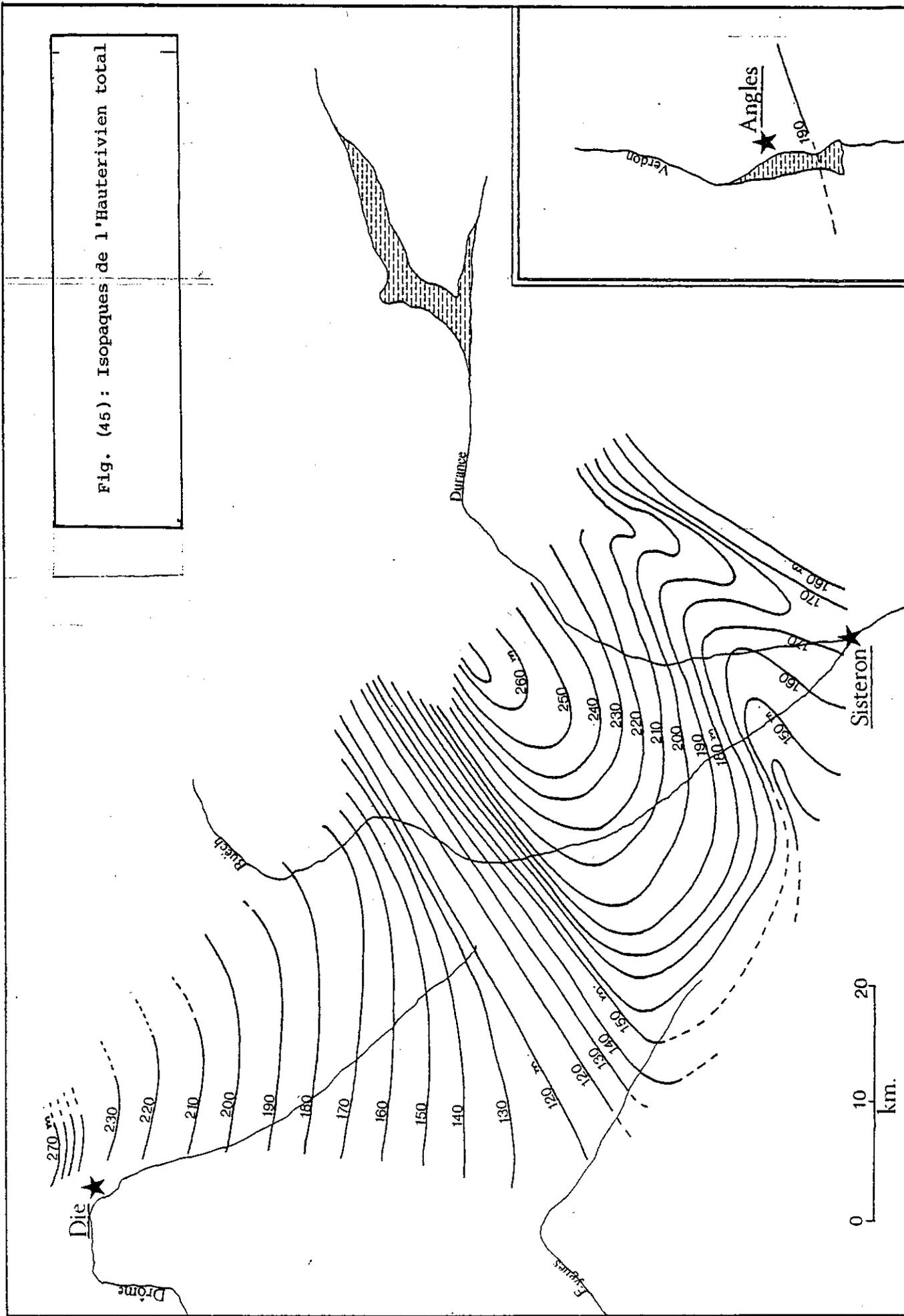


Fig. (45): Isopaques de l'Hauterivien total



Les cartes montrent par ailleurs une orientation préférentielle des isopaques selon une direction NE-SW, qui suggère une certaine relation avec la forme supposée de la bordure septentrionale du bassin vocontien.

Par contre, vers le Sud, l'orientation des isopaques apparaît comme tout à fait oblique par rapport à l'axe Ventoux - Lure. La discontinuité tectonique qui borde cet ensemble semble donc jouer un rôle important dans la configuration actuelle, et peut être crétacée, du bassin.

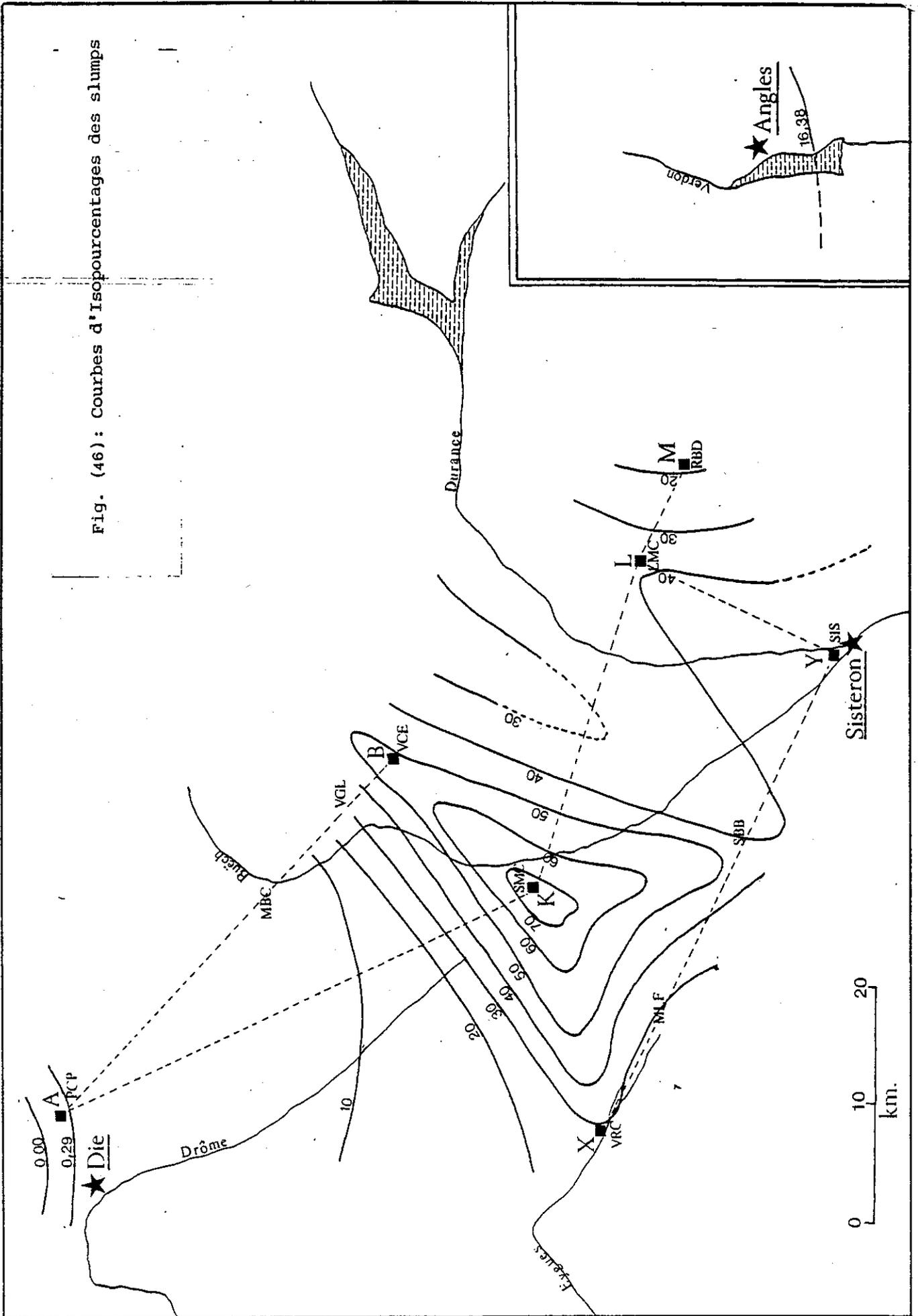
2. SLUMPS

On a vu que les slumps sont peut-être les seuls vrais indicateurs de paléopente dans un bassin sédimentaire. Le grand nombre de slumps dans la série étudiée permet ainsi la reconstitution de la topographie sous-marine du bassin vocontien. Leur organisation est par ailleurs, en rapport plus ou moins direct avec le mécanisme de leur transport.

Nous avons pu ainsi subdiviser les slumps en quatre groupes :

- a) slump plutôt cohérent avec de légères perturbations dans la stratification telles que "méga litage obliques". A notre avis, il s'agit de slumps proximaux, n'ayant subi qu'un déplacement limité sur une pente faible;
- b) un type de transition entre les slumps cohérents et incohérents;
- c) les slumps incohérents, toujours très disloqués, y compris les "débris flow" et de "slurry flow", indiquant une longue distance de transport sur des pentes relativement fortes;
- d) le quatrième groupe correspond à un mélange de slumps pluri-directionnels. Ce modèle indique peut être une zone de confluence d'arrivée de différents slumps, comme cela est rencontré aux fonds des canyons sous-marins.

Fig. (46): Courbes d'isopourcentages des slumps



2.1. Variation du pourcentage des slumps (fig.46)

Nous avons déjà présenté une zonation hypothétique des types prédominants de slumps, donnant une idée grossière de la bathymétrie du bassin (fig. 36).

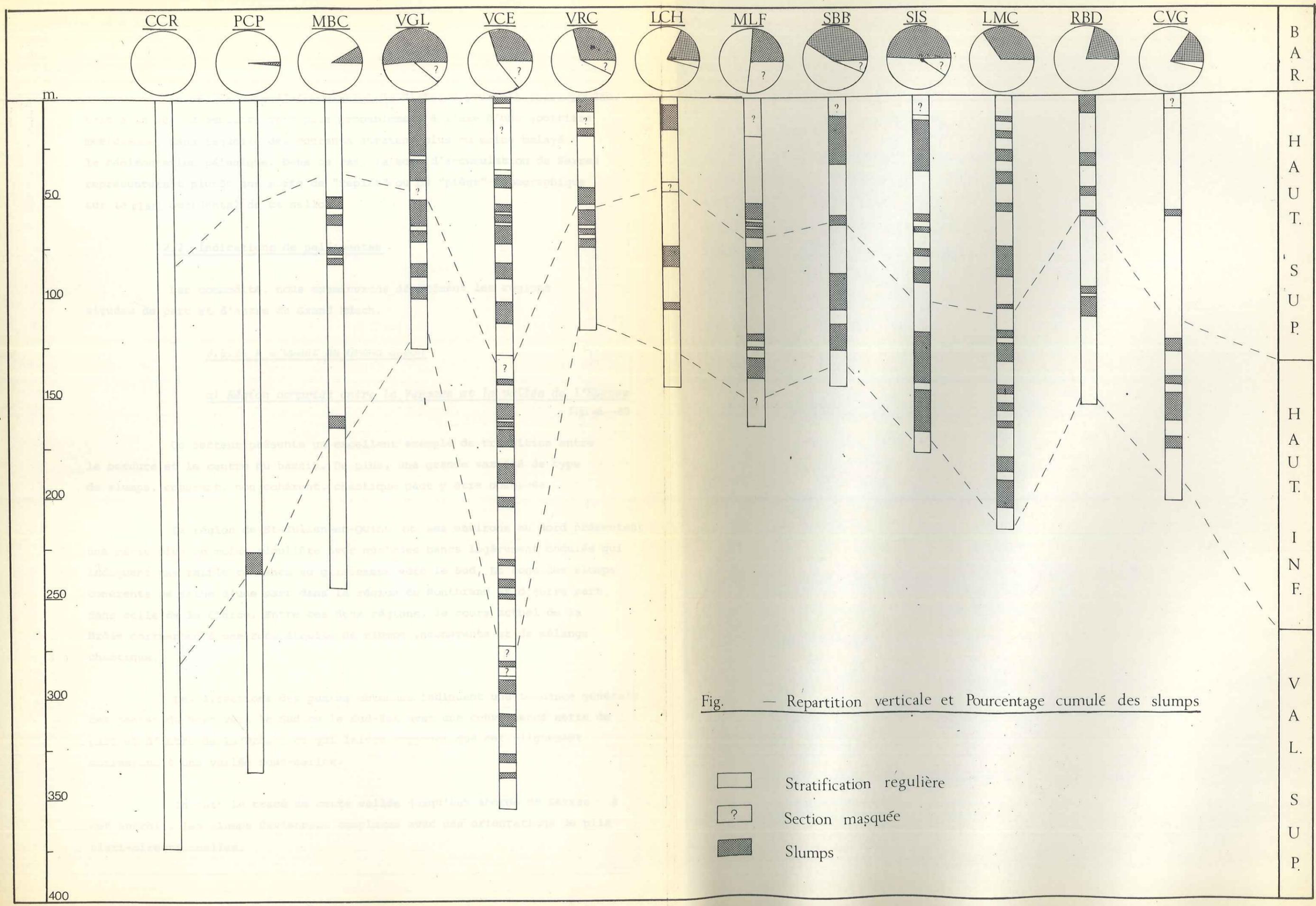
La carte des courbes d'isopourcentages des slumps de l'Hauterivien (fig.45) montre aussi que le point de concentration maximum des masses glissées se situe dans la région de Serres.

En comparant cette carte avec celle des isopaques de l'Hauterivien (fig.45), on constate que:

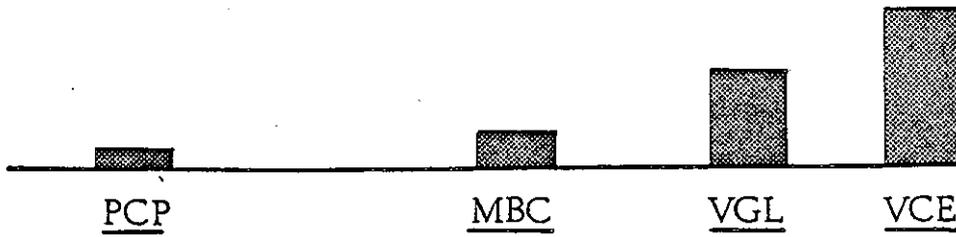
- a) au NW, le gradient des pourcentages se superpose plus ou moins à celui des isopaques de la série. On a vu, en effet, que l'augmentation d'épaisseur vers le SE dans la région de Serres dépend directement de l'accumulation des slumps;
- b) ce n'est pas le cas dans la région de Sisteron, qui pourtant ayant plus de 50 % de slumps dans l'Hauterivien, ne dépasse pas 170 m d'épaisseur totale;
- c) la région de Glaise montre un cas semblable à celui de Sisteron. Ici la série de l'Hauterivien, ayant plus de 50 % de slump n'a que 130 m d'épaisseur.

Donc un pourcentage important de slump ne correspond pas toujours à des fortes épaisseurs de la série.

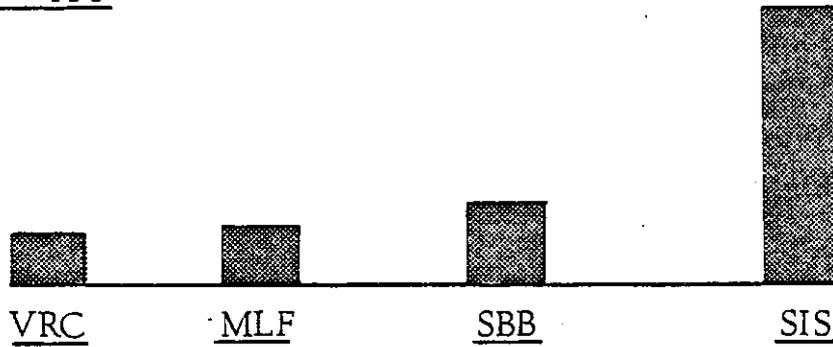
Si on admet que la courbe 70 dans la carte d'isopourcentage correspond à une zone d'ombilic, conditionnant l'immobilisation des glissements et donc l'accumulation des masses glissées, on constate que la zone des départs de slumps ne peut que se trouver entre cet ombilic et le tracé de la courbe zéro (0) au Nord de Die. Il est remarquable que la région de Montbrand (zone d'ablation pendant le Valanginien) se trouve justement dans ce domaine.



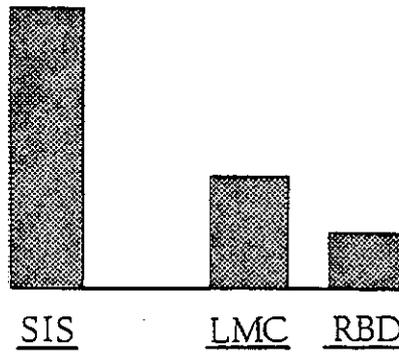
Coupe — AB



Coupe — XY



Coupe — YLM



Coupe — AKLM

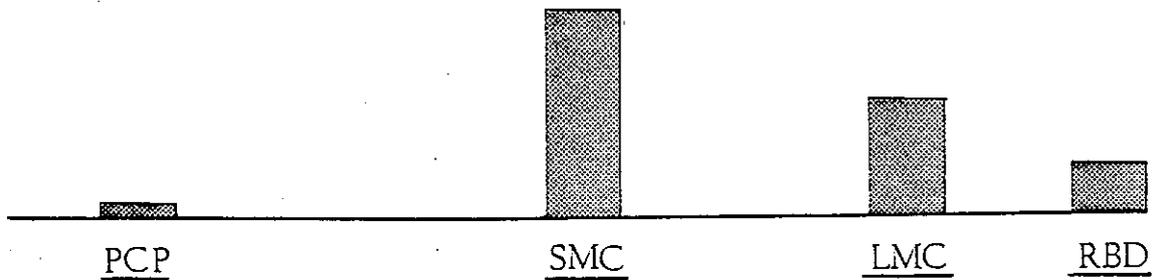


Fig. (47) : Epaisseur cumulée des slumps.
 (coupe AB, XY, YLM et AKLM voir fig.)

Au SE, la zone d'accumulation de Sisteron pourrait correspondre, soit à un second ombilic, soit plus probablement à l'axe d'une gouttière méridienne, dans laquelle des courants auraient plus ou moins balayé la sédimentation pélagique. Dans ce cas, la zone d'accumulation de Serres représenterait plutôt une sorte de "replat" ou de "piège"-topographique sur le flanc occidental de ce sillon.

2.2. Indications de paléopentes

Par commodité, nous examinerons séparément les régions situées de part et d'autre du Grand Buech.

2.2.1. A l'Ouest du Grand Buech

a) Région comprise entre le Vercors et la vallée de l'Eygues

fig. 48—50

Ce secteur présente un excellent exemple de transition entre la bordure et le centre du bassin. De plus, une grande variété de type de slumps, cohérent, non cohérent, chaotique peut y être observée.

La région de St-Julien-en-Quint et ses environs au Nord présentent une série plus ou moins régulière avec quelques bancs légèrement ondulés qui indiquent une faible tendance au glissement vers le Sud. La zone des slumps cohérents se situe d'une part dans la région de Montbrand et d'autre part dans celle de la Charce. Entre ces deux régions, le cours actuel de la Drôme correspond à une zone étroite de slumps incohérents et de mélange chaotique.

Les directions des pentes obtenues indiquent une tendance générale des pentes du Nord vers le Sud ou le Sud-Est avec une convergence nette de part et d'autre de la Drôme, ce qui laisse supposer que cet alignement correspond à une vallée sous-marine.

On suit le tracé de cette vallée jusqu'aux abords de Serres : à cet endroit, les slumps deviennent complexes avec des orientations de plis pluri-directionnelles.

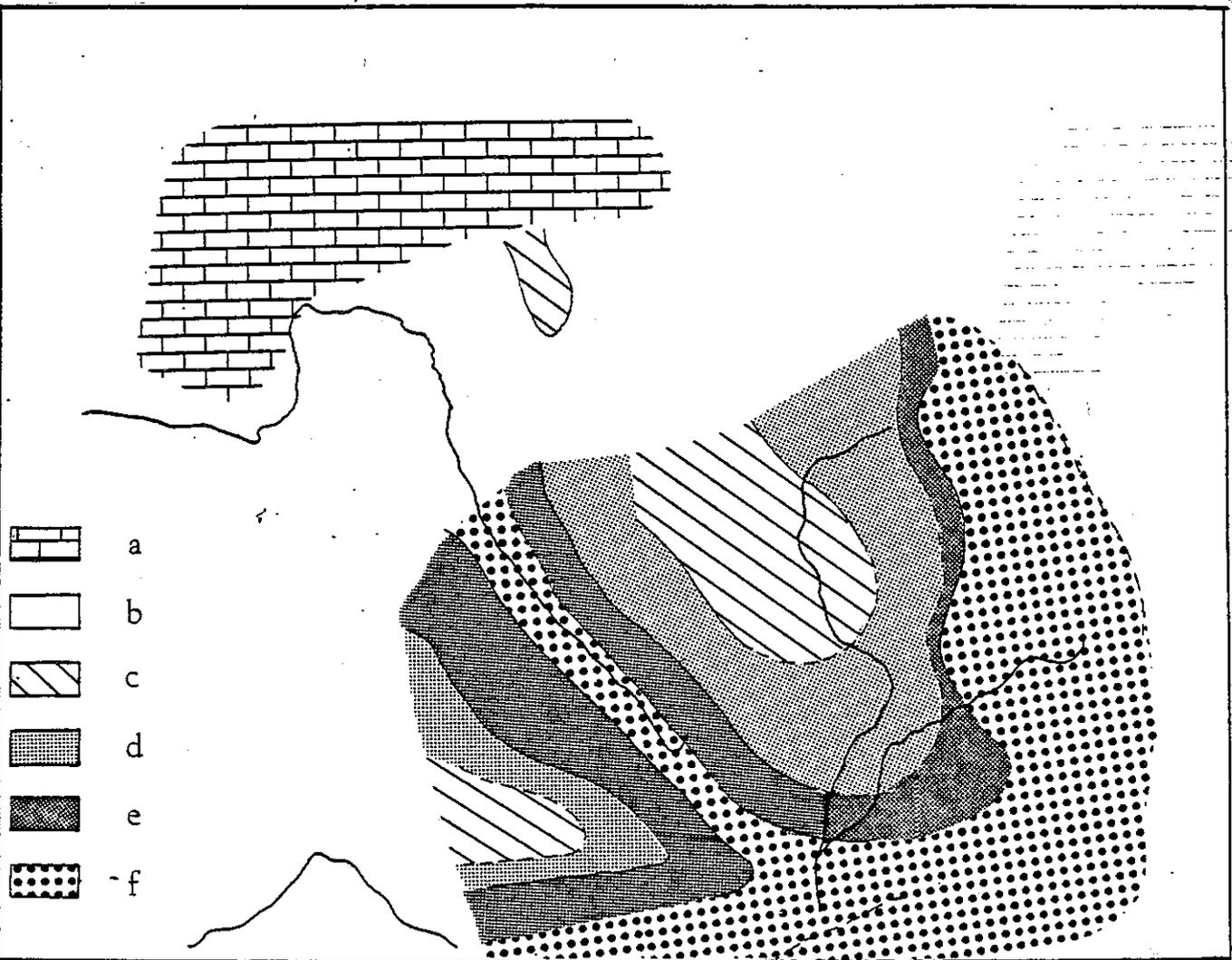


Fig. (48): Répartition des types de slumps pendant l'Hauterivien.

a- zone à série régulière sans perturbations synsédimentaires majeurs;

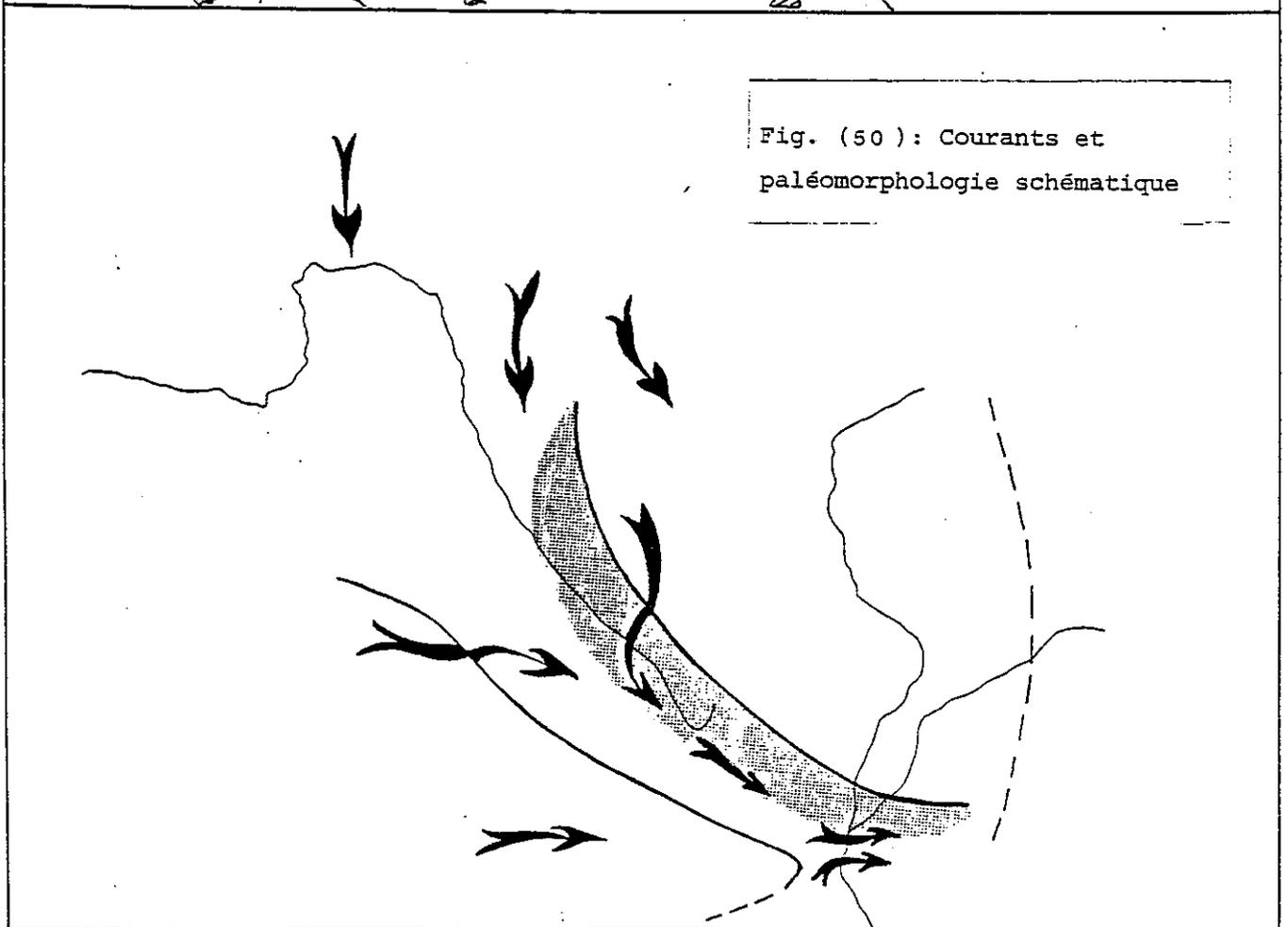
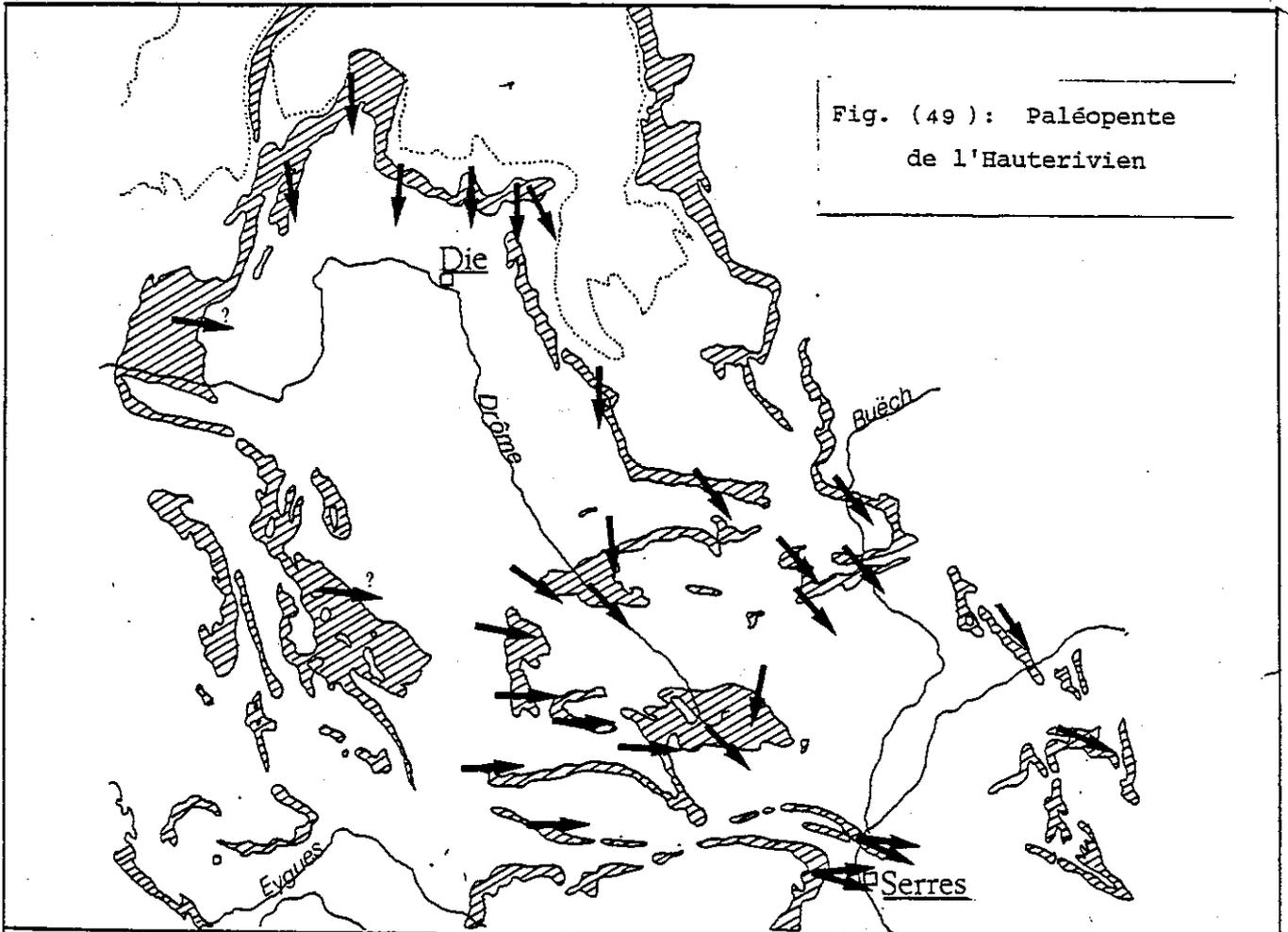
b- ?

c- zone à slumps cohérents, ayant des strates peu déformées.

d- zone de transition entre les slumps cohérents et incohérents.

e- zone à slumps incohérents, très déformée, souvent en forme des coulées.

f- zone à chaotique mélange.



Vers le Nord, le manque d'affleurement ne permet pas de remonter cette vallée au-delà de Luc-en-Diois; mais l'absence de toute vallée sous-marine dans la région de Marignac-en-Diois permet de penser que la "tête" de cette vallée se situe quelque part entre Luc-en-Diois et Die.

b) Région comprise entre la vallée de l'Eygues et la chaîne Ventoux - Lure

Fig.51-52

Ce secteur se caractérise par des pentes généralement dirigées d'Ouest en Est.

Le tracé actuel de l'Eygues correspond à une zone de slumps chaotiques très caractéristiques du fond d'un canyon sous-marin. L'intensité des déformations synsédimentaires, bien que moindre à Verclause, atteint son maximum dans la région de Montclus, ce qui indique que la déclivité de ce "canyon de l'Eygues" est dirigée vers l'Est.

La région de Montclus - Sigottier semble correspondre au confluent des canyons de la Drôme et de l'Eygues, comme le montre les orientations pluri-directionnelles des éléments contenus dans les slumps.

Deux gouttières mineures, également Est-Ouest, peuvent être décelées plus au Sud, l'une sur l'axe Laborel - Orpière et l'autre vers Salérans. Ces gouttières prennent naissance quelque part à l'Est de Montauban, où, comme plus à l'Ouest, la série est dépourvue de slumps caractéristiques des fonds de canyons.

Le point intéressant à noter est que les morphologies sous-marines que l'on vient de décrire sont toutes inclinées vers l'Est. Leur orientation est par ailleurs sensiblement parallèle aux lignes tectoniques actuelles, ce qui sera discuté plus tard.

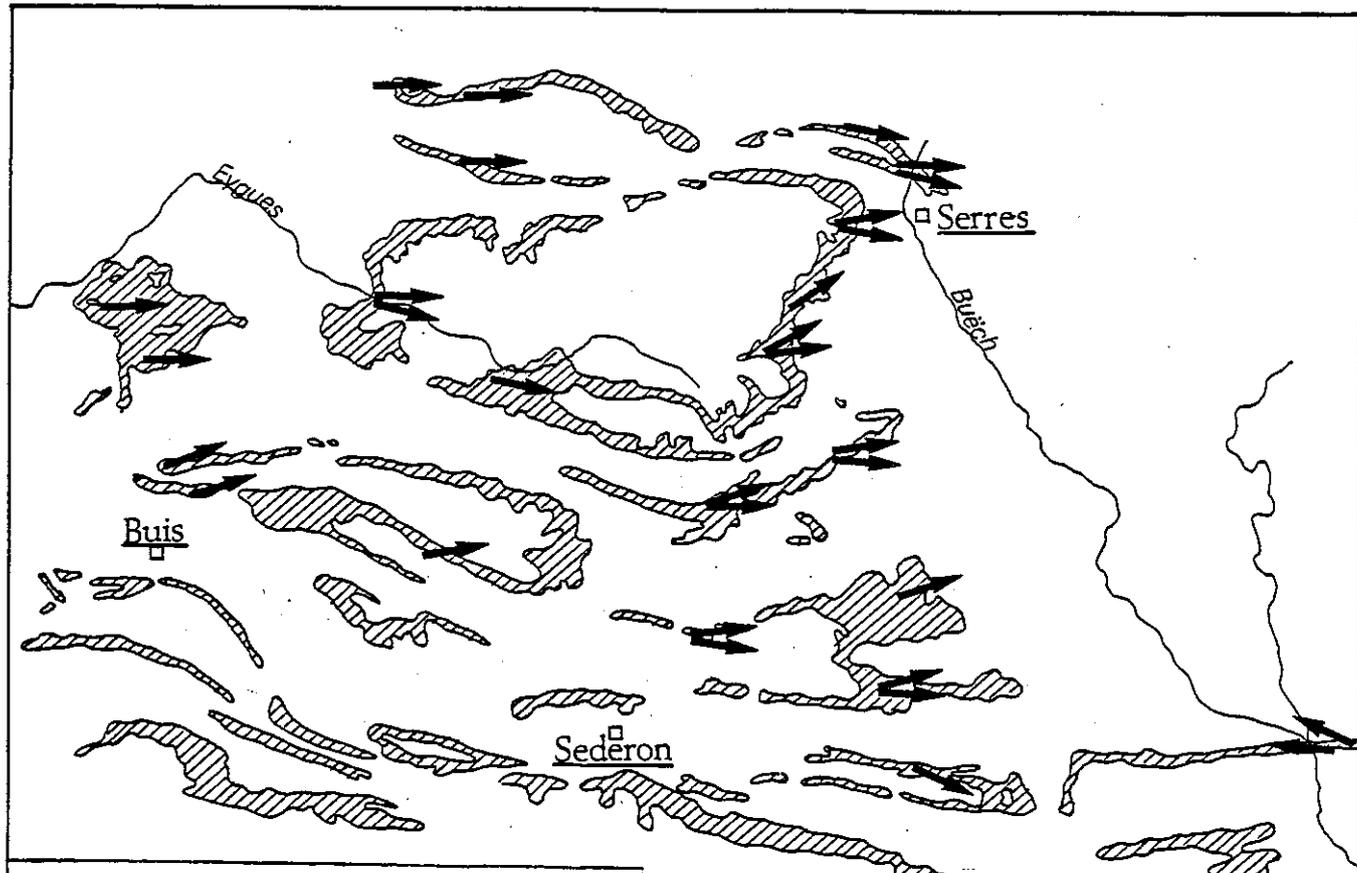


Fig.(51) : Paléopente de l'Hauterivien

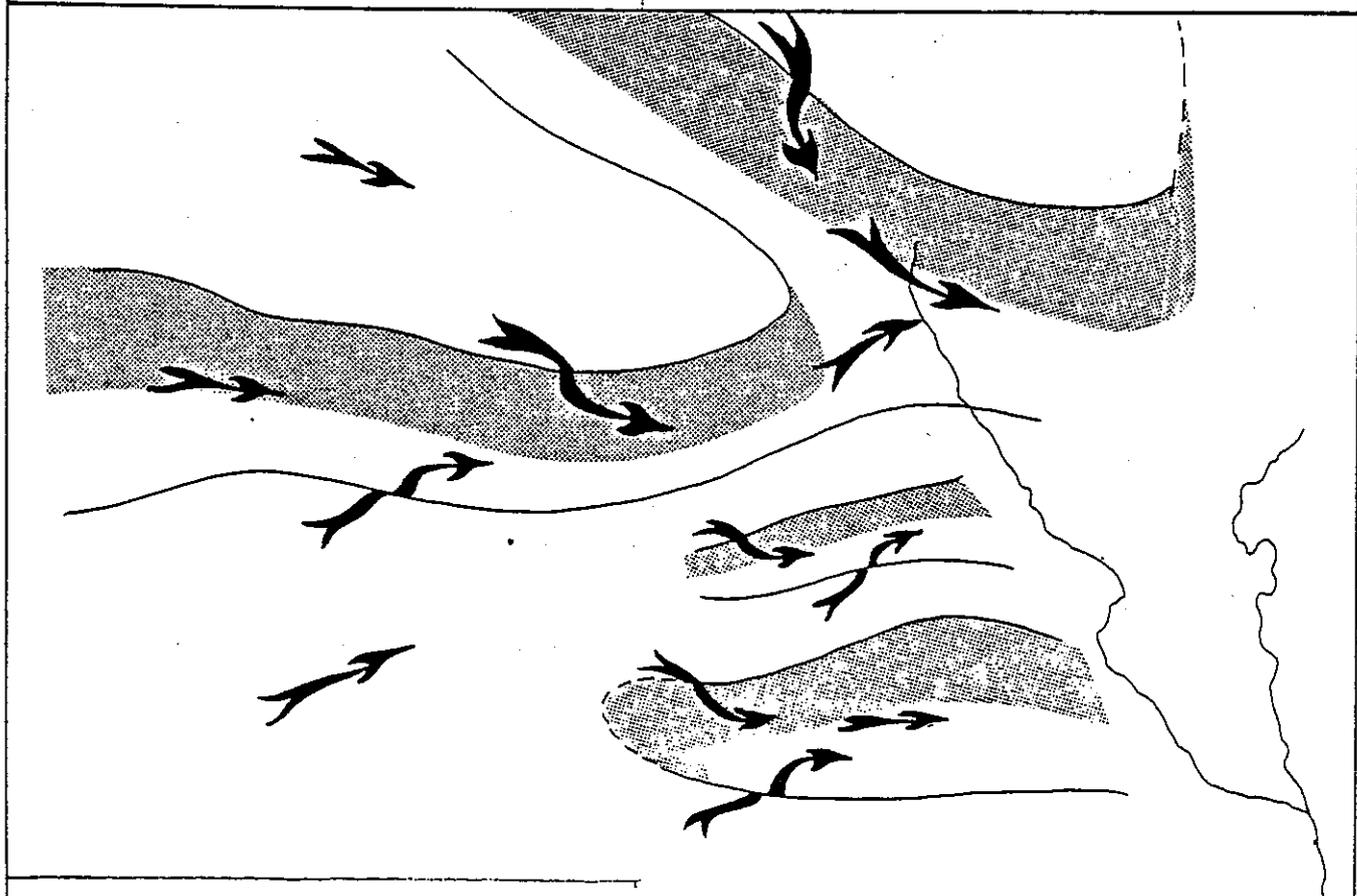


Fig. (52) : Courants et paléomorphologie schématique

2.2.2. A l'Est du Grand Buech

a) Le Dévoluy et ses abords

Fig 53 - 54

Sauf sur sa bordure nord, ainsi que dans une certaine mesure sur sa bordure orientale, l'Hauterivien du Dévoluy montre surtout des slumps de types 3 ou 4, c'est à dire incohérents et chaotiques.

La série de la Jarjatte comme celle de Tréminis fournissent de bons exemples de débris ou slurry flows. Par contre, à la Croix de la Pigne, sur la bordure nord du massif, alors que le Valanginien est entièrement slumpé d'une manière incohérente, l'Hauterivien montre au contraire une série relativement régulière.

La bordure orientale du Dévoluy, en particulier près du Glaizil et à Rabou, montre une série plus régulière, mais rappelons que ces localités sont situées dans un compartiment tectonique indépendant, à l'Est de l'accident médian du Dévoluy.

Les directions de pentes observées dans la plupart de ces coupes sont dirigées du Nord vers le Sud. La convergence des directions suggère l'existence d'une "fosse" nord-sud canalisant, en direction du Sud, des masses de sédiments provenant du Nord, de l'Est et de l'Ouest.

b) Entre la Durance et la Bléone

Malgré un petit nombre d'observations dispersées, la déclivité générale des pentes observées dans la région est vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. Ces directions s'observent aussi bien dans la série autochtone ou parautochtone (Le Caire, Esparron, Feysal) que dans celle de la Nappe de Digne (Prads, Blegières). La même direction est indiquée par les slumps de la coupe de Sisteron, en rive gauche de la Durance. En conséquence, le "Sillon du Buech" devrait passer à l'Ouest de Sisteron.

Fig. (53): Paléopente de l'Hauterivien

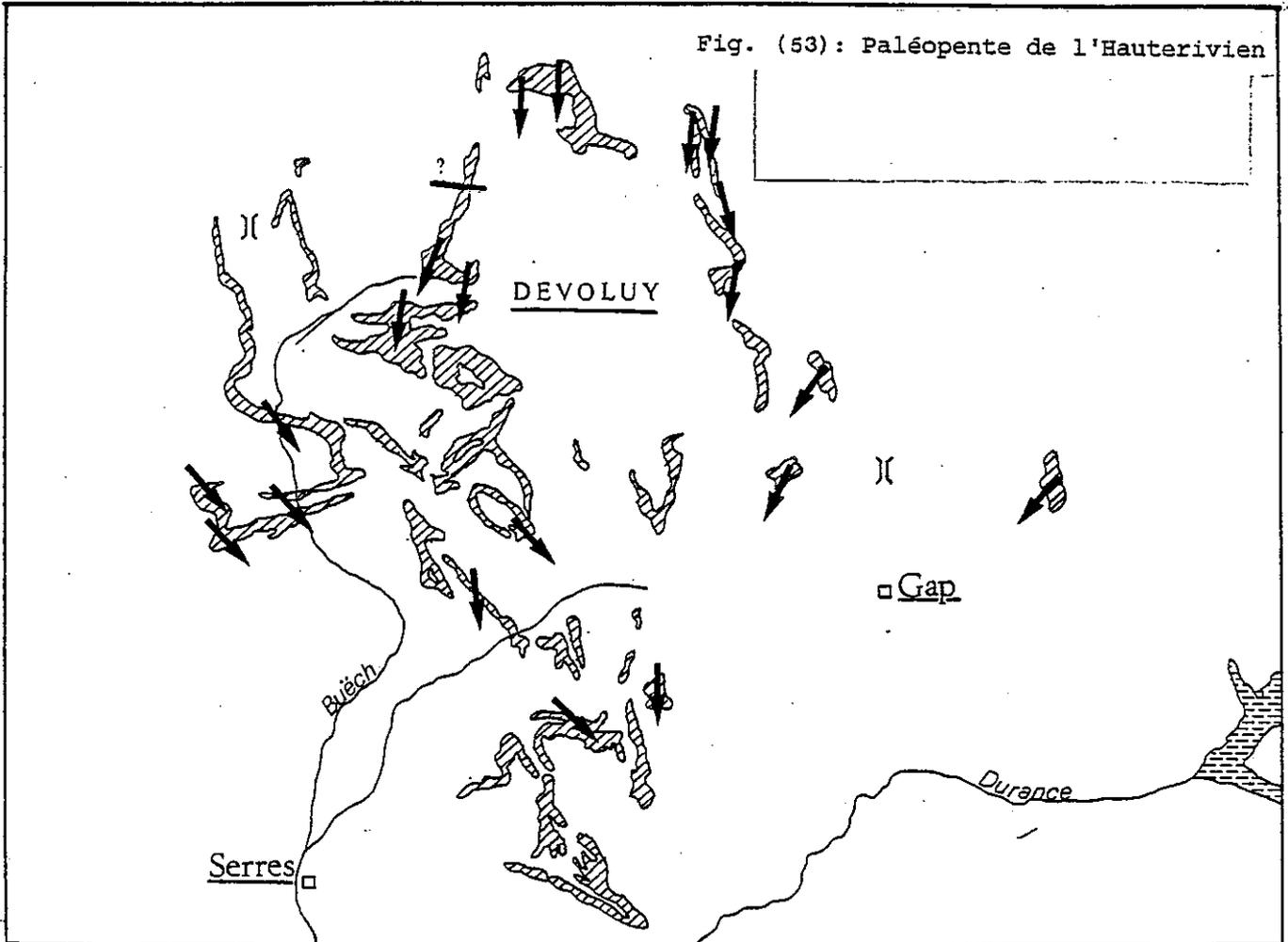
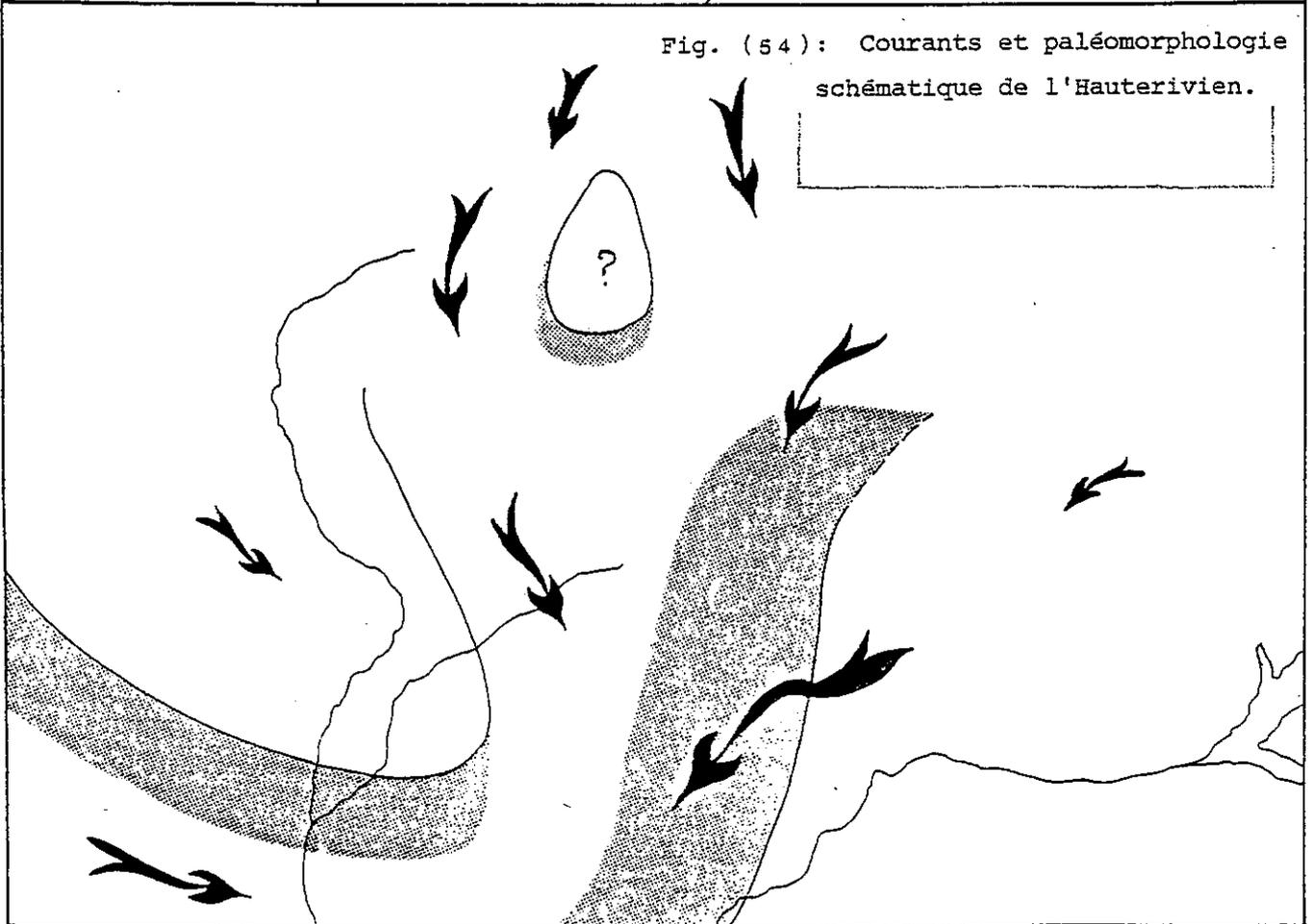
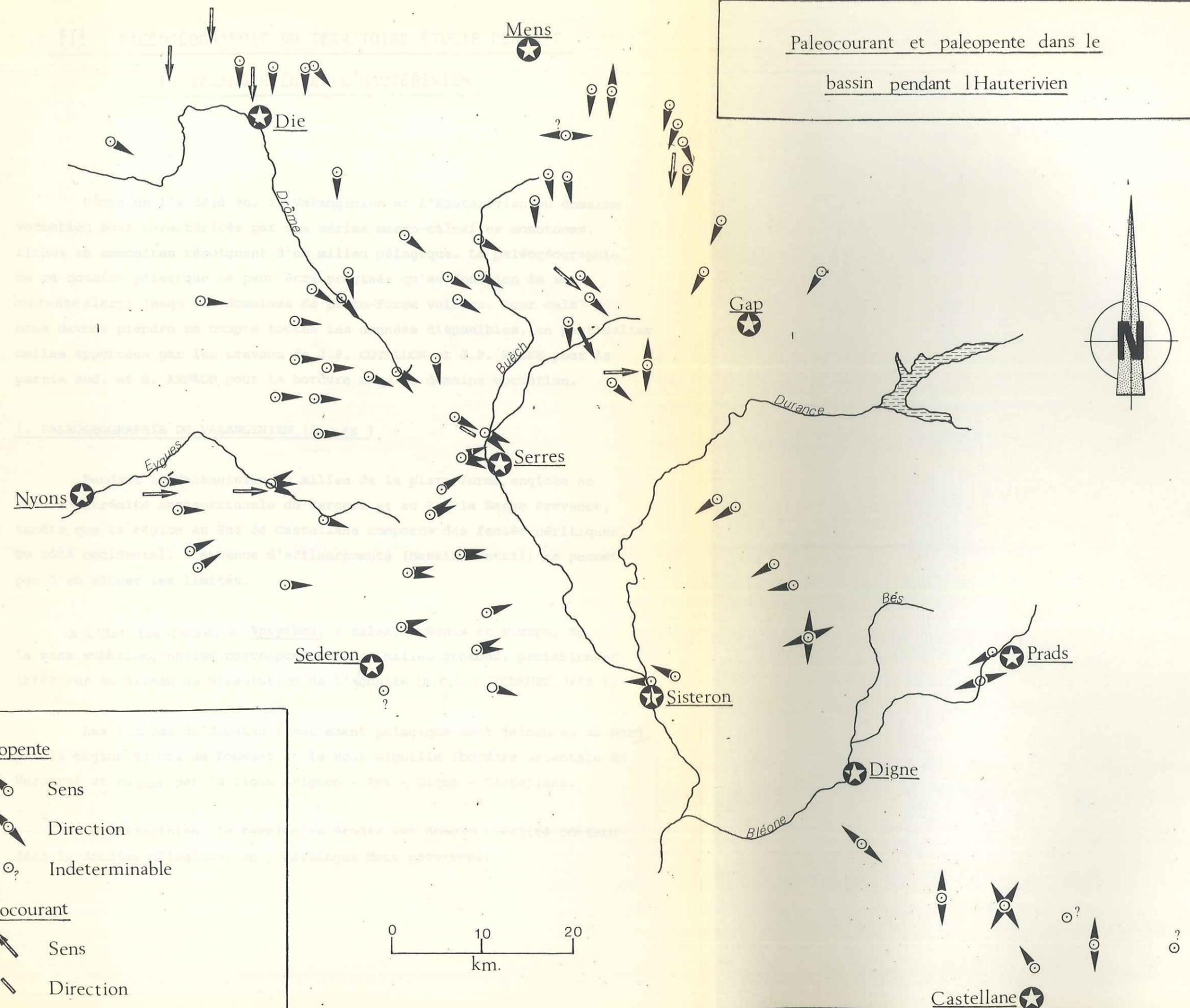


Fig. (54): Courants et paléomorphologie schématique de l'Hauterivien.



Paleocourant et paleopente dans le
bassin pendant l'Hauterivien



Paleopente

- Sens
- Direction
- Indeterminable

Paleocourant

- Sens
- Direction

c) Les environs du lac de Castillon (vallée du Verdon)

Quelques observations isolées montrent que les directions de pente observées ici sont dirigées vers le Nord ou le Nord-Ouest, ce qui indique que l'on s'approche ici de la bordure sud du bassin vocontien.

Il est à noter que ce secteur présente une certaine symétrie paléogéographique par rapport à celui de Montbrand:

- similitude des faciès calcaires;
- épaisseurs comparables (190 m à Castillon, 180 m à Montbrand);
- pourcentages de slumps voisins (16 % à Castillon, 12 % à Montbrand);
- même type de slumps cohérents (méga-litages obliques) dans chacune de ces localités indiquant une pente modérée.

III - PALÉOGÉOGRAPHIE DU TERRITOIRE ÉTUDIÉ PENDANT

LE VALANGINIEN ET L'HAUTERIVIEN

Comme on l'a déjà vu, le Valanginien et l'Hauterivien du domaine vocontien sont caractérisés par des séries marno-calcaires monotones, riches en ammonites témoignant d'un milieu pélagique. La paléogéographie de ce domaine pélagique ne peut être précisée qu'en fonction de son contexte élargi jusqu'aux domaines de plate-forme voisins. Pour cela nous devons prendre en compte toutes les données disponibles, en particulier celles apportées par les travaux de J.P. COTILLON et J.P. MASSE pour la partie sud, et H. ARNAUD pour la bordure nord du domaine vocontien.

1. PALEOGEOGRAPHIE DU VALANGINIEN (fig.56)

Pendant le Valanginien le milieu de la plate-forme englobe au Nord l'extrémité septentrionale du Vercors et au Sud la Basse Provence, tandis que la région au Sud de Castellane comporte des faciès néritiques. Du côté occidental, l'absence d'affleurements (Massif Central) ne permet pas d'en situer les limites.

A l'Est les faciès à Aptychus, à silex, brèches et slumps, de la zone subbriançonnaise correspondent à un milieu profond, probablement inférieur au niveau de dissolution de l'^{ra}agonite (A.C.D.) (CHENET, 1978).

Les limites du domaine franchement pélagique sont jalonnées au Nord par la région du Col de Rousset et le Mont-Aiguille (bordure orientale du Vercors) et au sud par la ligne Avignon - Apt - Digne - Castellane.

Au Valanginien, le territoire étudié est donc en totalité contenu dans le domaine pélagique; on y distingue deux provinces:

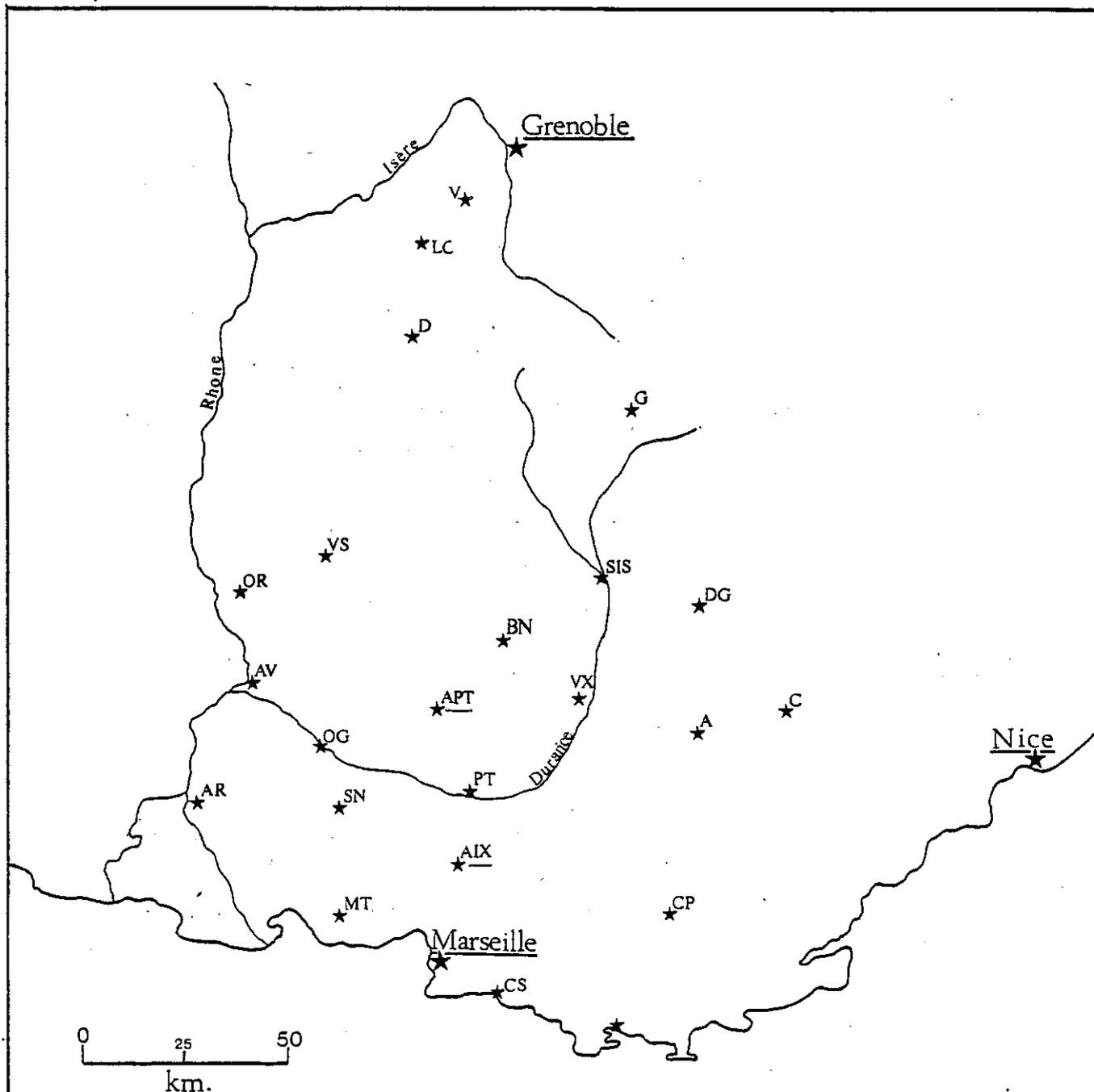


Fig. (55): Localisation géographique des figures et

A - Aiguines	MT - Martigues
AR - Arles	OG - Orgon
AV - Avignon	OR - Orange
BN - Banon	PT - Pertuis
C - Castellanne	SIS - Sisteron
CP - Comps	SN - Salon
CS - Cassis	TN - Toulon
D - Die	V - Villard-de-Lans
DG - Digne	VS - Vaison
G - Gap	VX - Volx
LC - La Chapelle-en-Vercors	

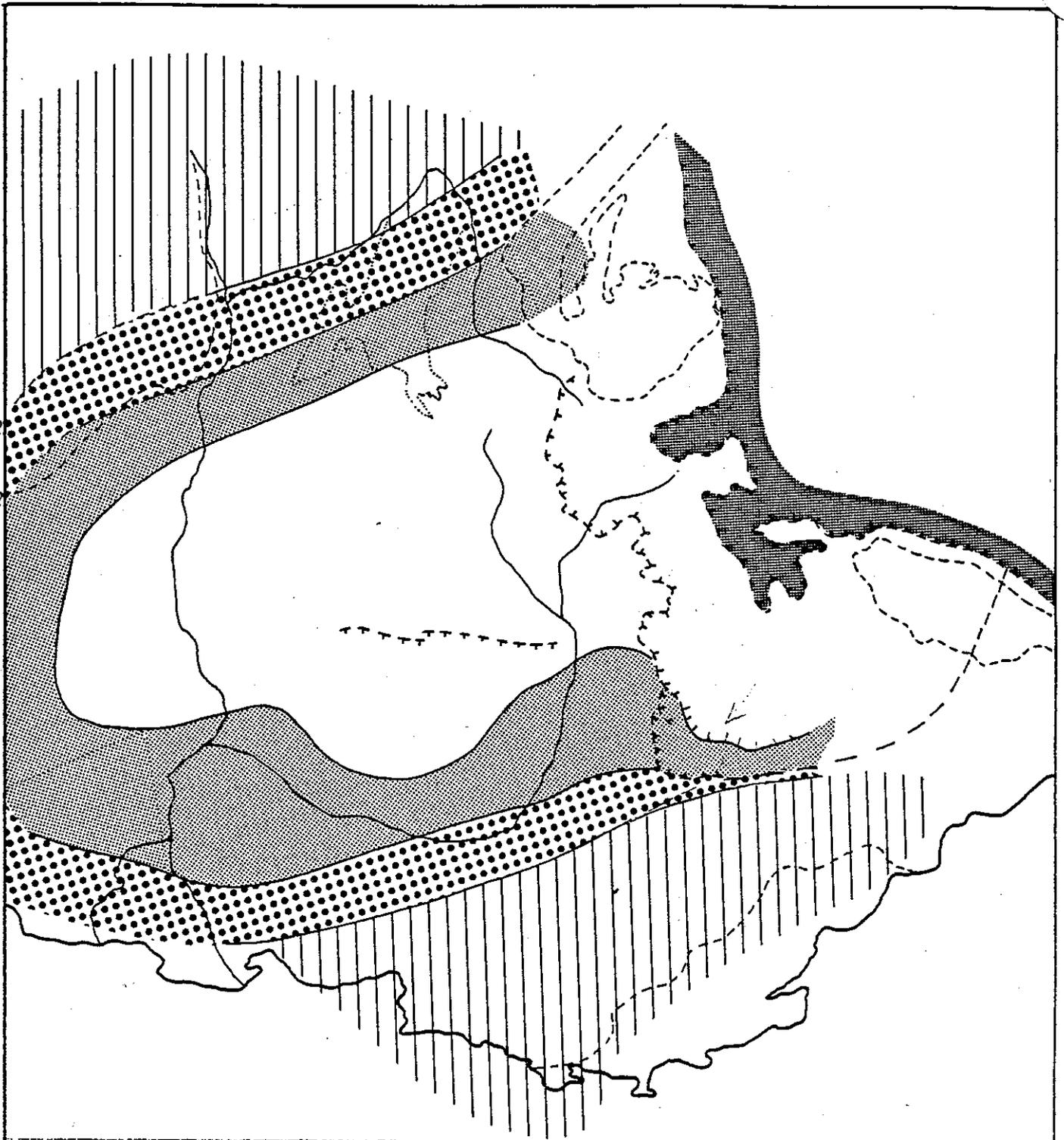


Fig. (56) : Paléogéographie du Valanginien.

Légende



Faciès pélagique



Faciès bioclastique



Faciès hémipélagique



Faciès de plate-forme



Faciès de la zone subbriançonnaise

a) Au Nord-Ouest, un secteur restreint est caractérisé par une sédimentation calcarénitique.

La carte d'isopaques et les directions de courants indiquent que ce matériel calcarénitique provient de la bordure nord du bassin, où il a été apporté par des courants de turbidité plus ou moins repris par des courants semblables aux courants de contour .

La bonne continuité latérale de ces dépôts, et l'absence de slumps parlent en faveur d'un fond de bassin relativement régulier et avec des pentes très faibles, au moins à l'Ouest du Buech et au Nord de la Drôme. L'organisation de ce corps détritique évoque celle de la partie la plus distale d'un cône sous-marin profond.

Plus à l'Est, au Sud du Dévoluy, les convergences des directions de courants et des nombreux slumps indiquent la présence d'un sillon méridien, incliné vers le Sud. Ce sillon semble jouer le rôle de piège limitant l'extension des calcarénites qui manquent plus à l'Est.

b) au Sud-Est, l'absence totale de calcarénites, la rareté des slumps et la constance des épaisseurs dans la série du Valanginien supérieur paraissent indiquer un milieu relativement tranquille, sans accidents topographiques particuliers.

2. PALEOGEOGRAPHIE DE L'HAUTERIVIEN

Vers la fin du Valanginien, le domaine pélagique s'étend un peu plus au Nord et au Sud, avant de subir une nouvelle restriction et surtout un léger déplacement d'ensemble vers le Nord pendant l'Hauterivien inférieur. En effet, la limite nord passe cette fois-ci par la Chapelle-en-Vercors et Grenoble, tandis que la limite sud est plus ou moins confondue avec la chaîne Ventoux - Lure (fig.57). Néanmoins, les domaines de plate-forme de cette époque sont nettement plus éloignés de l'axe du bassin, ce qui se traduit par une extension des domaines héli-pélagiques et bioclastiques.

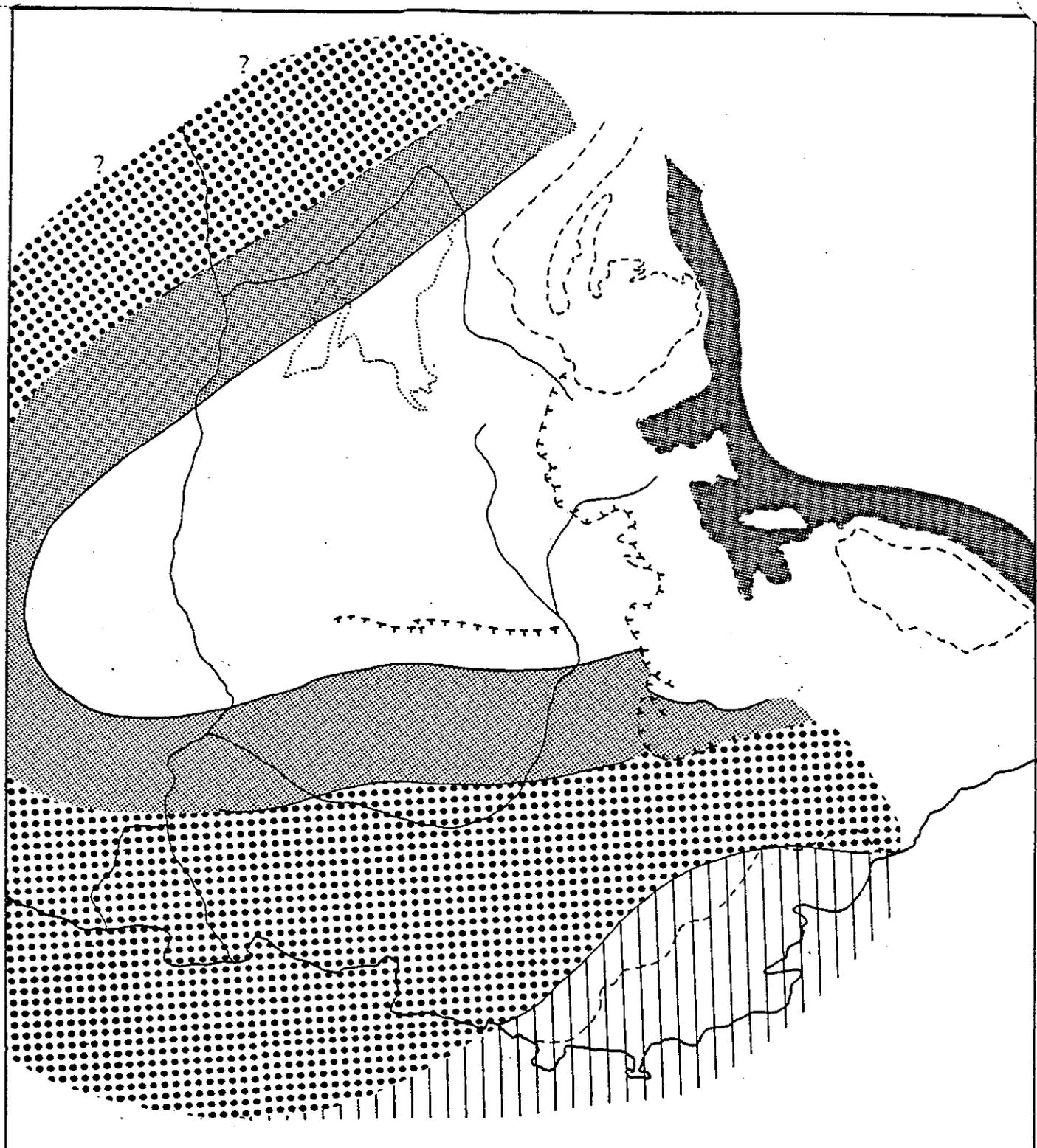


Fig. (57): Paléogéographie de l'Hauterivien inférieur

Légende (suite de la figure 56)

- Socle paléozoïque (contours actuels)
- Limite du Vercors
- ▲▲▲▲▲ Chevauchement majeur

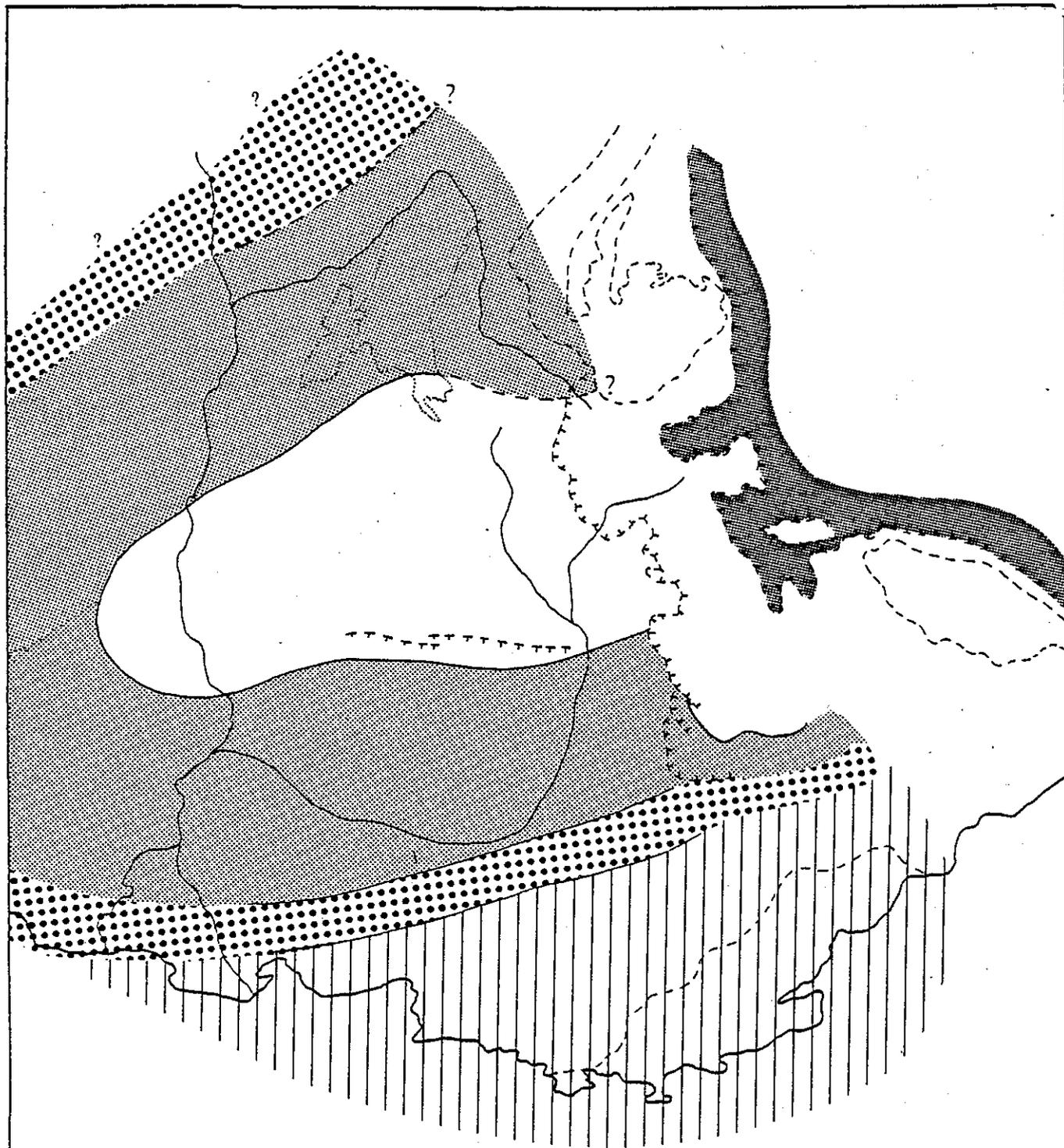


Fig. (57): Paléogéographie de l'Hauterivien supérieur

Légende - (voir fig. et)

(Fig. , , et , d'après: COTILLON (1963), MAILLARD (1963), MOULLADE (1966)

KERCKHOVE (1976), MASSE (1976), BAUDRIMONT et DUBOIS (1977) et ARNAUD (inédit)).

L'Hauterivien supérieur montre une nouvelle modification de ce paysage, surtout au Sud, où la plate-forme s'étend à nouveau sur toute la Basse Provence; le domaine franchement pélagique se rétrécit à son tour: sa limite nord passe, comme au Valanginien, par le Col de Rousset.

Par la suite, le rétrécissement du domaine pélagique s'exagère au Barrémien et au Bédoulien, avec une extension rapide du domaine de plate-forme sur l'ensemble du massif du Vercors au Nord et jusqu'à la ligne Ventoux-Lure au Sud.

Pendant l'Hauterivien, ce domaine pélagique paraît être divisé en deux secteurs de part et d'autre d'un sillon central plus ou moins nord-sud, à déclivité vers le Sud, et dont on perd la trace, de manière énigmatique, au Sud-Ouest de Sisteron.

La partie située à l'Ouest de la Durance paraît être la plus variée, avec plusieurs vallées sous-marines, dont la déclivité générale est plutôt vers l'Est.

A l'Ouest de la Durance, la plus grande dispersion^s des affleurements assez rares ne permet pas de se faire une image précise de l'organisation des pentes orientées plutôt vers l'Ouest.

3. MODIFICATION DE LA CONFIGURATION DU BASSIN PENDANT LE CRETACE INFÉRIEUR

Des modifications générales ou locales dans la configuration du bassin interviennent à trois moments de son histoire.

On note tout d'abord une disparition progressive des indices d'instabilité (brèches, conglomérats et slumps etc.) entre le Tithonique et le Valanginien moyen. On a vu en effet que l'horizon lithologique repère sous-jacent aux couches à Saynoceras verrucosum présente une continuité presque parfaite sur la totalité du bassin au sein d'une série marneuse pratiquement dépourvue de tout slump. Ce changement de la configuration du bassin reste à notre connaissance encore inexpliqué.

Dans la région de Rabou (Sud du Dévoluy) par contre, c'est un changement radical des directions de courant qui est indiqué par les calcarénites du Berriasien (N.S, BEAUDOIN (1977)) et celles du Valanginien observé comme E-W.

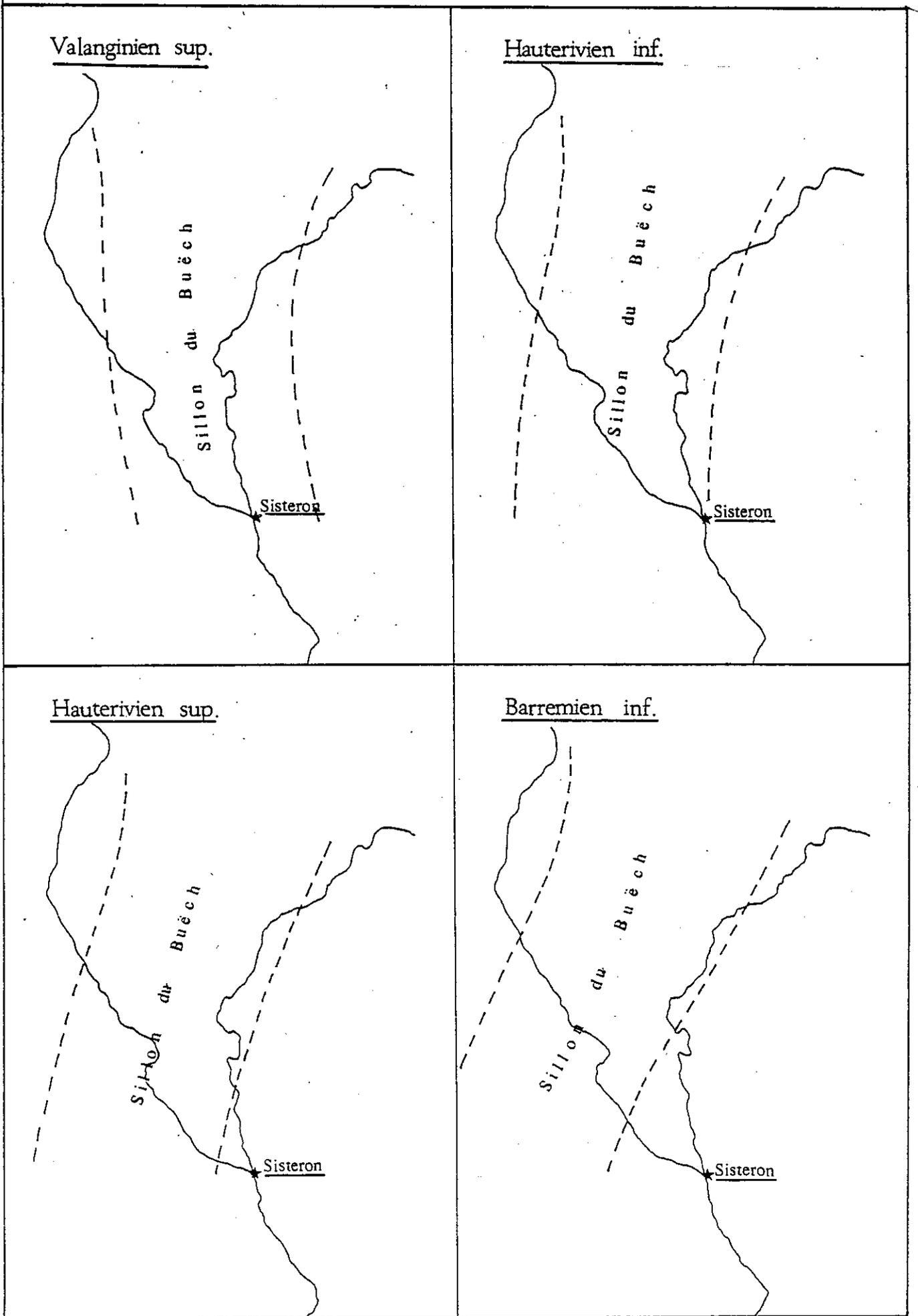


Fig. (58): Migration du Sillon du Buëch pendant le Crétacé inférieur

Cette rotation de 90° pourrait être en relation avec le déplacement de Sillon du Buech, dont nous allons maintenant parler.

Un second changement intervient à la limite Valanginien - Hauterivien, avec la réapparition presque générale des slumps témoignant de la création des pentes et d'accidents topographiques sous-marins dans des régions où la sédimentation était presque entièrement tranquille auparavant.

L'évènement majeur pendant l'Hauterivien est représenté par la migration du Sillon du Buech, amorcé dès le Valanginien et qui se poursuit au Barrémien (fig.58). Passant par l'emplacement actuel de Sisteron, ce sillon pendant le Valanginien présente une forme en arc à convexité vers l'Ouest. Etant donné qu'il canalisait un flux important de sédiments avec des courants turbulents, ce sillon a probablement subi une forte érosion sur sa rive occidentale concave, tandis que sur le côté convexe se produisait une accumulation anormale de sédiments généralement slumpés (coupe de Sisteron). Ce mécanisme expliquerait ainsi le déplacement vers l'Ouest de ce sillon comme le montre la variation des directions de paléopentes (voir fig.38 p.104).

4. PROBLEME DES RELATIONS ENTRE LA PALEOTOPOGRAPHIE SOUS-MARINE ET LE JEU EVENTUEL D'ACCIDENTS TECTONIQUES PENDANT LE MESOZOIQUE

En plus d'un certain nombre d'accidents rhégnatiques déjà mentionnés (voir Introduction) on a décrit spécialement dans la région comprise entre Gap et Sisteron quelques plis synsédimentaires dans la série du Jurassique inférieur et moyen. Comme les plis anté-Sénoniens du Dévoluy et de la région de Clamensane, ces plis d'orientation comprise entre N 50° et N 90° indiquent la persistance d'un serrage sub-méridien pendant tous le Mésozoïque. Ce serrage se poursuit d'ailleurs selon la même direction pendant le Paléogène (ARNAUD et al.(1978)).

On peut donc se demander si certains traits de la paléogéographie que nous avons décrits ne seraient pas conditionnés par de telles déformations.

4.1. Orientation générale du bassin et des principales paléo-vallées qui l'accidentent.

Cet allongement du bassin est plus ou moins conforme aux directions tectoniques qu'on vient de citer. Il n'est pas impossible que la création et l'entretien des pentes qui conditionnent les glissements sous-marins soit dû à des déformations légères et continues du bassin, impliquant à la fois un plissement et des mouvements le long des failles. Rappelons à ce propos que le rôle des micro-séismes n'est pas négligeable dans le déclenchement des glissements sous-marins.

4.2. Le rôle de l'accident Ventoux-Lure dans la paléogéographie méridionale du bassin

On a déjà signalé l'obliquité des isopaques de l'Hauterivien par rapport au chevauchement limitant Ventoux-Lure. Cette disposition peut s'expliquer selon deux modèles:

- ce chevauchement dans sa partie occidentale a une portée suffisante pour oblitérer l'ancienne courbure du bassin;
- ou bien, cet accident traduit le rejeu d'une flexure qui, dès le Crétacé inférieur, aurait délimité le domaine pélagique vers le SUD.

4.3. Orientation du Sillon du Bûech

Ce sillon, autant que l'on puisse en reconstituer le tracé avec certitude, apparaît singulièrement orienté selon plusieurs accidents rhégnomatiques décrit dans les massifs cristallins externes et leur couverture sédimentaire dans la région qui nous concerne (ARNAUD et al. (1978)). Les accidents que nous évoquons ont une direction NNE-SSW (accident médian de Belledonne, linéament de Clamensane), probablement d'héritage Varisque.

Cette similitude de direction permet de supposer que ce sillon aurait pu s'implanter au long d'une zone de fracture effectuant d'une manière très discrète la couverture au-dessus d'un accident du socle.

CONCLUSION GENERALE

La sédimentation pélagique à ammonites du domaine vocontien pendant le Crétacé inférieur interfère avec deux phénomènes sédimentaires tout à fait différents:

- un apport de matériel bioclastique pendant le Valanginien supérieur localisé dans la partie nord-ouest de la région étudiée;
- des glissements sous-marins (slumping) remobilisant les sédiments fraîchement déposés, d'extension générale dans le bassin, surtout pendant l'Hauterivien en ce qui concerne la tranche de série étudiée.

L'étude détaillée de ces accidents de la sédimentation a apporté les résultats suivants:

- l'extension des calcarénites a été précisée: représentées principalement dans le Diois et le Beauchène, elle ne dépasse guère vers l'Est la vallée du Buëch et vers le Sud celle de l'Eygues;
- ces calcarénites se sont révélées très riches en structures sédimentaires primaires indiquant l'intervention de courants de turbidité dans leur dépôt;
- les directions de courants déduites indiquent une provenance nord ou nord ouest du matériel;
- toutefois, en un point particulier (Montbrand) un mécanisme semblable à celui des courants de contours joue un certain rôle dans la sédimentation: il a été mis en évidence par la comparaison des directions de courants enregistrées par des calcarénites et celles des pentes déduites des slumps;
- les slumps apparaissent en grand nombre dans la série vers la fin du Valanginien supérieur et jouent un rôle essentiel pendant l'Hauterivien (ainsi que dans le Barrémien). Leur répartition permet de situer vers le Nord-Ouest, l'Ouest et le Sud-Ouest une frontière entre un domaine stable plus à l'Ouest, et le domaine vocontien au sens propre, comportant des pentes sous-marines instables à l'Est.

- les slumps contribuent aux variations d'épaisseurs de la série avec des phénomènes d'ablation, de "non-dépôt" et d'accumulation. En dépit de ces variations, les corrélations stratigraphiques restent possibles au moins dans la région étudiée;
- l'analyse des structures observées dans les slumps permet de remonter aux pentes qui accidentaient le bassin surtout pendant l'Hauterivien;
- la notion de pente suggère une certaine profondeur qui n'a pu être évaluée d'une manière absolue, mais qu'on peut estimer à au moins 1 000 m dans le secteur le plus profond du domaine étudié;
- la distribution des pentes permet par ailleurs d'envisager une configuration du bassin allongé dans le sens est-ouest, séparé en deux secteurs par une dépression centrale méridienne (sillon du Buëch).

Il reste néanmoins un certain nombre de questions, non abordées ou non résolues, qui mériteraient des recherches ultérieures:

- la localisation du domaine alimentant le bassin en matériel bioclastique reste incertaine (Vercors septentrional et Jura méridional ?);
- les calcarénites valanginiennes s'intercalent d'une manière plus ou moins régulière dans l'alternance marno-calcaire pélagique: y-a-t-il une relation entre la rythmicité, à l'échelle du bassin, d'origine peut-être bio-climatique et la rythmicité des turbidites ?
- les vallées sous-marines par lesquelles transitent les sédiments de l'Haute l'Hauterivien sont-elles assimilables à des véritables canyons sous-marins. La notion de canyons sous-marins en tant que talwegs sub-aériens submergés n'est évidemment pas applicable ici, en raison de la pérennité du domaine marin depuis le Jurassique.

Enfin, l'influence de mouvements tectoniques pendant la sédimentation n'a pas pu être démontrée, bien que le canevas paléogéographique du bassin du Sud-Est pendant le Crétacé soit évidemment contrôlé par le jeu d'accidents rhygmiques. L'allongement est-ouest du bassin vocontien suggère malgré tout une relation avec les directions de plis pyrénéo-provençaux qui apparaissent dans cette région environ 50 millions d'années plus tard.

BIBLIOGRAPHIE

- ALHONEN P. (1978). - Penecontemporaneous deformation structures in a Glacio-fluvial environment: A new site from southern Finland.
Ann. Acad. Sci. Fennicae A.III.123, 1970.
- ANDREWS J.E., SHEPARD F.P. et HURLEY R.J. (1970). - Great Bahama Canyon.
Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 81, p. 1061-1078.
- ANKETELL J.M. et LOVELL J.P.B. (1976). - Upper Landoverian grogal sandstones and aberystwyth grits in the new Quay area. Central wales: a possible upwards transition from contourites to turbidites.
Geological Journal, vol.11, pt.2, p.101-108.
- ARNAUD H. (1979). - Surfaces d'ablation sous-marines et sédiments barrémo-bédouliens remaniés par gravité du Barrémien au Cénomaniens entre le Vercors et le Dévoluy (SE de la France).
Géologie Alpine t.55, p. 5-21
- ARNAUD H., BARFETY J.C., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1978). - A propos du rhexmatisme des zones externes alpines au Sud de Grenoble.
C.R. Acad. Sc. Paris, t.286, p. 1335-1338
- ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1978). - Les thèmes structuraux de la tectonique synsédimentaire jurassique du domaine vocontien: données fournies par les chaînes subalpines de Gap à Sisteron.
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 287, p. 217-220
- ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1978). - Dislocations synsédimentaires du socle et déformations ultérieures de la couverture : l'exemple des chaînons subalpins au NE de Sisteron.
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 287, p. 787-790.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H. et MASSE J.P. (1978). - Les discontinuités sédimentaires du Barrémien sup. et du Bédoulien sur le pourtour de la zone vocontienne.
Livre jubilaire. Jacques Flandrin. Lab.Geol. Lyon.
Hors série n°4, p.11-28.
- BARTOLINI C. (1975). - Sedimentary features of Shallow water turbidites in restricted basins.
IXe Congrès Intern. Sedim. Nice, Thème 6. Mécanique sédimentaire vitesse des processus, p. 7.14.
- BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P. (1977). - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : Le Sud-Est de la France.
Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, vol.1: n°1, p.261-308.

- BEAUDOIN B. (1968).- Mise en évidence de paléocourants dans le Berriasien de Barles (B.A.).
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 267, p. 152-155.
- BEAUDOIN B. (1970).- Sédimentation détritique d'une série carbonatée réputée "Pélagique". (Exemple du Jurassique supérieur - Crétacé Inférieur du S.E. de la France).
Sediment. Geol. n°4, p. 135-151
- 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 Docteur Ingénieur Caen - 143 p.
- BEAUDOIN B. (1977).- Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: Le Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales.
Thèse Caen - 2 tomes.
- BEAUDOIN B. et al. (1974).- Essai d'analyse des rythmes dans des formations marno-calcaires alternantes.
Bull. Soc. Geol. Fr. (7) XVI, n°6, p. 634-642.
- BEAUDOIN B., LE DOEUFF D., PINAULT M. (1975).- Les glissements synsédimentaires (slumping): un mécanisme essentiel au Jurassique terminal - Néocomien dans le SE de la France.
IXe Congrès Int. Sedim. Nice. Thème 6-Mécanique sédimentaire-vitesse des processus, p. 221-227.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977).- From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system.
International Symposium on the structural history of the Mediterranean basins. Split (Yugoslavia) 25-29 oct. 1976
Editions Technip. Paris 1977, p. 143-164
- BIJU DUVAL B. et MONTADERT L. (1977).- Geological evolution from the tethys to the mediterranean from the mesozoic to the present. In - Editor's comments - International symposium on the structural history of the Mediterranean basins. Split (Yugoslavia) 25-29 octobre 1976. Editions Technip. Paris, p. 13-18.
- BIJU DUVAL B. et MONTADERT L. (1977).- (Editor) - International symposium - Structural history of the Mediterranean basins. Split, Yugoslavia.
Editions Technip. Paris, 445 p.
- BLANC J.J. (1971).- Mouvements de la mer et notes de sédimentologie littorale.
Trav. Lab. Geol. Luminy (Marseille), n°3, 131 p.
- BOSWELL P.G.H. (1937).- The tectonic problems of an area of salopian rocks in NW Denbighshire: Contemporaneous submarine sliding of sediments (slumping).
The Quat. Journ. Geol. Soc. Lyon, vol. XCIII, part.3, p. 284-321.

- BOUMA A.H. (1973).- Contourites in Niesenflysels, Switzerland.
Eclogae geol. Helv. vol. 66/2, p. 315-323
- BOUMA A.H. et BROUWER A. (1964).- Turbidites.
Developments in sedimentology, vol.3, Elsevier eds. 264 p.
- BUSNARDO R. et al. (1977).- Livret guide de l'excursion Ardèche -
Groupe Français du Crétacé.
Trav. Dept. Geol. Lyon.
- BURK C.A. et DRAKE C.L. (1974).- The geology of continental margins
Springer - Verlag, New-York eds.1009 p.
- CAROZZI A. (1953).- Pétrographie des roches sédimentaires.
F. Rouge & Cie S.A. - Librairie de L'université
Lausanne - 250 p.
- CARTER R.M. (1975).- A discussion and classification of subaqueous
Mass-Transport with Particular application to Grain-Flow
Slurry-Flow and Fluxoturbidites.
Earth Sciences Reviews, n°11, p. 145-177.
- CARTER R.M. (1975).- Mass emplaced sand fingers at Mararoa construction
site, southern New Zealand.
Sedimentology, n°22, p. 275-288.
- CARTER R.M. (1979).- Trench slope channels from the New Zealand
Jurassic: the Otékura formation, Sandy Bay, South
Otago.
Sedimentology, n°26, p.475-496.
- CARTER R.M. et LINDQUIST (1975).- Sealers bay submarine fan complex
Oligocène, southern New Zealand.
Sedimentology, n°22, p. 465-483.
- CARTER R.M. et MORRIS R.J. (1977).- Redeposited conglomerates in a
Miocène Flysch sequence at Blackmount, Western Southland,
New-Zealand.
Sedimentary Geology, n°18, p. 289-319.
- CHENET P.Y. (1978).- La Marge Tethysienne au Mésozoïque dans le secteur
subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier (Alpes
Occidentales Françaises).
Thèse ENSM Paris 385 p.
- CHILINGAR G.V., BISSEL H.J. et FAIRBRIDGE R.W. (Editor) (1967).-
Carbonate Rocks.
Developments in sedimentology - 9 B
Elsevier Publishing Company - Amsterdam - London -
New-York. 413 p.
- CITA Maria-Bianca (1980).- Quand la Méditerranée était asséchée.
La Recherche, n°107, vol. 11, p. 26-35.

- CLARI P. et GHIBAUDO G. (1979).- Multiple slump sears in the Tortonian-type area (Piedmont Basin, north western Italy). Sedimentology n° 26, p. 719-730.
- COLLINSON J. et al. (1979).- Sedimentation détritique (Fluviatile, Littorale et Marine). Cours de 3e Cycle Romaud en Géologie. Inst. Geol. Fribourg-Suisse, 419 p.
- COLLOQUE SUR LE CRETACE INFERIEUR (1965).- Mémoire du BRGM n°34, Paris.
- COOKE H.E. et al. (1972).- Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank (reef) margins Alberta Canada. Bull. Can. Petrol.Geol. 20, 439-497.
- COTILLON P. (1971).- Le Crétacé inférieur de l'Arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var: Stratigraphie et sédimentologie. Mém. B.R.G.M. n°68.
- CROWELL J.C. (1957).- Origin of Pebbly Mudstones. Bull. Geol. Soc. Amer. vol.68, p.993-1010, 11 fig, 4 tabl.
- CUSHMAN J.A. (1959).- Foraminifera - Their classification and Economic Use. Harward University Press 605 p.
- DEBELMAS J. (1952).- Exemples de glissements sous marins dans le Dogger et le Malm Briançonnais. Trav. Lab. Geol. Grenoble Tomé XXX, p. 107-111
- DEBELMAS J. (1974).- Géologie de la France. Vol. 1 et 2. Doiñ Edition Paris 544 p.
- DE BOER D.L. (1979).- Convolute lamination in modern sands of the estuary of the Oosterschelde, the Netherlands, formed as the result of entrapped air. Sedimentology n°26 p.283-294.
- DINGLE R.V. (1977).- The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (SE Africa). Journ. of the Geological Society vol.134, p. 293-310
- DONZE P. ET THIEULOY J.P. (1975).- Sur l'extrême condensation du Valanginien sup. dans le Jura Neuchâtelois, en particulier dans la strototype de Valangin. et sa signification. dans l'ensemble des formations valanginiennes du SE de la France. C.R.Acad.Sc.Paris t.280, p.1661-1664
- DOTT R.H. (1963).- Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.-47 p. 104-128.

- DRAKE D.E. et GORSLINE D.S. (1973).- Distribution and transport of suspended particulate Matter in Hueneme, Redondo, Newport, and La Jolla Submarine Canyons, California.
Bull. Geol. Soc. Amer. vol.84, p.3949-3968, 12 fig.
- DUFF P. Mel.D., HALLAM A. et WALTON E.K. (1967).- Cycle sedimentation
Developments in sedimentology. Vol.10
Elsevier éd. 280 p.
- DZULYNSKI S., KSIAZKIEWICS M. et KUEMEN Ph. H. (1959).- Turbidites
in flysch of the Polish Carpathian Mountains.
Bull. Geol. Soc. Amer., vol.70, p.1089-1118.
- DZULYNSKI S. et WALTON E.K. (1965).- Sedimentary features of Flysch
and Greywackes.
Developments in Sedimentology - Vol.7, Elsevier éd. 274 p.
- ERICSON D.B., EWING M., WOLLIN G., HEEZEN B.C. (1961).- Atlantic deep
sea sediment cores.
Bull. Geol. Soc. Amer. vol.72, p.193-286.
- FERRY S. (1976).- Cones d'épandage bioclastique en eau profonde
et glissements sous marins dans le Barrémien et l'Aptien
Inférieur vocontien de la Drôme. Implications paléostruc-
turales.
Thèse 3ème cycle - Lyon - 2 fascicule.
- FERRY S. (1976).-"Les calcaires à débris" barrémo-aptiens de la Drôme
vocontienne (France SE): des cônes d'épandages bioclastiques
en eau profonde.
Livre Jubilaire-Jacques Flandrin-Lab.Geol.Lyon Hors série
n°4, p. 273-304.
- FERRY S. et FLANDRIN J. (1979).- Mégabrèches de resédimentation, lacunes
mécaniques et pseudo "hard-grounds" sur la marge vocontienne
au Barrémien et à l'Aptien Inférieur (SE de la France).
Géologie Alpine t.55, p. 75-92
- FOLK R.L. (1974).- Petrology of sedimentary rocks.
Hemphill Publishing Co. Austin - Texas, 182 p.
- FRIEDMAN G.M. (1969).- Editor - Depositional environments in Carbonate
Rocks.
SEPM. Special Publication n°14, 209 p.
- FRIEDMAN G.M. et SANDERS J.E. (1978).- Principles of Sedimentology
John Wiley & sons - New-York 792 p.
- GEVIRTZ J.L. & HANSEN E. (1973).- Structural analysis of primary
folds in a turbidite sequence.
Abstr. Prog. Geol. Soc. Am., 5, p.633 - 634.

- GIDON M., PAIRIS J.L. et APRAHAMIAN J. (1976).- Le linéament d'Aspres les Corps: sa signification dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes.
C.R.Acad. Sc. Paris, t.282, p.271-274.
- GOGUEL J. (1938).- Glissements sous marins dans le Crétacé Inférieur.
Bull. Soc. Géol. France, 5ème série, Tome 8, p. 251-259
- GOGUEL J. (1939).- Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance.
Bull. Carte Geol. France Tome 41, n°202, p. 1-48.
- GOGUEL J. (1947).- Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors.
Bull. Carte Geol. France, Tome 46, n°223, p. 1-46.
- GORSLINE D.S. (1978).- Anatomy of Margin Basins - Presidential Address
Journ. of. Sedim? Petrôlogy, vol.48, n°4, p.1055-1068.
- GRIGGS G.B. et KULM L.D. (1970).- Sedimentation in Cascadia deep sea channel.
Bull. Geol. Soc. Amer. vol.81, p. 1361-1384.
- HALL B.A. et STANLEY D.J. (1973).- Levee-Bounded submarine base-of-slope channels in the Lower Devonian seboomook Formation Northern Maine.
Bull. Geol. Soc. Amer. Vol.84, p.2101-2110.
- HAM W.E. (1962).- (Editor). Classification of Carbonate Rocks.
Symposium A.A.P.G. Publication Memoir 1, 279 p.
- HAMILTON E.L. (1959).- Thickness and consolidation of deep sea sediments.
Bull. Geol. Soc. Amer. vol 70, p. 1399-1424. 11 fig., 1 pl.
- HAMPTON M.A. (1972).- The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents.
J. Sed. Petrôl. 42, p. 775-93.
- HANSEN E. (1965).- Methods of deducing slip line orientations from the geometry of folds.
Yb. Carnegic Instn. Wash. 65, p. 387-405
- HANSEN E. (1967).- Natural slip folds in which the fold axes nearly parallel the slip lines.
Yb Carnegic Instn. Wash, 66, p. 536-538.
- HARLETT J.C. et KULM L.D. (1973).- Suspended sediment transport on the Northern Oregon Continental shelf.
Bull. Geol. Soc. Amer. vol.84, p. 3815-3826, 11 fig.
- HEEZEN B.C., HOLLISTER C.D. et RUDDIMAN W.F. (1966).- Shopping of the continental Rise by Deep Geostrophic Contour Currents.
Science, vol. 152, p. 502-508.

- HEEZEN B.C., THARP M. et EWING M. (1959).- The floors of the Oceans;
I -The North Atlantic.
The Geol. Soc. of Amer. Special Paper 65.
- HEIN J.R., O'NEIL J.R. et JONES M.G. (1979).- Origin of authigenic
carbonates in sediment from the deep Bering sea.
Sedimentology. N°26, p.681-705.
- HOLLISTER C.D. et HEEZEN B.C. (1972).- Geologic Effects of Ocean
Bottom Currents: western North Atlantic. In Gordon A.L.
Editor-Studies in Physical Oceanography, vol.2,
p.37-66.
- HSU K.J. (1974).- Melanges and their distinction from olistostromes.
In SEPM sp. publ. n°19, p.321-333.
- HUBERT J.F. (1964).- Textural evidence for deposition of many western
North Atlantic deep-sea sands by Ocean Bottom Currents
rather than turbidity currents.
The Journ. of Geology, vol. 72, n°6, p.757-785.
- JONES O.T. (1937).- On the sliding or slumping of sub-marine sediments
in Denbigshire, North Wales during the Ludlow period.
The Quat. Jour. Geol. Soc., London Vol. XCIII, part.3,
p.241-283.
- JONES O.T. (1940).- The geology of the Colwyn Bay District: A study
of submarine slumping during the Salopian period.
The Quat. jour. Geol. Soc. London. Vol. XCV, Part.4,
p.335-382.
- JORDAN C. (1978) (compiled by) - Sedimentary Processes: carbonate
sedimentology.
SEPM Reprint series number 5, 235 p.
- KERCKHOVE C. (1969).- La "Zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais
Ubaye (Alpes Occidentales)
Extrait de Géologie Alpine, Tome 45, 205 p.
- KOMAR P.D. (1971).- Hydraulic jumps in turbidity currents.
Geol. Soc. Amer. Bull. 82, p. 1477-88
- KRUMBEIN W.C. et PETTIJOHN F.J. (1938).- Manual of Sedimentary
Petrography.
The Century Earth Science Series. Appleton Century - Grofts
INC. New-York 549 p.
- KUENEN Ph. H. (1951).- Properties of turbidity currents of high density
In. R.D. Russel (ed) Turbidity currents and the transportation
of Coarse sediments of Deep water.
Soc. Econ. Paleont. Miner. Sp. Publ. 2, p. 14-33.

- KUENEN Ph. H. (1953).- Origin of classification of submarine canyons.
Bull. Geol. Soc. Amer. vol.64, p. 1295-1314.
- LAUBSCHER H. et BERNOULLI D. (1977).- Mediterranean and Tethys.
In International Sym. Struc. Hist. Mediterranean Bassins
Split (Yugoslavia) 25-29 octobre 1976. Edition Technip.
Paris, p. 129-132.
- LE DOEUFF D. (1977).- Rythmes et contournements synsédimentaires
en série carbonatée alternante: reconstitution paléomor-
phologique au Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines
méridionales.
Thèse 3ème cycle - Paris Sud, Centre d'Orsay, 239 p.
- LE HEGARAT G. (1973).- Le Berriasien du Sud-Est de la France.
Thèse - Lyon - 2 fascicules - 576 p.
- LE PICHON X. (1980).- Glissements, avalanches et canyons sous-marins
La Recherche, n°107, p. 69-70.
- LESSERTISSEUR J. (1955).- Traces fossiles d'activité animale et leurs
significations paléobiologiques.
Mem. Soc. Geol. Fr. n°74 (Nouvelle série) 150 p, XI pl.
- LEWIS K.B. (1971).- Slumping on a continental slope inclined at 1° - 4°
Sedimentology, 16, p.97-110
- MANGIN J.P. (1962).- Traces de pattes d'oiseaux et Flute-casts associés
dans un "Faciès Flysch" du Tertiaire Pyrénéen.
Sedimentology, 1 (1962), p.163-166
- MARSHALL M.F. (1978).- A large storm-induced sediment slump reopens an
Unknown scripps submarine canyon tributary
In: Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches
Editor: D.J. Stanley & G. Kelling.
- MASSE J.P. (1976).- Les calcaires urgoniens de Province -
Valanginien - Aptien inférieur: Stratigraphie, Paléontologie.
Les paléoenvironnements et leur évolution.
Thèse Aix Marseille II, 256 p.
- McGEE W.J. (1891).- The Pleistocene history of northeastern Iowa
Rep. US Geol Surv. 11, p. 199-571
- MOORE R.C. (1957) (Editor).- Treatise on Invertebrate paleontology
Part L., Mollusca 4, Cephalopoda - Ammonoidea.
Geol. Soc. of America & University of Kansas Press 490 p.
- MOORE R.C. (1964).- Treatise on Invertebrate paleontology. Part C,
Protista 2, vol. 1 et 2, 900 p.
- MORGENSTERN N. (1967).- Submarine slumping and the initiation of turbidity
currents.
In A.F.Richards (éd.). Marine géotechnique. University of
Illinois Press. Urbana pp. 109-220.

- MOULLADE M. (1966).- Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "Fosse vocontienne".
Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n°15, 369 p.
- MOULLADE M. et THIEULOUY J.P. (1967).- Nouvelles contributions à l'étude biostratigraphique de l'Hauterivien vocontien: caractérisation et extension de la zone à Radiatus.
C.R. somm. Soc. Geol. France, Paris, fasc.2, p. 46-47.
- MOULLADE M. et THIEULOUY J.P. (1967).- Les zones d'ammonites du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien vocontien.
C.R. somm. Soc. Geol. France, Paris, fasc.6, p.228-229.
- MÜLLER G. et FRIEDMAN G.M. (1968) (Editor).- Recent developments in Carbonate sedimentology in Central Europe.
Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New-York, 255 p.
- MUTTI E. et RICCI LUCCHI F. (1972).- Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale : Introduzione All'Analisi di facies.
Mem. Soc. Geol. It., n°11, p. 161-199, 30 ff 1tab.
- MUTTI E. et RICCI LUCCHI F. (1975).- Turbidité facies and facies associations . In Examples of Turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines. Field Trip. A.11.
IX Int. Congr. of sedim. Nice 1975, p. 21-36
- NESTEROFF W.D. (1961).- La "Séquence type" dans les Turbidites terrigènes modernes.
Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique (2) vol.IV, fasc.4, p. 263-268.
- NESTEROFF W.D. (1963).- Essai d'interprétation du mécanisme des courants de turbidité.
Bull. Soc. Geol. Fr. 7e série, Tome 4, p. 849-856.
- NEWELL N.D. (1957).- Supposed Permian Tillites in Northern Mexico are submarine slide deposits.
Bull. Geol. Soc. Amer. vol.68, p. 1569-1576, 2 pls.
- NORMARK W.R. et PIPER D.J.W. (1969).- Deep - Sea fan valleys. Past and Present.
Bull. Geol. Soc. Amer. vol.80, p. 1859 - 1866.
- NORMARK W.R., PIPER D.J.W. et HESS G.R. (1979).- Distributary channels sand lobes, and mesotopography of navy submarine fan California Borderland with applications to ancient fan sediments.
Sedimentology 26, p. 749-774
- PETTIJOHN F.J. (1949).- Sedimentary rocks - Harper & Brothers Publishers. New-York-526 p.

- PIPER J.W. et NORMARK W.R. (1971).- Re-examination of a Miocène Deep-Sea fan and fan-valley, Southern California.
Bull. Geol. Soc. Amer. vol.82, p. 1823-1830.
- PORTHAULT B. (1974).- Le Crétacé supérieur de la "Fosse vocontienne" et des régions limitrophes (France - Sud-Est). Micropaléontologie, Stratigraphie, Paléogéographie.
Thèse - Lyon - 343 p, 44 fig., 4 planches, 12 tableaux.
- POTTER P.E. et PETTIJOHN F.J. (1963).- Paleocurrents and basin analysis.
Springer Verlag éd. 296 p.
- REINECK H.E. et SINGH I.B. (1973).- Depositional Sedimentary Environments.
Springer Verlag éd. 439 p.
- RICCI LUCCHI F. (1975).- Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy).
Jour. Sedim. Petrol. vol.45, n°1, p. 3-43, fig. 1-28.
- RUPKE N.A. (1976).- Large-scale slumping in a flysch basin, southwestern Pyrenees.
Jl. Geol. Soc. London, vol. 132, p. 121-130, 6 fig.
- SARKAR S.S. (1955).- Révision des Ammonites Déroulées du Crétacé Inférieur du Sud-Est de la France.
Mem. Soc. Geol. Fr., n°72 (Nouvelle série) 176 p., XI pl.
- SCHWARZ H.H. (1975).- Experiments on deposition and stability of cohesive sediments on subaqueous slopes.
IXe Congrès Intern. Sedim. Nice. Thème 6. Mécanique sédimentaire, vitesse des processus, p. 155-162.
- SHEPARD F.P. (1948).- Submarine geology.
Harper & Brothers Publishers - New-York, 348 p.
- SHEPARD F.P. (1964).- Sea-floor valleys of gulf of California. In Symposium on - Marine Geology of the gulf of California. ASPM Publication, p. 157-192.
- SHEPARD F.P. et EMERY K.O. (1973).- Congo submarine canyon and fan valley.
Bull. ASPM, vol. 57, n°9, p. 1679-1691, 10 fig.
- STANLEY D.J. (1961).- Etudes sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux.
Thèse Grenoble, 150 p.
- STANLEY D.J. (1972).- The Mediterranean sea: a natural sedimentation laboratory.
Bowden, Hutchinson & Ross, Inc. Pennsylvania ed. 765 p.

- STANLEY D.J. et KELLING G. (1978).- Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches.
Dowdon, Hutchinson & Ross, Inc. Pennsylvania éds. 395 p.
- STOW D.A.V. (1979).- Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin.
Sedimentology, n°26, p.371-387
- STOW D.A.V. et LOVELL J.P.B. (1979).- Contourites: Their recognition in modern and ancient sediments.
Earth-Science Reviews - 14, p. 251-291.
- SULLWOLD H.H. (1959).- Nomenclature of Load Deformation in Turbidites.
Bull. Geol. Soc. Amer., vol.70, p. 1247-1248.
- TANGRI A.K. et KERCKHOVE Cl. (1980).- Relations entre paléopentes et directions de courants dans un bassin sédimentaire. Exemples tirés du Val. Sup. - Hauterivien du domaine vocontien, (Zone subalpine, Alpes occidentales françaises).
8ème R.A.S.T. Marseille, Soc. Geol. Fr. édit. Paris p. 336
- THIEULOY J.P. (1973).- Le genre Saynoceras (Ammonóidea) et la zonéographie valanginienne dans l'Arc subalpin de Castellane (Alpes de Haute Provence).
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 276, p. 925-927
- THIEULOY J.P. (1977).- Les Ammonites Boréales des formations vocontiennes néocomiennes du S.E. Français (Province Subméditerranéenne)
Géobios. n°10, fasc.3, p.395-461, 3 fig. 9 pl.
- THOMEL G. (1964).- Contribution à la connaissance des Céphalopodes Crétacés du Sud-Est de la France. Note sur les Ammonites Déroulées du Crétacé Inférieur Vocontien.
Mem. Soc. Geol. Fr., n°101 (Nouvelle Série) 80 p, XII pl.
- VAN ANDEL T.H. et KOMAR P.D. (1969).- Poded . sediments of the Mid Atlantic Ridge between 22° and 23° north latitude
Bull. Geol. Soc. Amer. 80; 1163-1190
- WEIMER R.J. (1978).- Deltaic and Shallow Marine Sandstones: Sedimentation Tectonics and Petroleum occurrences.
AAPG - Continuing Education Course Note Series 2 - 167 p.
- WOODCOCK N.H. (1979).- The use of slump structures as paleoslope orientation estimators.
Sedimentology, n°26, p. 83-99.
- ZIEGLER A.M. (1970).- Geosynclinal development of the British Isles during the Silurian Period.
Journ. of Geology, vol. 78 (1970), p. 445-479.

PLANCHES:— A—K

PLANCHE APRESENTATION DE LA SERIE

1. Coupe Les Planeaux - Col du Pré

On note les limites entre différents étages marquées par la variation de végétation.

Le replat au premier plan correspond aux marnes valanginiennes qui continuent jusqu'à la première ligne végétale. Cette ligne marque la zone calcarénitique du Valanginien supérieur.

L'Hauterivien inférieur se présente sous forme d'alternance régulière de calcaires et de marnes, correspondant dans le paysage à la première zone blanche. On notera la présence d'un slump dans ce niveau (partie gauche de la photo).

Le passage Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur, caractérisé par une mince zone marneuse est souligné dans le paysage par la deuxième ligne végétale.

L'Hauterivien supérieur correspond à la deuxième zone blanche.

Au-dessus, la végétation devient beaucoup plus abondante. Elle correspond au Barrémien.

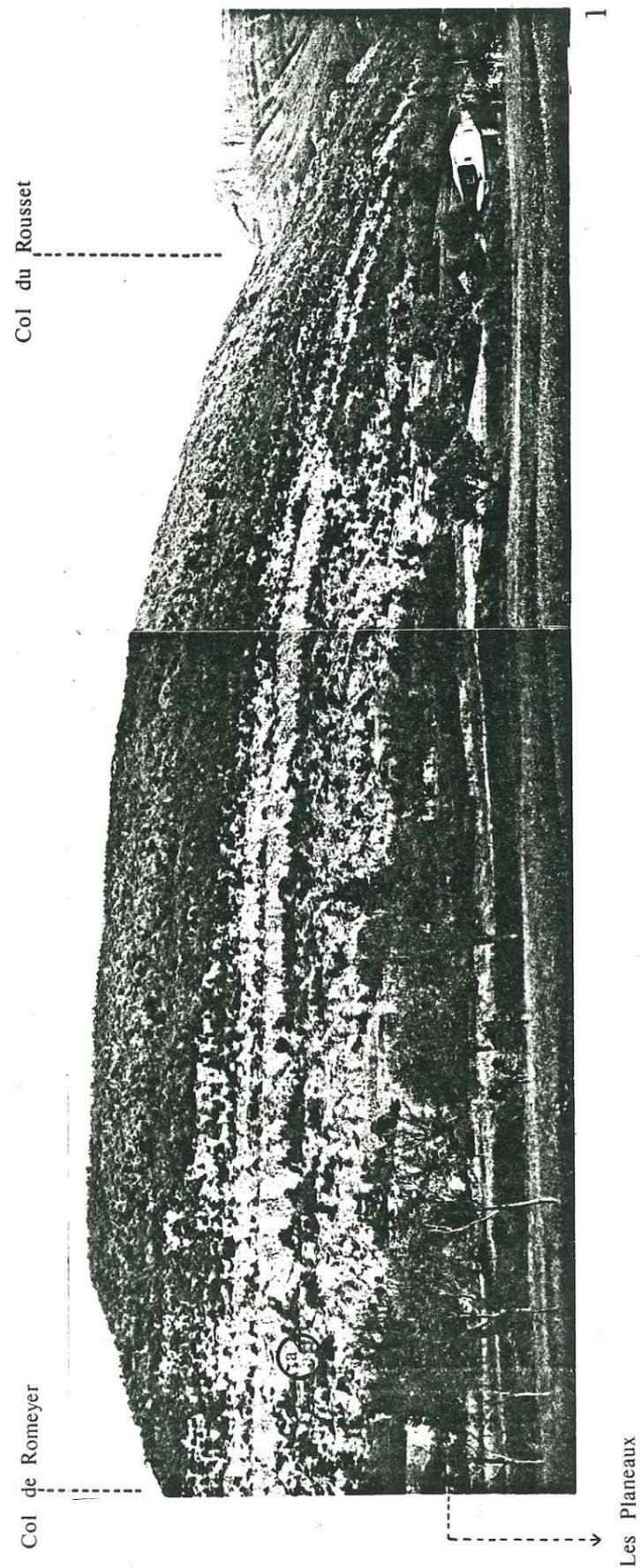
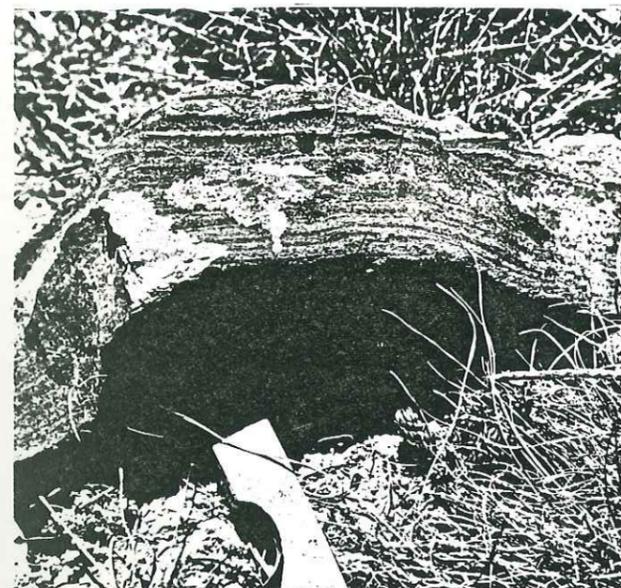
PRESENTATION DE LA SERIE

PLANCHE BSTRUCTURES SEDIMENTAIRES PRIMAIRES

- 2) Chamaloc - Col de Rousset: Laminations horizontales dans un banc calcarénitique du Valanginien supérieur.
- 3) Marignac-en-Diois - Hermite: Rides de courant du type lingoïde (?). Valanginien supérieur.
- 4) Montbrand - Creyers: Structure sédimentaire primaire (?) de nature inconnue. Valanginien supérieur.

B

STRUCTURES SEDIMENTAIRESPRIMAIRES2 0 4
cm.

3



4

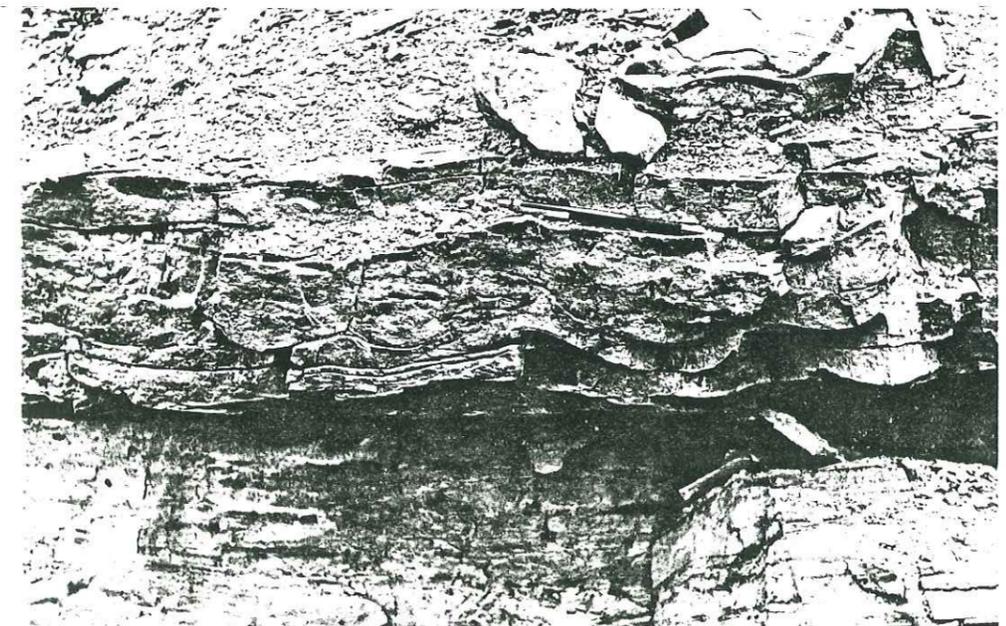
STRUCTURES SEDIMENTAIRES PRIMAIRESPLANCHE CSTRUCTURES SEDIMENTAIRES PRIMAIRES

5) Montbrand - Creyers: Flute-casts triangulaires et "oblates", Crescent-casts, Groove-casts (très fins), Prod-casts, terriers verticaux ou inclinés, à la semelle du banc calcarénitique du Valanginien supérieur.

6) Montbrand - Creyers: Banc calcarénitique montrant des rides de courant. A noter la rupture à la crête d'une ride au centre de la photo (?). Les limites supérieures et inférieures du banc sont nettes. Direction de courant: de droite à gauche.



5



6

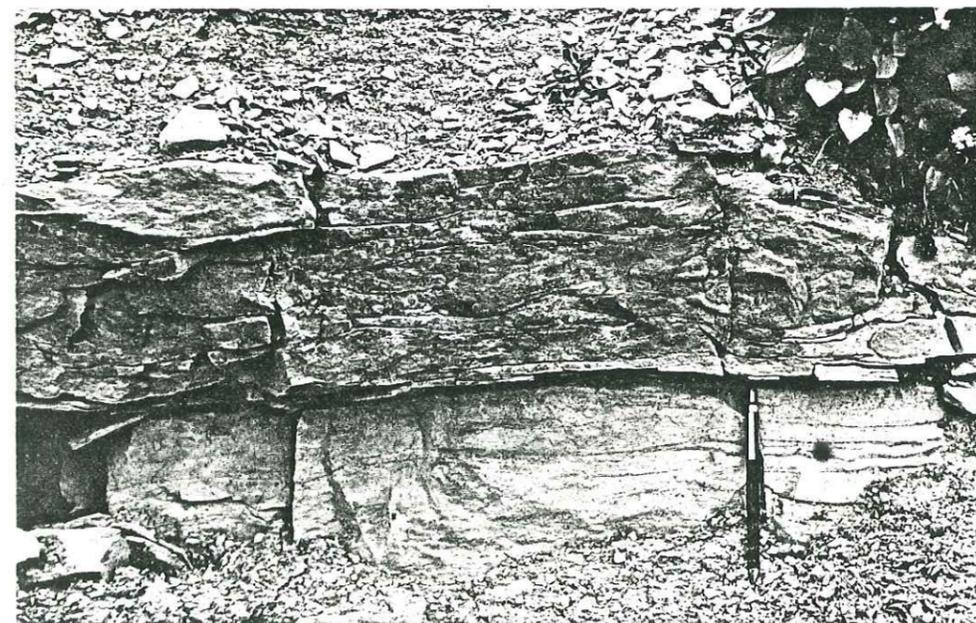
STRUCTURES SEDIMENTAIRES PRIMAIRESPLANCHE DSTRUCTURES SEDIMENTAIRES PRIMAIRES

7) Le Petit Vault: Banc calcarénitique du Valanginien supérieur, constitué entièrement de rides de courant. La direction de courant est indiquée par la flèche. De minces lamines siliceuses soulignent les fore-sets. Les surfaces supérieure et inférieure du banc sont nettes.

8) Montbrand-Creyers: Rides de courant sur la totalité du banc calcarénitique. Valanginien supérieur.



7



8

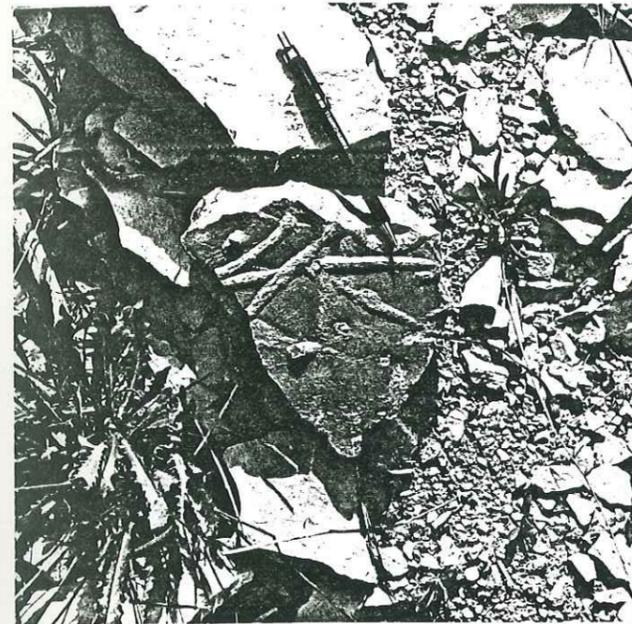
PLANCHE ESTRUCTURES SEDIMENTAIRES ~~PRIMAIRES~~ SECONDAIRES

9) Montbrand : Pistes animales et terriers dans les calcarénites du Valanginien supérieur.

10) Marniac-en-Diois: Piste animale "en chevron", largeur environ 1 cm. Valanginien supérieur.

11) Marniac-en-Diois: Terriers verticaux ~~verticaux~~ ou obliques dans un banc calcarénitique. Valanginien supérieur.

E

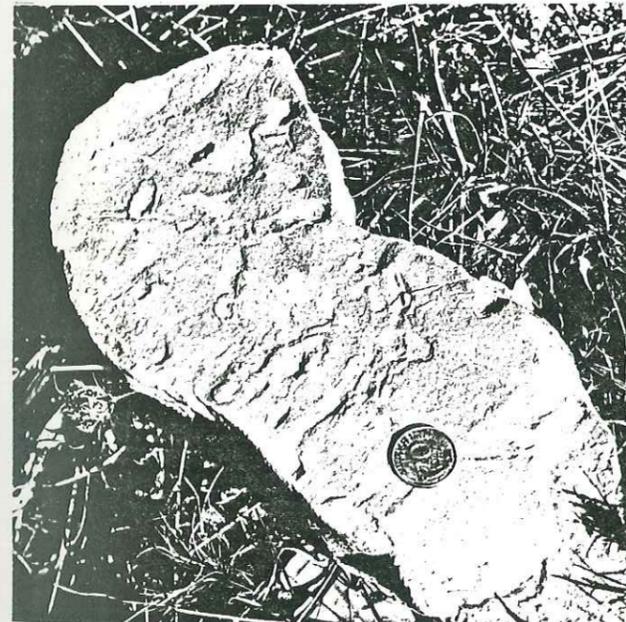
STRUCTURES SEDIMENTAIRESSECONDAIRES

9



10

× 1

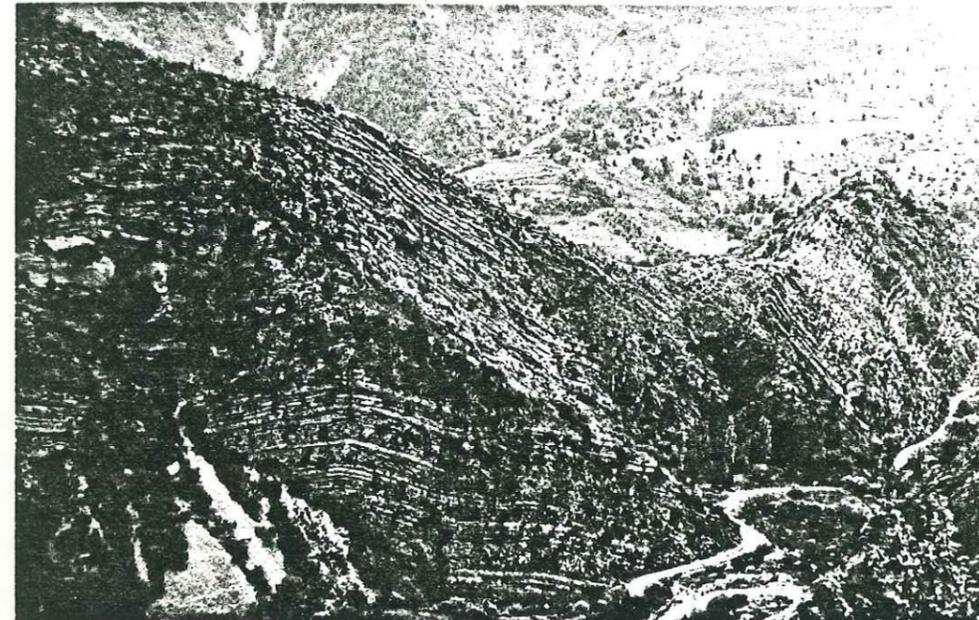


11

PLANCHE FSLUMPS

12) Le Caire: Présentation générale de l'Hauterivien supérieur montrant une grande abondance des slumps au sein de la série régulière.

13) Le Caire: Partie basale de l'Hauterivien supérieur montrant des plis synsédimentaires et des rides d'ondulation. A noter l'axe "b" des plis est parallèle aux rides d'ondulations.

SLUMPS

12



13

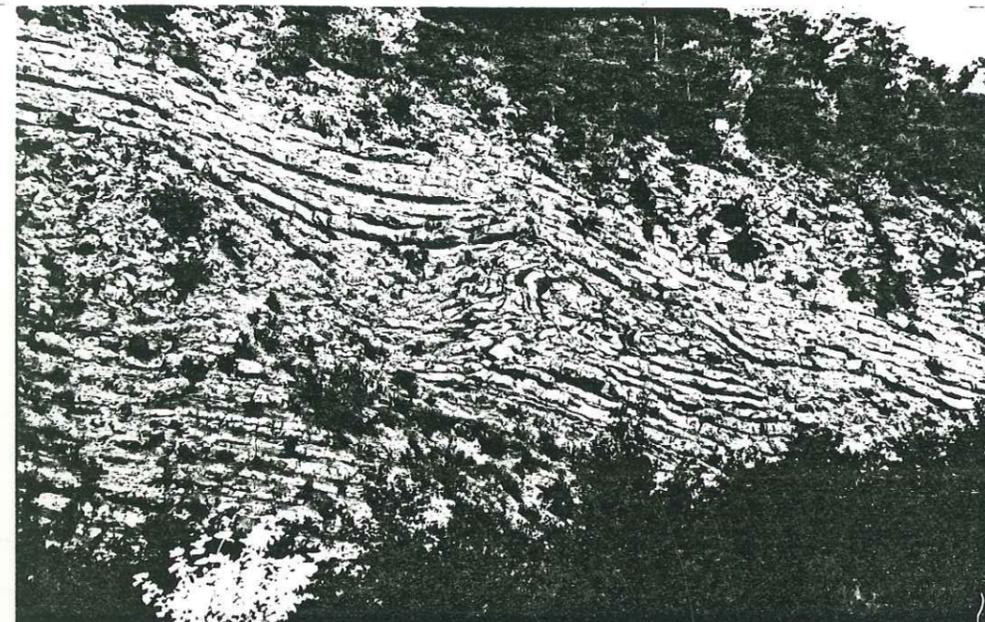
0 1 2
m.

PLANCHE GSLUMPS

14) Montclus: Slumps dans l'Hauterivien supérieur remaniant à sa base la série déposée antérieurement. La surface supérieure du slump est à son tour arasée, avant le dépôt de la série sus-jacente.

15) Montclus: A noter une très nette discordance de la série supérieure sur les minces bancs dans le slump. - indiquant que la surface supérieure du slump était décapée par l'érosion avant le dépôt de la série autochtone. Hauterivien inférieur.

G

SLUMPS

14



15

PLANCHE HSLUMPS

16) Montclus: Les charnières des plis en accordéon (a) et des plis satellites (b), l'alignement des rouleaux et morceaux des bancs puis les grands plis avec leurs flancs étirés montrent tous un déplacement général du matériel, de gauche à droite, soit d'Ouest en Est.

17) Montbrand - Combe Chaude: Le litage oblique à l'échelle des bancs décimétriques dans un slump indique un déplacement de gauche à droite soit de Nord Odest vers le Sud Est.

H

SLUMPS

16



17

PLANCHE ISLUMPS

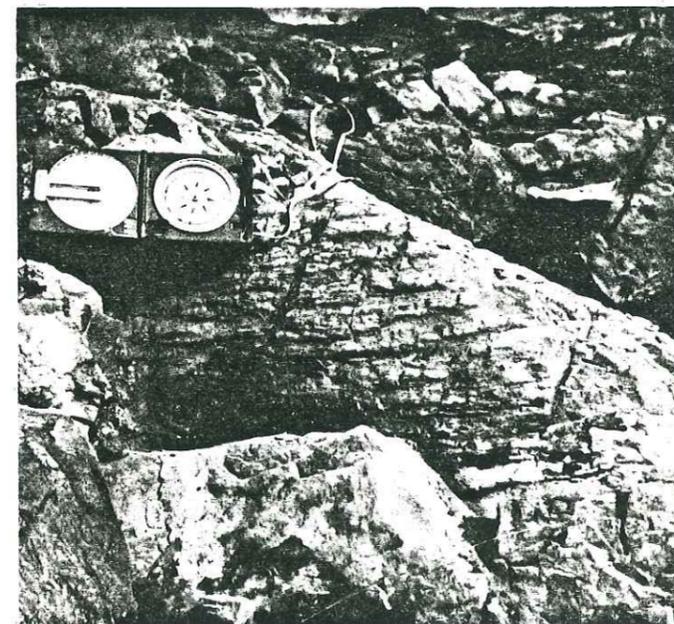
18) Montbrand: Plis synsédimentaires dans les calcarénites du Valanginien supérieur. A noter que l'épaisseur du banc au niveau de la charnière est plus importante que sur les flanc, indiquant un étirement de ces derniers.

19) Montclus: Stries de glissement synsédimentaires indiquant un transport du matériel de gauche à droite ou vis-versa. Le sens de déplacement ne peut être défini.

20) Beaumont-en-Diois: Un plis synsédimentaire dans un slump montrant une zone moins agitée caractérisée par des dépôts fins au fond de la charnière* Hauterivien inférieur.

SLUMPS

18



19



20

0 m 1'

PLANCHE J

MACROFOSSILES (Ammonites)

1- *Crioceratites fabreae* (x 2)
Les Planeaux - Col du Pré

2- *Crioceratites majoricensis*
Les Planeaux-Col du Pré

3- *Neolissoceras grasianum*
Les Planeaux - Col du Pré

4- *Olcostéphanus asterianus*
Les Planeaux-Col du Pré

5- *Substreblites zonarius*
Chamaloc - Col de Rousset

6- *Olcostéphanus asterianus*
Chamaloc - Col de Rousset

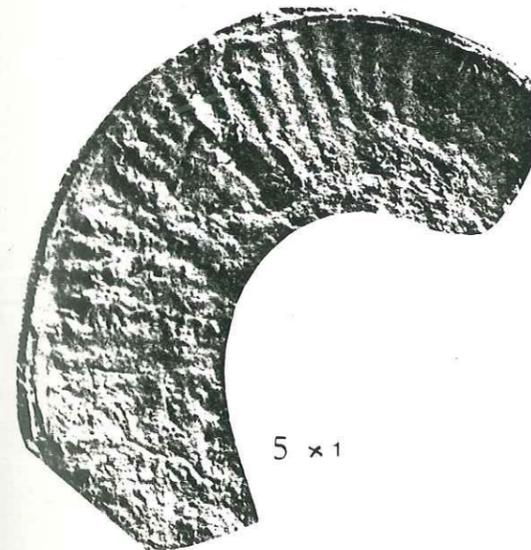
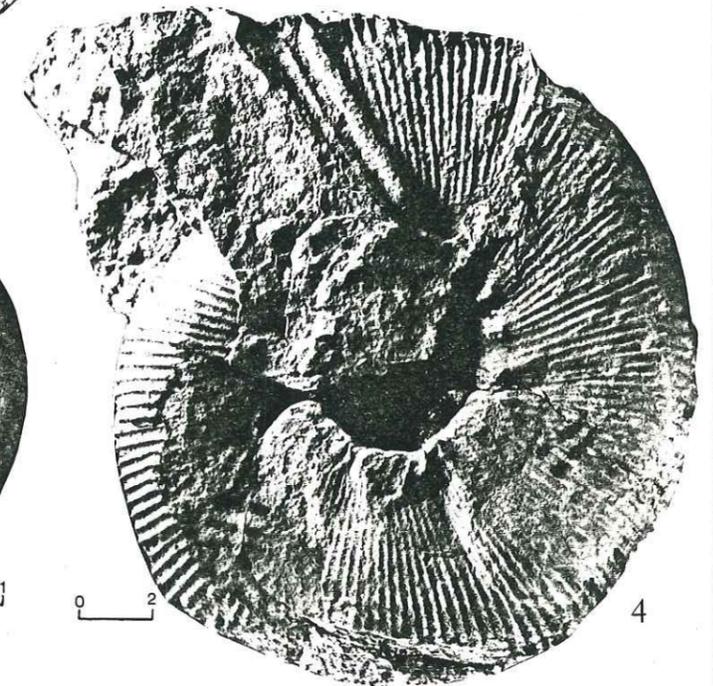
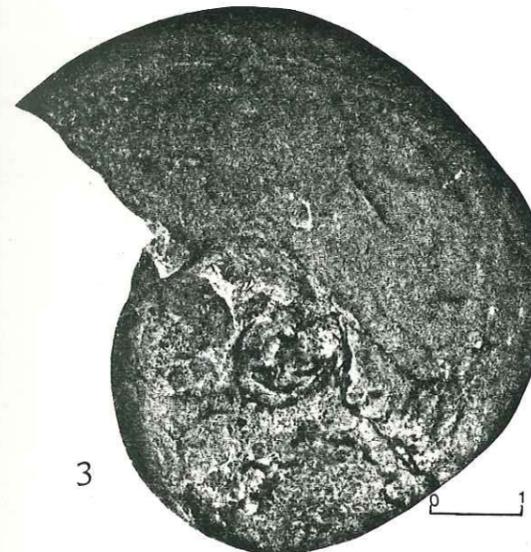
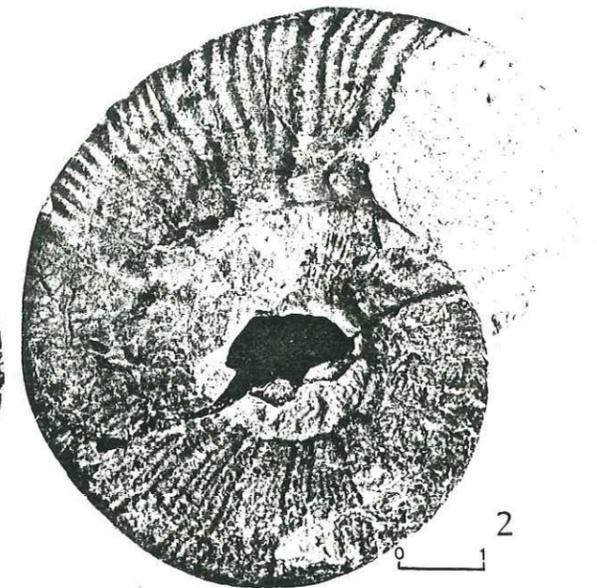


PLANCHE K

MICROFOSSILES (Dans les calarénites du Valanginien supérieur)

1- *Dorothia* cf. *praeauteriviana* - (DIENI et MASSARI)

2- *Dorothia* *hecti* - (DIENI et MASSARI)

3- *Dorothia* aff. *zedlerae* - (MOULLADE)

4- *Belorussella* sp.

5- *Verneuillina* sp.

6- *Meandrospira* sp.

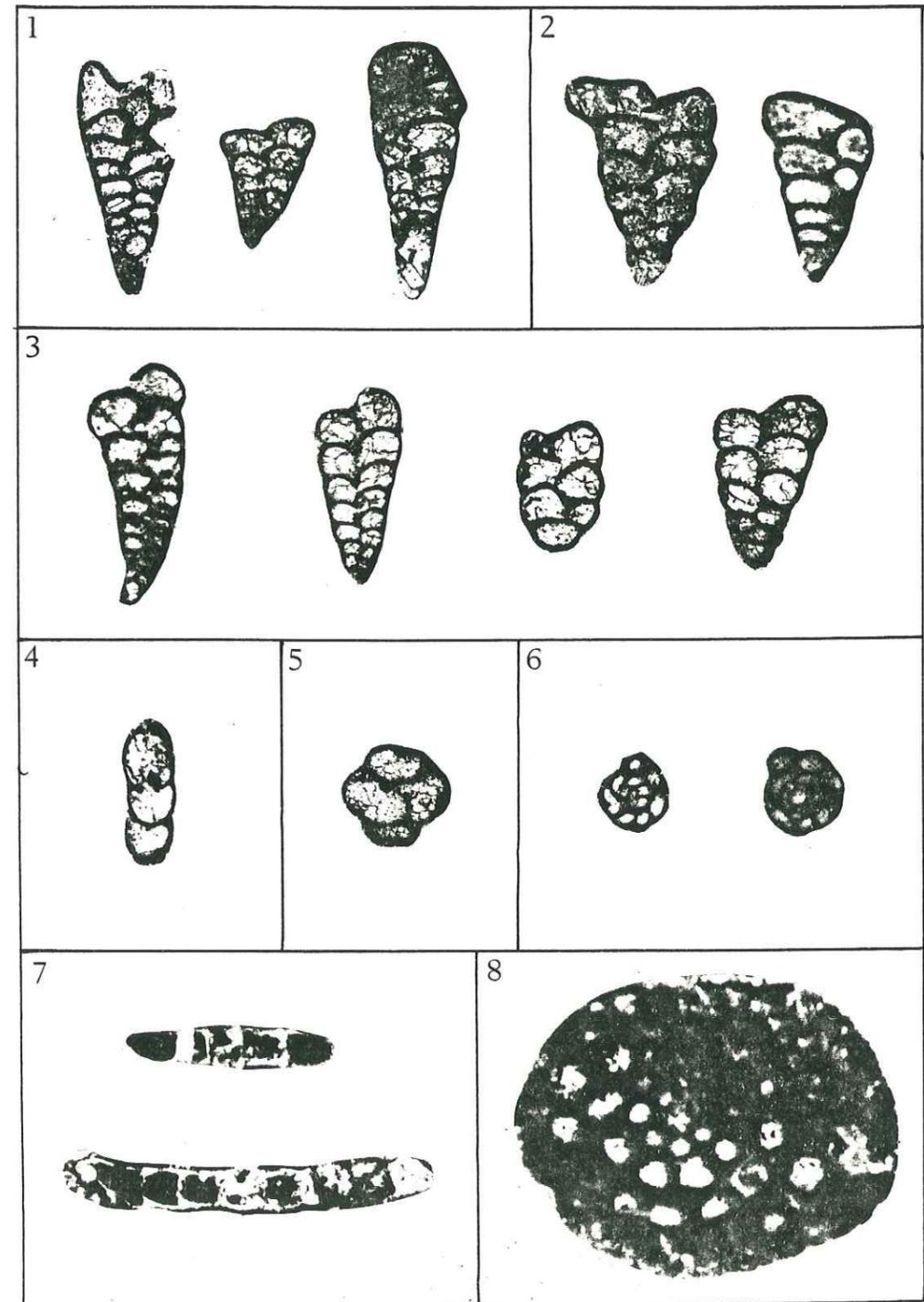
7- *Lenticulina* (*Planularia*) *tricarinnella* (REUSS)

8- *Nautiloculina* *bronnimanni* (ARNAUD VANNEAU et PEYBERNES)

K

MICROFOSSILES

(X 100)



Monsieur Gabriel CAU : Président

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

M. AMBLAUD Pierre
Clinique de dermatologie
Parasitologie
Chimie
I.S.N.
Physique
Physique approfondie
Electrochimie
Physique Experimentale
Geologie appliquee
Physique nucleaire
Biosynthese de la cellulose
Statistiques
Clinique chirurgicale A
Clinique de Pédiatrie et Puériculture
Physique
Mathématiques appliquées
Mathématiques Pures
Mathématiques Pures
Mathématiques Pures
Mathématiques Pures
Clinique chirurgicale et Traumatologie
Géographie
Mathématiques Pures
Clinique Ophtalmologique
Clinique Hépatco-gastro-entérologique
Chimie Générale
Chimie et Toxicologie
Physique nucléaire
Mathématiques Pures
Géographie
Clinique rhumatologique et hydrologique

M. CALAS François

Anatomie

CARLIER Georges

Biologie végétale

CARRAZ Gilbert

Biologie animale et pharmacodynamie
Médecine légale et toxicologie

CAU Gabriel

Chimie organique

CAUQUIS Georges

Clinique Oto-rhino-laryngologique

CHARACHON Robert

Clinique de neurologie

CHATEAU Robert

Biologie animale

CHIBON Pierre

Pharmacie chimique et chimie analytique

COEUR André

Anatomie pathologique

COUDERC Pierre

C. E. R. M. O.

CRABBE Pierre

Geologie générale

DEBRANGE Charles

Zoologie

DEJORMAS Pierre

Pneumophysiologie

DEPORTES Charles

Chimie minérale

DESRE Pierre

Métallurgie

DODU Jacques

Mécanique appliquée (TUT I)

DOLIQUE Jean-Michel

Physique des plasmas

DREYFUS Bernard

Thermodynamique

DUCCROS Pierre

Cristallographie

FONTAINE Jean-Marc

Maths Pures

GAGNAIRE Didier

Chimie Physique

GALVANI Octave

Mathématiques pures

GASTINEL Noël

Analyse numérique

GAVEND Michel

Pharmacologie

GEINDRE Michel

Electroradiologie

GERBER Robert

Mathématiques pures

GERMAIN Jean-Pierre

Mécanique

GRAUD Pierre

Géologie

JANIN Bernard

Géographie

JOLY Jean-René

Mathématiques pures

KAHANE André

Physique générale

KLEIN Joseph

Mathématiques pures

KOSZUL Jean-Louis

Mathématiques pures

KRAVTCHEKO Julien

Mécanique

LACAZE Albert

Thermodynamique

LACHARME Jean

Biologie végétale

Mme LAJZEROWICZ Janine

Physique

M. LAJZEROWICZ Joseph

Physique

MM. LATURAZE Jean	Biochimie Pharmaceutique	MM. VERAÏN André	Biophysique
LAURENT Pierre-Jean	Mathématiques appliquées	VEYRET Paul	Géographie
LE ROY Philippe	Mécanique (IUT I)	VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale
LLIBOUTRY Louis	Géophysique		
LOISEAUX Jean-Marie	Sciences nucléaires		
LONGQUEUE Jean-Pierre	Physique nucléaire - I.S.N.		
LOUP Jean	Géographie	MM. GREENE Richard	Basses Températures
Mlle LUTZ Elisabeth	Mathématiques pures	ROTH Walter	Cristallographie
MM. MALINAS Yves	Clinique obstétricale	SZYMANSKI Zdzislaw	Institut des Sciences Nucléaires
MARTIN-NOEL Pierre	Clinique cardiologique		
MAYNARD Roger	Physique du solide		
MAZARE Yves	Clinique Médicale A		
MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie		
MICOUD Max	Clinique Maladies infectieuses		
MOURIQUAND Claude	Histologie		
MOUSSA André	Chimie nucléaire		
NEGRE Robert	Mécanique		
NOZIERES Philippe	Spectrométrie Physique		
OZENDA Paul	Botanique		
PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques pures		
PERAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique		
PERRET Jean	Sémiologie Médicale (Neurologie)		
RACHAIL Michel	Clinique Médicale B		
RASSAT André	Chimie systématique		
RENGARD Michel	Thermodynamique		
REVOL Michel	Urologie		
Mme RINARDO Marguerite	Chimie macromoléculaire		
MM. DE ROUGEMONT Jacques	Neuro-Chirurgie		
SARRAZIN Roger	Clinique chirurgicale B		
SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène		
SENGEL Philippe	Zoologie		
SIBILLE Robert	Construction mécanique (IUT I)		
SOUTIF Michel	Physique générale		
TANCHE Maurice	Physiologie		
VAILLANT François	Zoologie		
VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire		
VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques appliquées		
VAUQUOIS Bernard	Mathématiques appliquées		
Mme VERAÏN Alice	Pharmacie galénique		

PROFESSEURS ASSOCIES

PROFESSEURS SANS CHAÏNE

Mme KAHANE Josette Physique
 MM. SKAKMIACK Sacha Mathématiques appliquées
 KITHN Gérard Physique (IUT I)
 LEP DIC Cuong Chimie organique - Pharmacie
 MACHE Régis Physiologie végétale
 MARECAL Jean Mécanique (IUT)
 MIC-HOUTIER Jean Physique (IUT I)
 Mme MINIER Colette Physique (IUT I)
 MM. PELMONT Jean Biochimie
 PERRIAUX Jean-Jacques Géologie et Minéralogie
 PEISTER Jean-Claude Physique du solide
 Mlle PIERY Yvette Physiologie Animale
 MM. RAYNAUD Hervé M.I.A.G.
 REBEQ Jacques Biologie (CUS)
 RAYMOND Jean-Charles Chirurgie générale
 RICHARD Lucien Biologie végétale
 SARROT-REYNAULD Jean Géologie
 SIROT Louis Chirurgie générale
 Mme SOWTIF Jeanne Physique générale
 MM. STEGLITZ Paul Anesthésiologie
 VIALON Pierre Géologie

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

MM. ARMAND Yves Chimie (IUT I)
 ATRIAULT Jean-Louis Mécanique (IUT I)
 BACHELOT Yvan Endocrinologie
 BARGE Michel Neuro-chirurgie
 BEGUIN Claude Chimie organique
 BENEVID Alim-Louis Médecine et chirurgie expérimentales
 Mme BERTEL Hélène Pharmacodynamie
 MM. BOLLET Christian Mathématiques appliquées
 BOST Michel Pédiatrie
 BOUCHARLAT Jacques Psychiatrie adultes
 Mme BOCHE Liliane Mathématiques (CUS)
 M. BERNARD Pierre Gynécologie
 CHAYBAZ Edmond Biochimie médicale
 CHAMFETIER Jean Anatomie et organogénèse

MM. CHERADAME Hervé Chimie papetière (EFP)
 CHIAVERINA Jean Biologie appliquées (EFP)
 COHEN Henri Mathématiques pures
 COLIN DE VERDIERE Yves Maths pures
 CONTAMIN Charles Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
 CORDONNIER Daniel Néphrologie
 COULOMB Max Radiologie
 CROUZET Guy Radiologie
 CYROT Michel Physique du solide
 DENIS Bernard Cardiologie
 DANCE Roland Physiologie végétale
 DUSSAUD René Mathématiques (CUS)
 Mme ETERRADOSSI Jacqueline Physiologie
 MM. FAURE Jacques Médecine légale
 FAURE Gilbert Toxicologie
 FLOYRAC Roger Biophysique
 FOURNET Jacques Hépatogastro-entérologie
 GAUTIER Robert Chirurgie générale
 GIDON Maurice Géologie
 GROS Yves Physique (IUT I)
 GUIDICELLI Henri Chirurgie générale
 GUIGNIER Michel Thérapeutique
 GUITTON Jacques Chimie
 HICTER Pierre Chimie
 JALBERT Pierre Histologie
 JUNIEN-LAVILLAVROY Claude O.R.L.
 KOLODIE Lucien Hématologie
 LE XOC Pierre Bactériologie-virologie
 MACNIN Robert Hygiène et médecine préventive
 MALLIEN Jean-Michel Médecine du travail
 MARTIN-BOUYER Michel Chimie (CUS)
 MASSOT Christian Médecine interne
 NEMOZ Alain Thermodynamique
 NOUGARET Marcel Automatique (IUT I)
 OUBET Bruno M.I.A.G.
 PARAMELLE Bernard Pneumologie
 PEFFEN René Métallurgie (IUT I)
 PERRAUD Robert Chimie (IUT I)
 PERIER Guy Géophysique-Géologie

MM. PHELIP Xavier
 RACINET Claude
 RAMBAUD Pierre
 RAPHAEL Bernard
 Mme RENAUDET Jacqueline
 MM. ROBERT Jean-Bernard
 SAKAROVITCH Michel
 SCHAEFER René
 Mme SEIGLE-MURANDI Françoise
 MM. STOESNER Pierre
 STUTZ Pierre
 VROUSOS Constantin

Rhumatologie
 Gynécologie et Obstétrique
 Pédiatrie
 Stomatologie
 Bactériologie (Pharmacie)
 Chimie-Physique
 Maths appliquées
 Cancérologie
 Cryptogamie
 Anatomie Pathologie
 Mécanique
 Radiologie

MAITRE DE CONFERENCES ASSOCIE

M. SIDNEY Stuart

Mathématiques pures

MAITRE DE CONFERENCES DELEGUE

M. ROCHAT Jacques

Hygiène et Hydrologie (Pharmacie)

PERSONNALITES HABILITEES PAR LE CONSEIL SCIENTIFIQUE DE L'U.S.M.G. A ETRE

DIRECTEURS DE THESE :

MM. BELASHOVSKY Michel
 BIAREZ Jean-Pierre
 BOEHLER Jean-Pierre
 BOIS Philippe
 BOLLIER Louis
 BOURRET Alain
 BROUHAU François
 CHAMBERG André
 CHAMBERON William
 CHAFFERT Jacques
 Mme CHATELAIN Françoise
 MM. COURT Jean
 DELAYE Jean-Marc

CENG, DRF/Chimie physique nucléaire
 Professeur Mécanique
 M.A. Mécanique
 Mécanique
 Prof. USS IUF II Informatique
 CENG-DRF/Physique solide
 Prof. USS Maths appliquées
 CENG/DRF/Physique solide
 CENG/DRF/Physique solide
 CENG/DRF/Chimie physique nucléaire
 Prof. USS Maths appliquées
 M.A. Chimie Générale
 CENG

MM. DESCLAUX Jean-Paul
 DOMINGO Luna
 DUC-JACQUET Marc
 DUFRESNOY Alain
 GIROUD Jean-Pierre
 HERVE Alain
 HILLAIRET Jacques
 JORRAND Philippe
 KLEITZ Michel
 Mme LEJEUNE-JALABERT Monique
 MM. LEMOINE Marcel
 LETOURNEUR Jean
 LIGEON Emile
 MAISONNEUVE Bernard
 MONDARON Paul
 MOSER Pierre
 PECCOUD François
 PERETTO Pierre
 PIERRE Jean-Louis
 PHAM DINH Tuan
 POGGI André
 RINAUDO Jean
 ROBERT Raoul
 ROMIER Guy
 ROSSAT-MIGNOD Jean
 ROUAULT Jacques
 SAXOD Raymond
 SOUQUET Jean-Louis
 SUSCILLON Michel
 TANE Michel
 TEOULE Robert
 VALLON Michel
 VILLAIN J.
 VIVIAN Robert
 Mme ZOLL

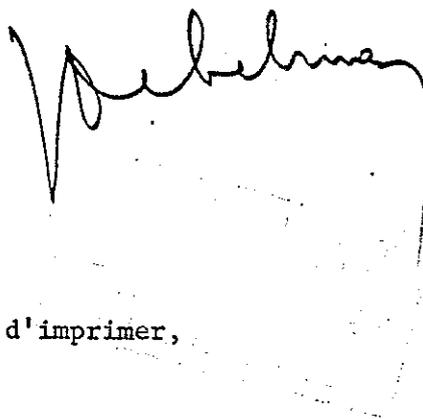
CENG/DRF/Chimie physique nucléaire
 Maths pures
 M.C.USS Maths appliquées
 Maths pures
 M.A. Mécanique
 CENG/DRF/R.M.N.
 CENG/DRF/Physique solide
 M.R. CNRS Maths appliquées
 Maître rech. CNRS ENSEEG
 Maths pures
 Géologie Alpine LA 69
 Prof. Hon. Ecole mines Saint-Etienne (France)
 CENG/DRF/Physique solide
 M.C.USS Maths appliquées
 M.A. Zoologie
 CENG/DRF/Physique solide
 M.C. USS Maths appliquées
 CENG/DRF/Chimie physique nucléaire
 M.A. Chimie
 Attaché rech. MATHS appliquées
 Ingénieur CNRS Géophysique
 M.A. Chimie Générale
 Maths appliquées
 Prof. USS Maths appliquées
 CENG/DRF/Diffraction neutronique
 H.C. USS Maths appliquées
 M.A. Zoologie
 M.A. Chimie ENSEEG
 CENG/DRF/Hématologie
 Chimie
 CENG/Radiobiologie
 M.A. Géophysique
 CENG/DRF/Diffraction neutronique
 M.A. Géographie
 Pharmacie DIJON (matière médicale)

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 8 SEPTEMBRE 1980

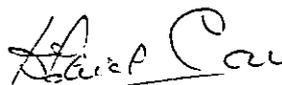
Le Président de la thèse



Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 12.09.80.

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale



G. CAU

