



HAL
open science

**Installation et évolution de la plate-forme urgonienne
(Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux
chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie)
Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et
paléogéographie et deuxième sujet :
Dolomitisation, fracturation et porosité au voisinage
d'une faille majeure (Urgonien du massif subalpin du
Vercors)**

Florence Viéban

► **To cite this version:**

Florence Viéban. Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie) Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie et deuxième sujet : Dolomitisation, fracturation et porosité au voisinage d'une faille majeure (Urgonien du massif subalpin du Vercors). Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT : . tel-00523815

HAL Id: tel-00523815

<https://theses.hal.science/tel-00523815>

Submitted on 6 Oct 2010

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

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

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE
de Géologie Appliquée

par

Florence VIÉBAN

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

Premier sujet

**Installation et évolution de la plate-forme urgonienne
(Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines
(Ain, Savoie, Haute-Savoie)**

Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie

Deuxième sujet

**Dolomitisation, fracturation et porosité au voisinage d'une
faille majeure (Urgonien du massif subalpin du Vercors)**

Thèse soutenue le 19 janvier 1983 devant la commission d'examen

M. J. DEBELMAS	Professeur USMG	Président
M. H. ARNAUD	Maître-Assistant USMG	
Mme A. ARNAUD-VANNEAU	Chargée de recherche CNRS Grenoble	} Examineurs
M. M. LEMOINE	Directeur de recherche CNRS Grenoble	
M. B. KUBLER	Professeur Neuchâtel	
Mme J. REULET	Géologue SNEA(P) Boussens	
M. M.A. CONRAD	Géologue Pétroconsultants Genève	

AVANT - PROPOS

Ce mémoire est l'aboutissement de deux années et demi de recherches effectuées au sein du laboratoire "géologie structurale et sédimentaire" de l'Institut Dolomieu de Grenoble, dans le cadre d'un contrat avec la D.G.R.S.T.

Cette étude a été menée en étroite collaboration, tant pour un appui scientifique que pour une aide technique et matérielle avec le laboratoire de géologie de Neuchâtel (analyses en diffraction X) ainsi qu'avec les centres de recherches S.N.E.A.(P) de Boussens et de Pau (analyses diverses: porosité, cathodoluminescence, planches couleur).

C'est avec un réel plaisir qu'au terme de ce travail je remercie particulièrement:

- M. H. ARNAUD, Maître-Assistant à l'Institut Dolomieu et Mme A. ARNAUD-VANNEAU, Chargée de Recherche au C.N.R.S., instigateurs de ce travail, qui m'ont dévoilé avec passion et patience "les secrets des carbonates" et dont les nombreuses remarques et critiques ont guidé ce manuscrit.

- M. J. DEBELMAS, Professeur à l'Institut Dolomieu qui a bien voulu me faire l'honneur de présider ce Jury.

- M. M. LEMOINE, Directeur de Recherche CNRS Grenoble, M. B. KUBLER, professeur à l'Université de Neuchâtel, Mme J. REULET, Ingénieur Géologue S.N.E.A.(P) Boussens, M. M.A. CONRAD, Géologue Petroconsultants Genève, membres de ce jury, dont j'ai beaucoup apprécié les conseils et critiques constructives, ainsi que l'aide technique et matérielle qu'ils ont pu m'apporter.

- M. H. OERTLI (Expert S.N.E.A.(P) Pau), M. J.P. THIEULOY (Maître-Assistant à l'Institut Dolomieu), M. B. CLAVEL (Genève), M. MIDDLEMISS (Londres), M. BARTENSTEIN (Celle), Mme PETIT-BOIS (Paris), M. SEYVE (Pau) qui ont effectué les déterminations de la macrofaune et de la microfaune.

- M. E. JAUTEE (Assistant à l'Université LYON I) pour les conseils qu'il n'a pas hésité à me donner.

Je tiens aussi à remercier tous les Chercheurs et Enseignants qui m'ont aidé aussi bien à Pau, à Boussens qu'à Grenoble, et tout particulièrement M. DELOFFRE (Pau), grâce à qui la réalisation des planches-photo a été possible, M. YAPAUDJIAN (Boussens), M. CHENAUX (Pau), M. USELLE (Grenoble), M. APRAHAMJAN (Grenoble). Je n'oublierai pas Mme N. REVOL qui a assuré avec grande conscience la frappe de ce mémoire.

J'aurai bien sûr une pensée affectueuse pour mes amis et collègues de travail, encore à Grenoble ou déjà partis sur de lointains continents.

Et surtout, surtout, merci à Francis, à mes parents Laurent et Simone (respectivement géologue de terrain et ramasseuse de Brachiopodes), à Cathy, Steph et Thierry, soleils de ma vie, à qui je dédie ce travail.

RESUME

PREMIER SUJET:

L'étude de l'Hauterivien et du Barrémo-Bédoulien a permis de définir et de dater les grandes étapes de l'installation et de l'évolution de la plate-forme carbonatée urgonienne entre le Jura méridional et les massifs subalpins.

L'étude sédimentologique a permis de proposer un modèle de plate-forme carbonatée qui comprend 4 domaines paléogéographiques: le bassin, le talus externe, la bordure et le domaine interne de la plate-forme. Chacun de ces ensembles est caractérisé par des groupes de faciès renfermant des associations biologiques et une microfaune typiques.

L'étude minéralogique a porté sur l'identification des divers minéraux (argiles, quartz et goéthite) contenus dans les sédiments, sur la comparaison entre classes de minéralofaciès et groupes de microfaciès et sur une caractérisation originale des milieux de dépôt et de leur évolution. Elle a permis de mettre en évidence une relation entre la nature des sédiments et les associations minéralogiques, un parallélisme entre évolution minéralogique et évolution séquentielle, des variations du contexte paléogéographique par apparition ou disparition non synchrone de minéraux d'une coupe à l'autre, des précisions d'ordre stratigraphique avec notamment l'apparition d'anomalies au niveau des limites.

L'étude stratigraphique a permis, du point de vue paléontologique, de situer avec précision les limites Valanginien-Hauterivien et Hauterivien inf. - Hauterivien sup. et de dater les assises sommitales du Barrémien sup. Du point de vue séquentiel, la série étudiée, représentée par une mégaséquence régressive a été découpée en huit séquences principales limitées par des horizons de discontinuité majeurs. Du point de vue des corrélations, il a été possible de replacer les résultats obtenus dans un cadre régional et de définir des correspondances précises avec les coupes du Vercors et du Jura.

Paléogéographiquement, quatre grandes étapes ont pu être définies dans l'évolution de la plate-forme: plusieurs tentatives d'installation au cours de l'Hauterivien, sur une morphologie héritée de l'ancienne plate-forme valanginienne, léger recul lors du Barrémien inférieur, accroissement maximal (apparition des milieux protégés) et stabilité lors du Barrémien supérieur, recul important lors du passage Barrémien supérieur-Bédoulien.

DEUXIEME SUJET:

L'étude de la dolomitisation structurale de l'Urgonien au voisinage d'une faille dans le massif du Vercors a permis de décrire: une dolomitisation précoce synsédimentaire et une dolomitisation structurale liée à une fracturation ancienne, une calcitisation liée à des systèmes de fracturation plus récents, des mécanismes de dissolution induisant une porosité intracristalline (liée à la dédolomitisation), intercristalline ou de microfissures.

Mots clés: Hauterivien; Barrémien; Urgonien; Jura; Chaînes subalpines; plate-forme carbonatée; sédimentologie; évolution séquentielle; minéralogie; stratigraphie; paléogéographie; carbonates; faille; dolomitisation; dédolomitisation; fracturation; porosité; cathodoluminescence.

ABSTRACT

FIRST SUBJECT :

The study of the Hauterivian and Barremo-Bedoulian formations in Southern Jura and in the Northern subalpine chains, allowed defining and dating the main stages of emplacement and evolution of the Urgonian carbonated platform.

Sedimentology : A model for a carbonated platform is propounded. It includes four paleogeographic domains viz.: the basin, the outer slopes, the edge and the inner domain of the platform. Each of them is characterized by groups of facies comprising typical biological associations and microfauna.

Mineralogy : This study involves (1) identification of the minerals (clays, quartz and goethite) contained in the sediments, (2) comparison between classes of mineralofacies and groups of microfacies, and (3) an original characterization of deposition environments and of their evolution. It brought evidence for (1) a relation between nature of sediments and mineralogical associations, (2) a parallelism between mineralogical evolution and sequential evolution, (3) variations of paleogeographic context (asynchronous appearance or disappearance of minerals), and (4) refinement of the stratigraphy (appearance of anomalies near stratigraphic limits).

Stratigraphy : From a paleontological point of view, two stratigraphic limits were accurately defined (Valanginian-Hauterivian and Lower Hauterivian-Upper Hauterivian). From a sequential point of view, the sedimentary series studied, represented by a regressive megasequence, has been subdivided into eight major sequences, limited by important discontinuities. Concerning the correlations, the data obtained have been fitted into a regional framework, and accurate correspondences have been established between the Vercors and the Jura sections respectively.

Paleogeography : Four main evolutionary stages of the platform have been recognized viz.: (1) several attempts at emplacement during the Hauterivian upon a morphology inherited from the ancient Valanginian platform, (2) slight withdrawal during the Lower Barremian, (3) maximal increase (appearance of protected environments) and stability during the Upper Barremian and (4) important withdrawal during the transition from Upper Barremian to Bedoulian.

SECOND SUBJECT :

Through study of the Urgonian structural dolomitization close to a fault in the Vercors subalpine massif, the following factors are described : an early synsedimentary dolomitization and a structural dolomitization related to an ancient fracturation, a calcitization related to more recent fracturation systems, a dissolution inducing both intracrystalline porosity (connected with dedolomitization phenomena), intercrystalline or microfissural porosity.

Keys-words : Hauterivian, Barremian, Urgonian, Jura, Subalpine chains, carbonated platform, sedimentology, sequential evolution, mineralogy, stratigraphy, paleogeography, carbonates, faults, dolomitization, dedolomitization, fracturation, porosity, cathodo luminescence.

INTRODUCTION GENERALE

Ce travail, consacré à l'étude des séries carbonatées, a été mené dans deux axes de recherche distincts et complémentaires.

- Le premier sujet est consacré à l'étude des caractères sédimentologiques, minéralogiques et stratigraphiques de l'Hauterivien et du Barrémo-Bédoulien dans la transition Jura méridional - Chaînes subalpines. L'objectif principal de cette étude est d'aboutir à des corrélations stratigraphiques et à un schéma paléogéographique qui n'ont encore jamais été précisément définis dans cette région charnière.

- Le second sujet, proposé par la Société Nationale ELF AQUITAINE, a pour objectif l'étude des transformations diagénétiques tardives de roches carbonatées au contact d'accidents majeurs. Un exemple précis a été pris dans le massif subalpin du Vercors et choisi dans des calcaires urgoniens comparables à ceux qui ont été étudiés du point de vue sédimentologique et stratigraphique dans la première partie de ce travail.

PREMIER SUJET

INSTALLATION ET EVOLUTION DE LA PLATE-FORME URGONNIENNE (HAUTE-RIVIEN A BEDOULIEN) DU JURA MERIDIONAL AUX CHAINES SUBALPINES (AIN, SAVOIE, HAUTE-SAVOIE)

CHAPITRE I CADRE, OBJECTIFS ET METHODES

CHAPITRE II ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

CHAPITRE III ETUDE MINERALOGIQUE

CHAPITRE IV ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

CONCLUSION GÉNÉRALE

PLAN DETAILLE DE LA PREMIERE PARTIE

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: ptaloug@ujf-grenoble.fr

CHAPITRE I - CADRE, OBJECTIFS ET METHODES

I - CADRE GENERAL DE L'ETUDE	15
A) Situation géographique et contexte géologique	15
B) Cadre stratigraphique et paléogéographique.....	15
1) La série stratigraphique.....	15
2) Aperçu paléogéographique.....	15
C) Cadre structural	19
1) Le domaine jurassien	19
2) Les chaînes subalpines	19
3) Le raccordement du Jura aux chaînes subalpines	19
D) Historique	19
1) Définition des stratotypes	21
a) Dans le Sud-Est de la France	21
b) Dans le Jura	22
2) les corrélations stratigraphiques entre les différents domaines paléogéographiques	22
a) Dans le Sud-Est de la France	22
b) En Savoie	22
c) Dans le Jura	25
c.1 Le Jura neuchâtelois	25
c.2 La région genevoise	26
E) Biostratigraphie	27
1) L'ammonitofaune	27
2) Les Orbitolinidés	27
II - OBJECTIFS ET METHODES	27
A) Objectifs	27
B) Méthodes	27

CHAPITRE II - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE..... 31

I - INTRODUCTION	33
A) Présentation de l'étude	33
1) La description	33
2) L'interprétation	33
B) Le modèle sédimentaire proposé	34
C) Plan de l'étude	34
II - LES FACIES DU BASSIN ET DU TALUS EXTERNE	35
A) Les faciès hémipélagiques du bassin	35
1) Faciès -1- Biomicrite à spicules de Spongiaires, à éléments de petite taille	35
2) Faciès -2- Biomicrite à débris d'Echinodermes et spicules de Spongiaires, à éléments de taille moyenne.....	38
3) Conclusion : reconstitution des milieux de dépôts	40
B) Les faciès du talus externe	40
1) Les faciès caractéristiques de la partie inférieure de l'étage circalittoral	40
a) Faciès -3- Biopelsparite à débris arrondis de petite taille (peloïdes et débris d'Echinodermes dominants).....	42
b) Faciès -4- Biopelsparite à débris arrondis ou allongés de taille moyenne	43
c) Conclusion : reconstitution des milieux de dépôt.....	45
2) Les faciès caractéristiques de la partie supérieure de l'étage circalittoral	45

a) Faciès -5- Biosparite litée à gros débris allongés d'Echinodermes, de Bryozoaires et d'Annélides	45
b) Faciès -6- Biosparite à débris de Bryozoaires et Crinoïdes de grande taille	47
c) Faciès -7- Biomicrite à Bryozoaires, huitres et Serpules autochtone ou subautochtones	49
d) Conclusion : reconstitution des milieux de dépôt	50
C) Conclusion : les faciès du bassin et du talus externe	53
III - LES FACIES DE LA BORDURE DE LA PLATE-FORME	57
A) Les faciès de la bordure externe	58
1) Les faciès à intraclastes roulés et les faciès oolitiques.....	58
a) Faciès -8- Biointrasparite à éléments de grande taille, roulés	58
b) Faciès -9- Oobiosparite.....	60
c) Faciès -10- Oosparite	61
d) Conclusion : reconstitution des milieux de dépôt.....	63
2) Les faciès de démantèlement, à débris usés.....	64
a) Faciès -11- : Biosparite hétérométrique à Bryozoaires, Serpules et Cnidaires	64
b) Faciès -12- Biosparite bien classée à débris micritisés en bordure, parfois à oolites naines	66
B) Les faciès de la bordure interne	68
1) Faciès -13- Biomicrite à Bryozoaires, débris de Rudistes et Madréporaires	68
2) Faciès -14- Biosparites, à Bryozoaires, Echinodermes et nombreux Orbitolinidés	71
C) Conclusion	73
IV - LES FACIES DU DOMAINE INTERNE DE LA PLATE-FORME.....	77
A) Les milieux infralittoraux du domaine interne	78
1) Le domaine interne proche de la bordure	
Faciès -15- Biosparite et biomicrite à microfaune infralittorale abondante (nombreux Orbitolinidés) et à quelques débris externes (Echinodermes, Serpules).....	78
2) Le domaine interne intermédiaire	
Faciès -16- Biosparite et biomicrite à microfaune infralittorale abondante, très rares Orbitolinidés et débris externes	79
3) Le domaine interne protégé	
a) Faciès -17- Biosparite et biomicrite à grains micritisés, microfaune infralittorale abondante et oncolites	80
b) Faciès -18- Biomicrite à débris d'origine interne fortement micritisés et oncolitisés.....	81
4) Conclusion : reconstitution des milieux de dépôts	81
B) Les milieux médio à supra littoraux du domaine interne	84
1) Faciès -19- Micrite à Pseudotriloculines	84
2) Faciès -20- Biosparite à keystone vugs , ciment asymétrique ou microcavernes	85
3) Conclusion : reconstitution des milieux de dépôt	86
C) Les faciès de transgression dans le domaine interne	86
1) Faciès -21- Biomicrite à mélange de débris externes (Annélides, et Echinodermes) et internes (Rudistes, Orbitolinidés) Faciès de transgression.....	86
2) Interprétation des milieux de dépôt	88
D) Conclusion	88
1) Les faciès de l'étage infralittoral du domaine interne	88
2) Les faciès de l'étage médio à supralittoral	90
3) Les faciès de transgression	90

V - CONCLUSION	90
CHAPITRE III - ETUDE MINERALOGIQUE	95
I - INTRODUCTION	97
A) Présentation de l'étude	97
B) Choix des coupes étudiées	97
C) Moyens et méthodes	97
D) Problèmes dûs à une décarbonatation insuffisante des échantillons.....	99
II - LE CONTEXTE SEDIMENTOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DES DEUX COUPES CHOISIES..	99
A) Données sédimentologiques	99
B) Données stratigraphiques	99
C) Les corrélations entre les coupes de Sillens et de Barterand	100
III- MINERALOGIE	100
A) Identification et distribution des minéraux phylliteux et accessoires.	100
1) Identification des minéraux phylliteux et accessoires	100
a) Les smectites	100
b) Les interstratifiés	102
c) L'illite	104
c.1. La courbe de pourcentage relatif	104
c.2. Les différents types d'illite	104
c.3. La hauteur du pic et de l'indice d'aigu IAEG	106
d) La kaolinite	107
e) La chlorite	107
f) Le quartz	109
g) La goethite	109
2) Distribution et évolution des minéraux phylliteux et accessoires	109
a) Distribution horizontale et contexte sédimentologique	109
b) Distribution verticale et évolution séquentielle.....	113
c) Contexte paléogéographique	113
B) Description et évolution des différents types de diffractogrammes (ou roentgenofaciès)	113
1) Les différents types de diffractogrammes	113
a) Type I	113
b) Type II	113
c) Type III	118
d) Type IV	118
e) Type V	118
f) Type VI	118
g) Type I à VII	118
h) Type VII	118
i) Type VIII	119
2) Distribution et évolution	119
a) Roentgenofaciès et microfaciès	122
b) Roentgenofaciès et évolution séquentielle	122
IV - CONCLUSION	125
CHAPITRE IV - ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE	127
I - INTRODUCTION	129
A) Principaux caractères des coupes étudiées	129
B) Les corrélations stratigraphiques. Définitions et méthodes	129
II - LES DONNEES PALEONTOLOGIQUES	131
A) Datations et gisements	132

1) Les Ammonites	132
a) Dans la coupe du Semnoz	132
b) Dans la coupe de Menthrières	132
c) Dans la coupe de Sillens	132
2) Les Bivalves et les Gastéropodes	133
3) Les Brachiopodes	133
4) Les Oursins	133
a) Dans la coupe du Semnoz	133
b) Dans la coupe de Menthrières	133
c) Dans la coupe de Sillens	133
d) Dans la coupe de la Chambotte	134
5) Les Ostracodes	134
a) Dans la coupe de Sillens	134
b) Dans la coupe du Semnoz	134
c) Dans la coupe de Menthrières	135
e) Dans la coupe de la Chambotte	135
6) Les Nodosariidés	135
a) Dans la coupe de Sillens	135
b) Dans la coupe du Semnoz	135
c) Dans la coupe de Menthrières	136
7) Les Orbitolinidés et autres Foraminifères benthiques	136
a) Les Orbitolinidés	136
a.1. Dans la coupe de la Chambotte	136
a.2. Dans la coupe du Bourget (partie inférieure)	136
a.3. Dans la coupe du Bourget (partie supérieure)	136
a.4. Dans la coupe des Hirondelles	136
a.5. Dans la coupe de Boge/Confort	137
a.6. Dans la coupe du Crêt de Châtillon	137
a.7. Dans la coupe de Barterand	137
b) Autres Foraminifères benthiques	137
8) Les Nannoconidés	137
B) Fréquence et distribution	138
III - LES HORIZONS DE DISCONTINUITÉ MAJEURS, LIMITES DES SÉQUENCES PRINCIPALES	
A) Horizon de discontinuité A, limite inférieure de la séquence 1	138
B) Horizon de discontinuité B, limite supérieure de la séquence 1	139
C) Horizon de discontinuité C, limite supérieure de la séquence 2	139
D) Horizon de discontinuité D, limite supérieure de la séquence 3	140
E) Horizon de discontinuité E, limite supérieure de la séquence 4	141
F) Horizon de discontinuité F, limite supérieure de la séquence 5	141
G) Horizon de discontinuité G, limite supérieure de la séquence 6	141
H) Horizon de discontinuité H, limite supérieure de la séquence 7	141
IV - LIMITES STRATIGRAPHIQUES ET CORRELATIONS	
A) La limite Valanginien-Hauterivien	143
B) La limite Hauterivien inférieur-Hauterivien supérieur	143
C) La limite Hauterivien-Barrémien	145
D) La limite Barrémien inférieur-Barrémien supérieur	145
E) La limite Barrémien supérieur-membre BsAi	149
V - DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE	
A) L'Hauterivien	150
1) Description stratigraphique	150
a) La séquence 1 (intervalle A-B)	150
b) La séquence 2 (intervalle B-C)	150
c) La séquence 3 (intervalle C-D)	150
2) Aspect paléogéographique	151
B) Le Barrémien	154

1) Description stratigraphique	154
a) La séquence 4 (intervalle D-E)	154
b) La séquence 5 (intervalle E-F)	154
c) La séquence 6 (intervalle F-G)	158
d) La séquence 7 (intervalle G-H)	158
2) Aspect paléogéographique	158
C) La zone de transition Barrémien terminal-Bédoulien, séquence 8	160
VI - CONCLUSION	161
CONCLUSION GENERALE	173
ANNEXE	179

CHAPITRE I

CADRE, OBJECTIFS ET METHODES

I CADRE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE

II OBJECTIFS ET MÉTHODES

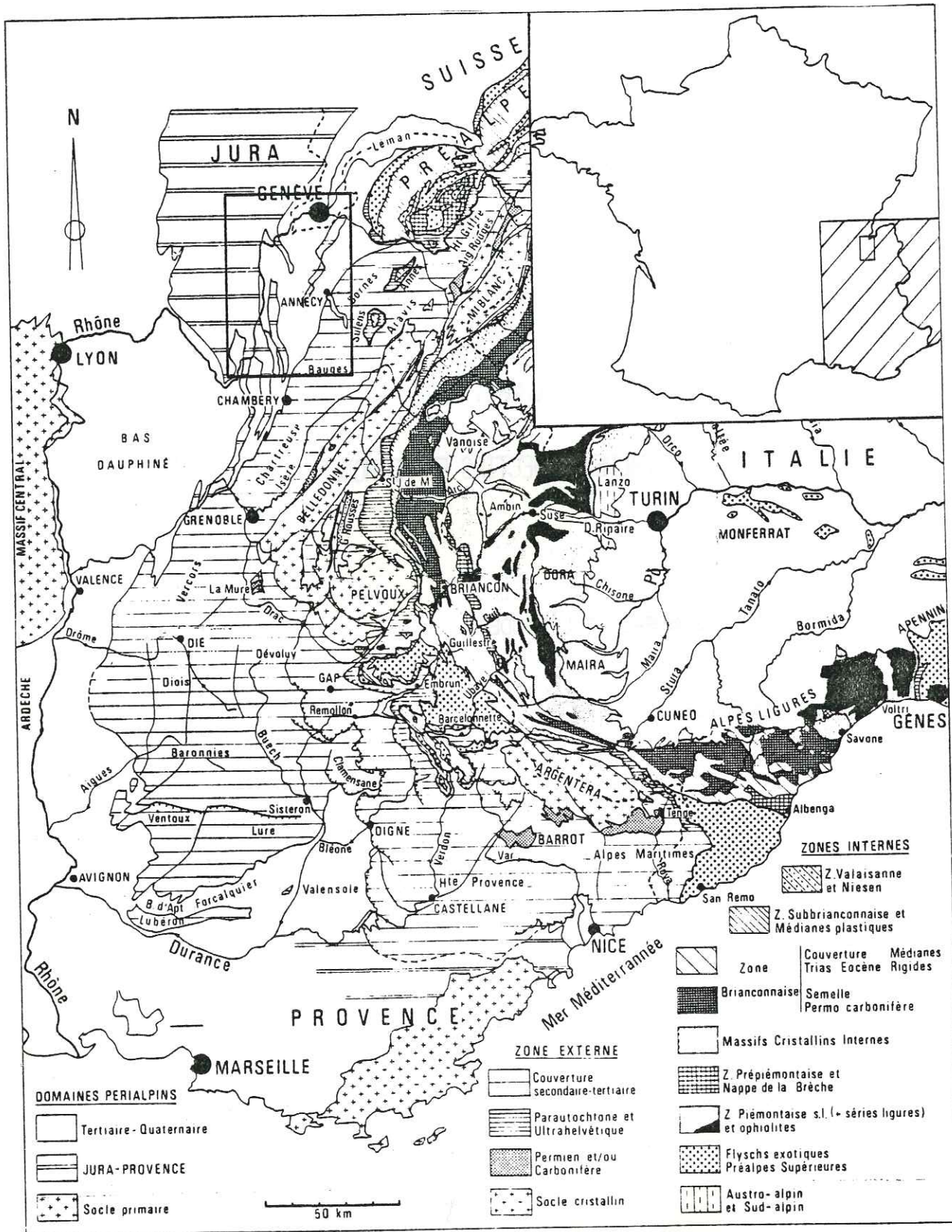


Fig. 1 : Localisation géographique du secteur étudié dans le cadre géologique des Alpes occidentales .
 (d'après C. KERCKHOVE 1979) .

I - CADRE GENERAL DE L'ETUDE

A - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le secteur étudié est limité au Nord par la ville de Genève, à l'Est par le lac d'Annecy, au Sud par Aix-les-Bains et à l'Ouest par le Bugey (fig. 1, 2 et 3).

D'un point de vue géographique et géologique, cette région se situe dans une zone charnière entre deux domaines, séparés par les terrains tertiaires du bassin savoyard d'axe S.SW - N.NE.

- le **domaine jurassien**, au N et NW, avec d'Est en Ouest: le Bugey, le massif du Grand Colombier, le mont de la Charve et du Chat, le massif du Gros Foug-Chambotte. Ce secteur est bordé plus au Nord par le Grand Credo et le Vuache, puis, plus à l'Est, par les monts du Salève émergeant du bassin tertiaire.

- les **massifs subalpins** au Sud-Est, avec au Sud du lac d'Annecy le massif des Bauges dont l'étude est limitée aux chaînons du Semnoz et du Revard.

Ces deux domaines ont des caractères structuraux propres et sont généralement séparés par des contacts anormaux le plus souvent chevauchants.

B - CADRE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

1) *La série stratigraphique (fig.4)*

Dans les massifs subalpins comme dans le Jura, la série de l'Hauterivien et du Barrémo-Bédoulien est caractérisée:

- à la base, par des terrains à dominante marneuse (marnes, calcaires marneux ou alternance des deux) formant des zones déprimées ou des talus couverts de végétation, affleurant dans de mauvaises conditions;
- au sommet, par des barres calcaires formant des falaises abruptes bien repérables dans la morphologie.

En dehors de cette analogie morphologique, les coupes virtuelles de la fig.4, choisies dans des positions extrêmes au Sud et au Nord de la région étudiée, montrent des variations importantes d'épaisseur et de faciès et mettent en évidence les problèmes abordés dans les essais de corrélations stratigraphiques.

2) *Aperçu paléogéographique (fig.5)*

La paléogéographie du Sud-Est de la France varie peu pendant tout le Crétacé inférieur. Trois domaines peuvent être distingués:

- au Nord, la plate-forme jurassienne et subalpine;
- au centre, le bassin vocontien correspondant à un "bras" de la mer alpine, se prolongeant vers l'Ouest jusqu'au Massif Central, et ouvert sur le domaine téthysien à l'Est;
- au Sud, les plates-formes provençale et ardéchoise.

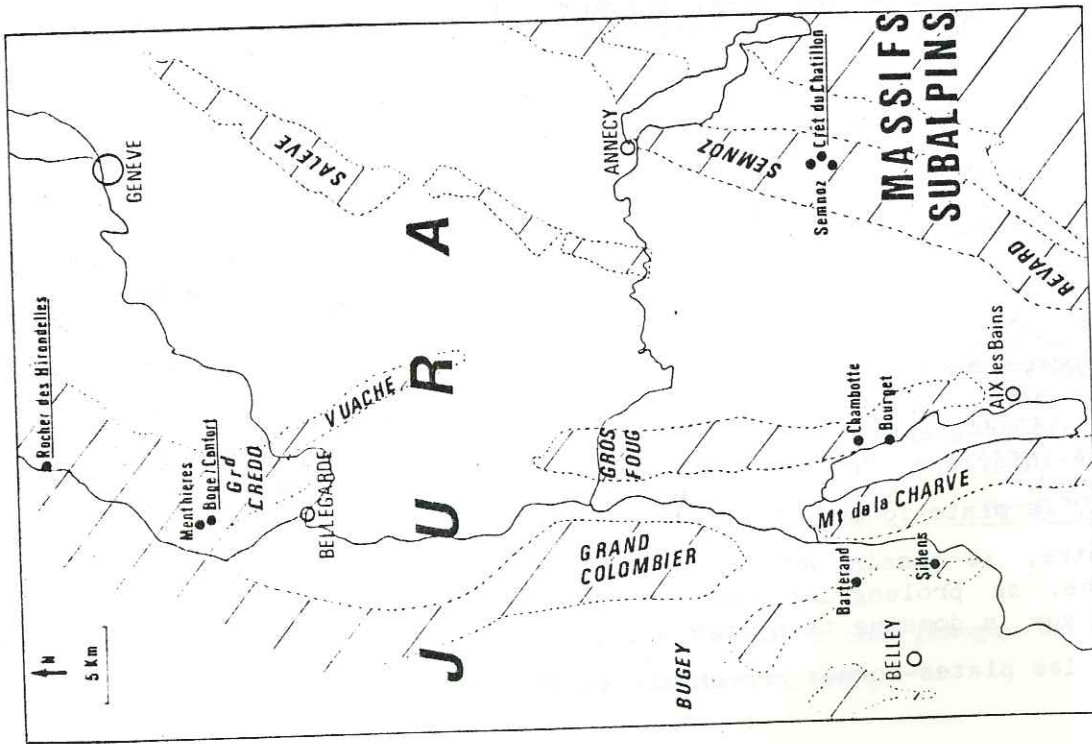


Fig 2 : Contexte géographique et localisation des coupes étudiées (points noirs).

Chaînes mésozoïques en hachures, Tertiaire et Quaternaire en blanc.

Les coupes levées par M. CONRAD sont soulignées.

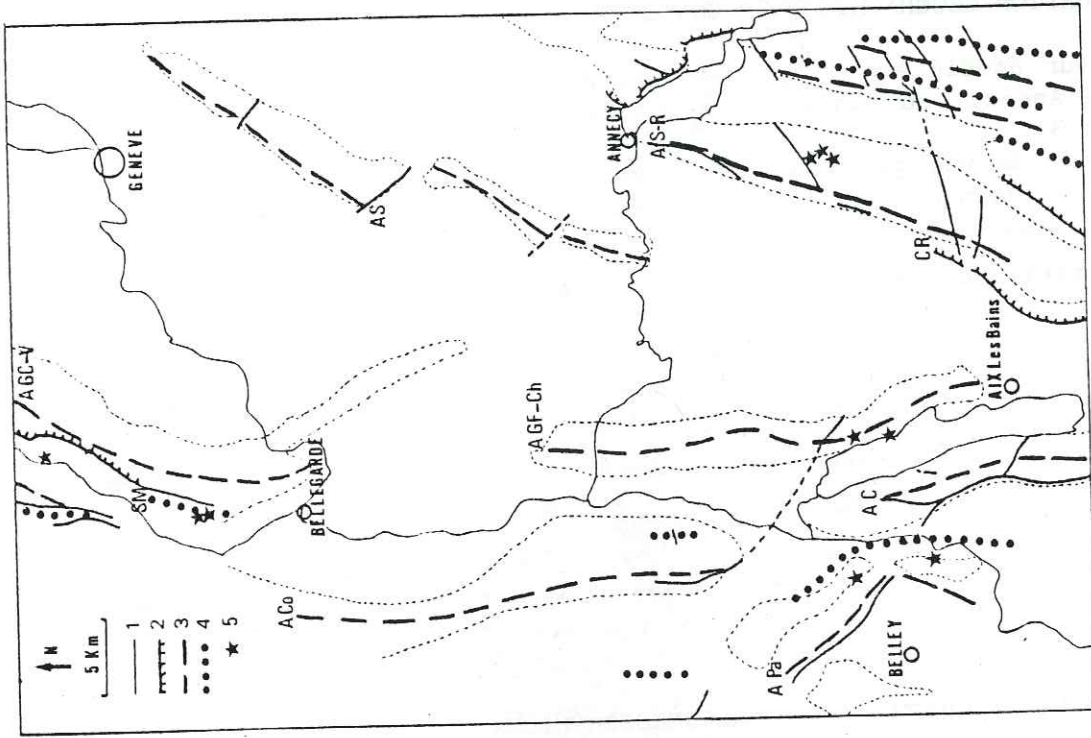


Fig 3 : Schéma structural de la région étudiée.

Légende : 1, accident majeur ; 2, chevauchement ; 3, axe anticlinal ; 4, axe synclinal ; 5, localisation des coupes étudiées.

A GC-V : anticlinal du Grand Crédo-Vuache ; SM : synclinal de Menthières ; AS : anticlinal des Monts du Saleve ; A Co : anticlinal du Grand Colombier ; A Pa : anticlinal de Parves ; AC : anticlinal de la Charve et du Chat ; AGF-Ch : anticlinal Gros-Foug-Chambotte ; A S-R : anticlinal Semnoz-Revard. CR : chevauchement du Revard .

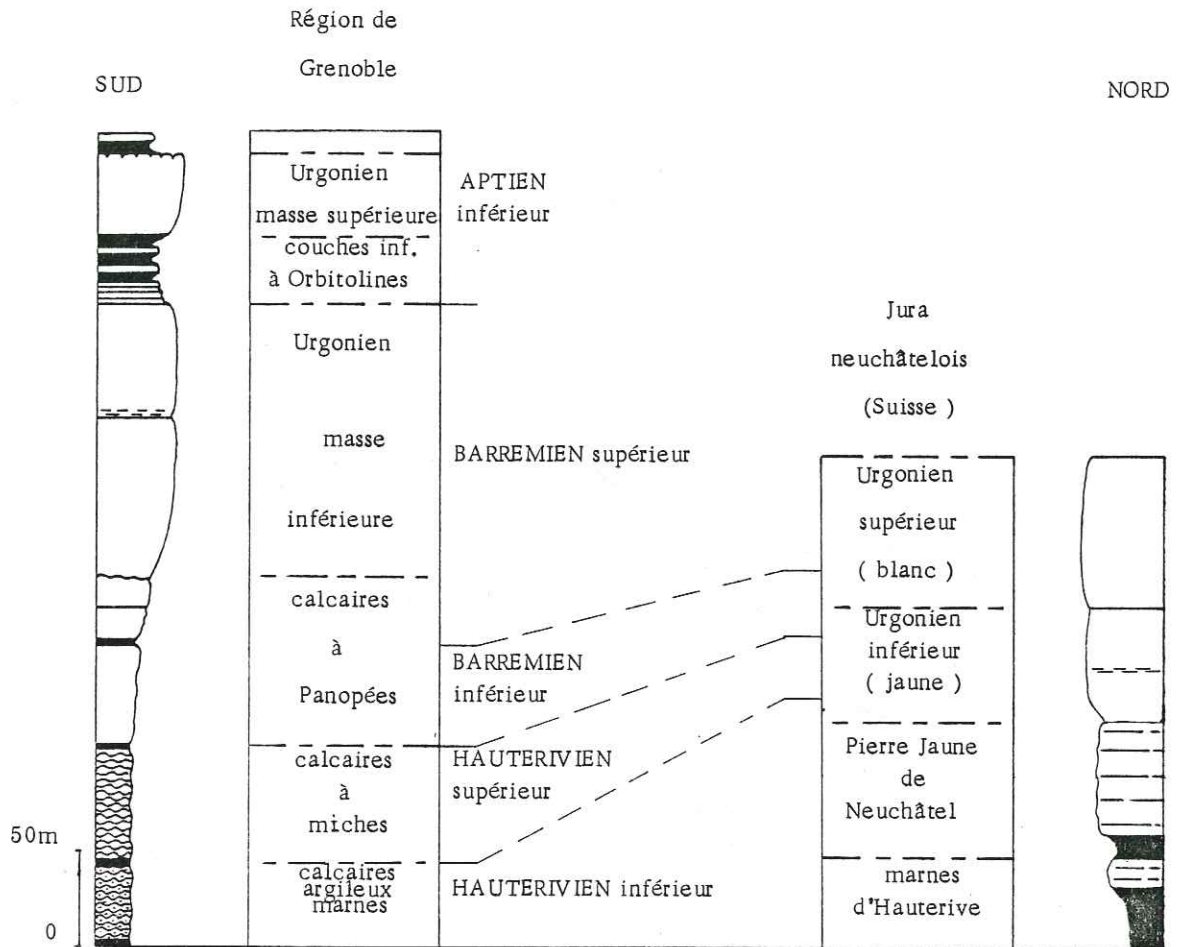


Fig 4 : Corrélation stratigraphique entre les deux coupes schématiques des massifs subalpins de la région de Grenoble et du Jura Neuchâtelois, respectivement au Sud et au Nord de la région étudiée.

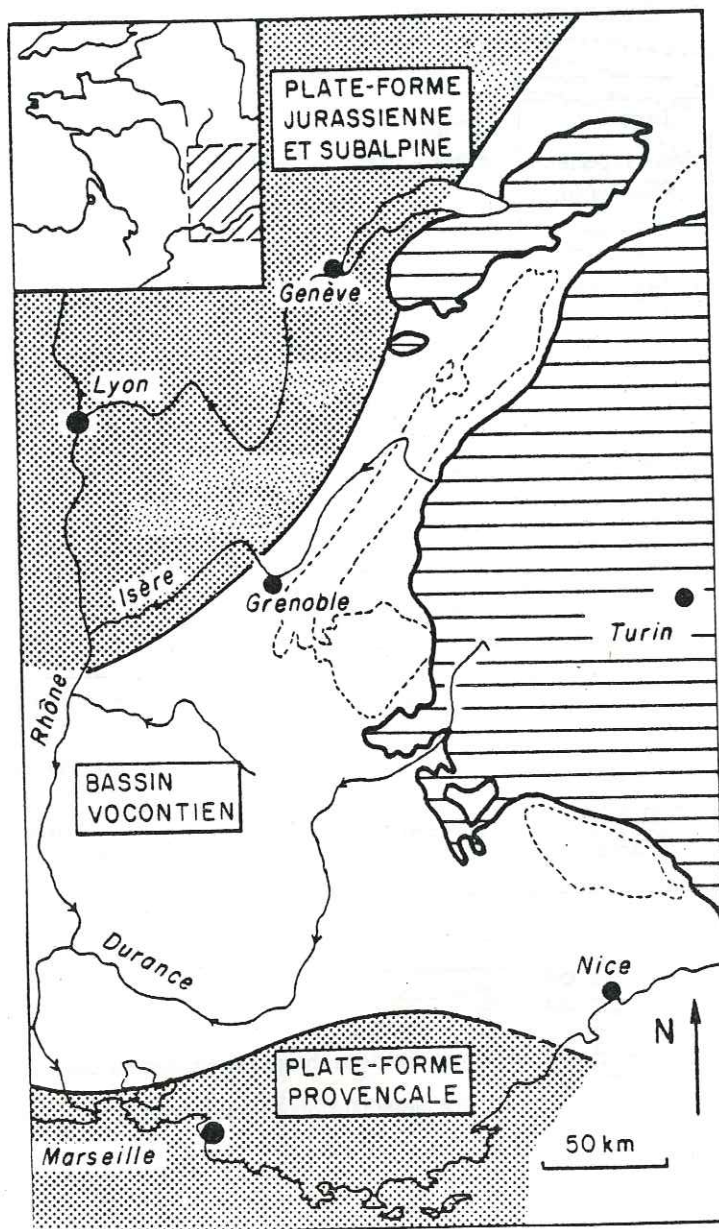


Fig 5 : Aperçu paléogéographique du S.E. de la France au Néocomien (Niveau représenté : Valanginien inférieur). (d'après H . ARNAUD 1982)

En blanc : faciès de bassin

En grisé : faciès de plate-forme

En hachures horizontales : zones internes alpines

Pendant le Crétacé inférieur, la progradation des faciès carbonatés sur les bordures des plates-formes est constante et tend à combler progressivement le bassin vocontien (exemple de l'intervalle Hauterivien supérieur à Aptien), malgré quelques périodes de rétrogradation, marquées par des dépôts marneux (cas de l'intervalle Valanginien terminal-Hauterivien inférieur).

C - CADRE STRUCTURAL (fig. 3)

Bien limités géographiquement, le Jura et les chaînes subalpines présentent un style structural différent, traduit par:

- une orientation générale des plis, NS à NW-SE pour le Jura et NE-SW pour les chaînes subalpines;
- des styles de plissement typiques; le Jura étant caractérisé par des plis coffrés à voûte plane montrant une tendance au déversement vers l'Ouest.

1) De l'Ouest vers l'Est, les unités structurales du domaine jurassien sont:

- le Haut-Bugey et le Petit-Bugey, où alternent régulièrement synclinaux et anticlinaux d'axe NE-SW s'infléchissant vers le Sud avec une direction NS;
- le Jura savoisien à structure typiquement jurassienne avec l'anticlinal d'axe NS du Mont de la Charve-Epine;
- les monts du Jura au Nord;
- les monts du Salève à l'Est.

2) *Les chaînes subalpines* sont représentées par un train de plis déversés vers le NW, d'axe N.NE - S.SW, passant localement à des plis-failles et à de véritables chevauchements (cas du Revard et du Niviolet chevauchant vers l'Ouest la dépression molassique du Bourget).

3) *Le raccordement du Jura aux massifs subalpins* se fait par un amincissement et une torsion d'axe des chaînons qui prennent une orientation NNE-SSW dans leur terminaison méridionale. Ils viennent ainsi, d'Est en Ouest, se fondre progressivement dans les chaînes subalpines (Gros-Foug - Chambotte, Mont de la Charve-Epine).

La carte des affleurements des terrains de l'Hauterivien et du Barrémo-Bédoulien (fig.6) met nettement en évidence les grandes structures anticlinales et synclinales dans les différents massifs, le Barrémo-Bédoulien formant la voûte des principaux plis (Chambotte - Colombier - Salève) où affleurant en dalle structurale (Semnoz).

D - HISTORIQUE

La région étudiée se trouvant dans une position charnière entre deux domaines (le Jura au Nord et les chaînes subalpines au Sud et à l'Est), bien différents de par leur histoire structurale et tectonique et leur type de sédimentation, il s'en est suivi de larges divergences entre les auteurs, tant pour les datations que pour les corrélations stratigraphiques.

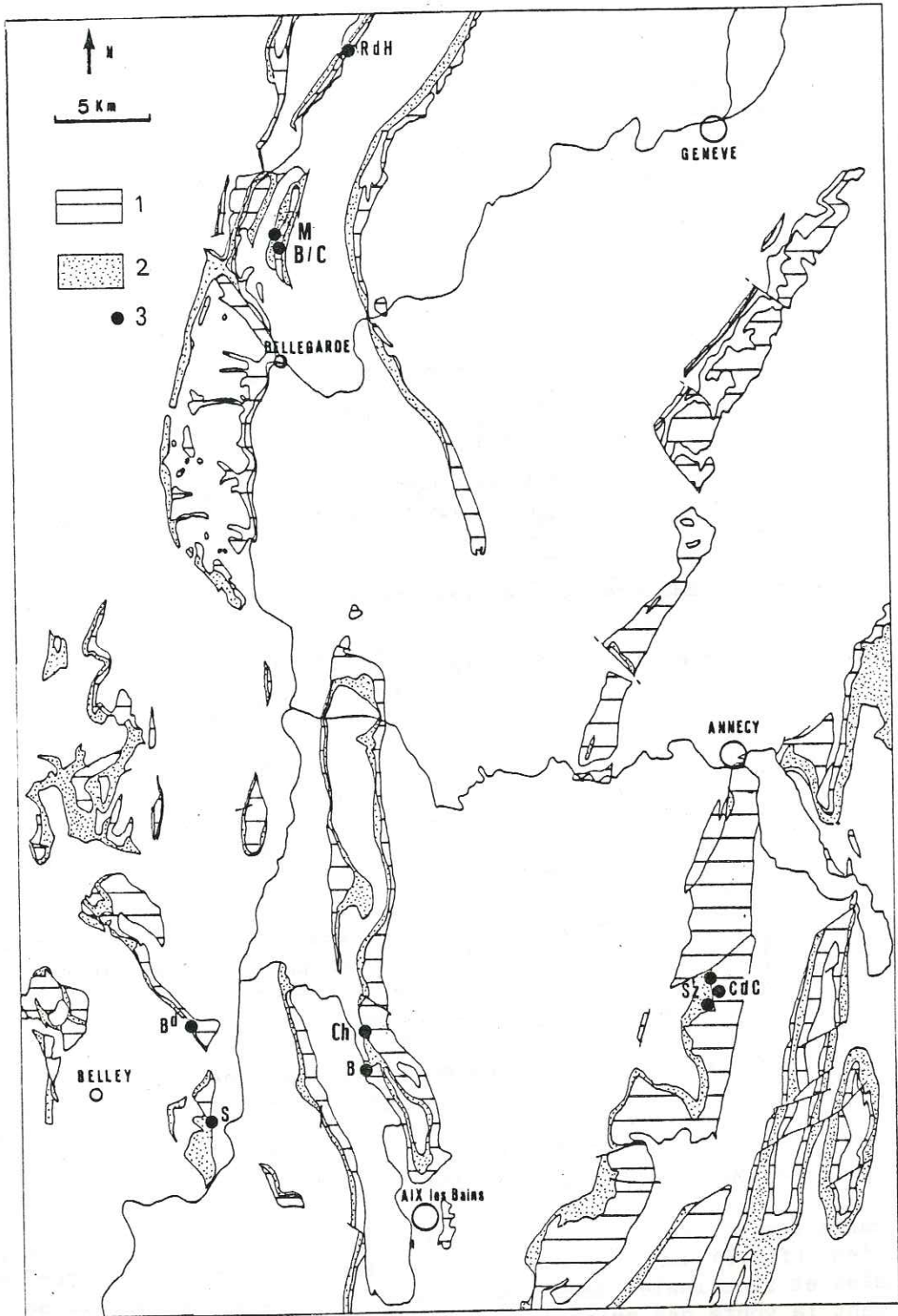


Fig 6 : Carte des affleurements des terrains de l'Hauterivien et du Barrémo-Bédoulien.

D'après les cartes : Annecy 1/25000 ; Lyon 1/25000 ; Nantua 1/80000 ;
St Claude 1/80000 ; Alpes Occidentales 1/25000.

Légende : 1, Urganien, Barrémo-Bédoulien ; 2, Hauterivien ; 3, localisation des
coupes étudiées.

S : Sillens ; Bd : Barterand ; Ch : Chambotte ; B : Bourget ; Sz : Semnoz ;
CdC : Crêt de Châtillon ; M : Menthières ; B/C : Boge sur Confort ;
RdH : Rocher des Hirondelles .

De ce point de vue, cet historique a deux buts principaux:

- premièrement, de replacer dans leur contexte d'origine les termes stratigraphiques utilisés et d'examiner leur signification selon les auteurs et les régions;
- deuxièmement, de montrer les étapes de l'évolution des idées sur la stratigraphie et la sédimentologie de ces domaines.

Dès 1860, Ch. LORY, dans la "Description géologique du Dauphiné", distingue deux étages dans le Néocomien: le Néocomien inférieur et le Néocomien supérieur.

Dans le Néocomien inférieur, il met en évidence trois domaines paléogéographiques correspondant à des types de sédimentation différents qui sont, du moins profond au plus profond:

- le type jurassien ou "faciès littoral" avec, de bas en haut:
 - 1: calcaires néocomiens inférieurs; 2: calcaires roux; 3: marnes et calcaires marneux à Spatangues; 4: calcaires jaunes (calcaires de Neuchâtel);
- le type mixte des environs de Grenoble, avec de bas en haut:
 - 1: marnes néocomiennes inférieures; 2: calcaires néocomiens inférieurs ou calcaires du Fontanil; 3: calcaires roux; 4: couches chloritée; 5: calcaires bleus à Crioceras; 6: marnes et calcaires marneux à Spatangues;
- le type provençal ou "faciès vaseux pélagique" au Sud.

Le Néocomien supérieur est défini par Ch. LORY de la façon suivante: " Du Vercors au Jura, il est presque entièrement formé de calcaires compacts, blancs ou un peu jaunâtres, en bancs épais". Il s'agit de calcaires à Caprotines désignés ainsi en raison de l'abondance de Rudistes. En divers points, ils ont un faciès "corallien" très prononcé. Ch. LORY remarque d'autre part que cette masse calcaire, dont l'épaisseur totale peut atteindre cinq cents mètres, renferme deux intercalations marneuses correspondant aux marnes à Orbitolines, la première vers le tiers supérieur et la deuxième à son sommet.

A la fin du 19e et au début du 20e siècle, deux écoles vont mener des études parallèles. La première, dans le Jura, constituée par des chercheurs suisses, est axée sur l'étude des stratotypes du Valanginien et de l'Hauterivien; la seconde, dans les massifs subalpins et le Sud-Est de la France, définit le Barrémien et permet d'aboutir à l'identification d'une zonation des céphalopodes dans le Néocomien vocontien.

1) Définition des stratotypes

a) Dans le Sud-Est de la France

. En 1847, A. D'ORBIGNY crée le terme d'Urgonien pour représenter à la fois les calcaires à "faciès côtier déposés sur le littoral des mers avec les Ammonites et autres corps flottants" et ceux "à faciès sous-marin, à Requienia ammonia". A Orgon, ces dernières sont bien représentés alors que leur variante latérale (calcaires vaseux à Céphalopodes) sont absents. Cette imprécision sur la définition et le choix du stratotype va entraîner ultérieurement une confusion sur la signification du terme Urgonien.

. En 1862, H. COQUAND, tirant argument de cette ambiguïté, définit l'étage Barrémien qu'il situe stratigraphiquement sous le calcaire à *Chama ammonia*, c'est à dire sous l'Urgonien de D'ORBIGNY. En ce qui concerne les Ammonites, COQUAND renvoie à une liste donnée par D'ORBIGNY. On remarque alors que celle-ci comporte non seulement les Ammonites caractéristiques du Barrémien, mais aussi des spécimens typiques de l'Hauterivien supérieur.

b) Dans le Jura

En 1874, RENEVIER définit l'Hauterivien sur des bases lithologiques en le limitant aux marnes d'Hauterive. Cependant, dans son "tableau des terrains sédimentaires", l'Hauterivien est étendu à la Pierre Jaune de Neuchâtel qui avait été placée par COQUAND dans le Barrémien.

A l'exception des *Acanthodiscus* et des *Leopoldia* de la base de l'Hauterivien, la pauvreté des fossiles caractéristiques dans ces marnes de la localité-type ne permet pas de corrélations précises avec le SE de la France.

Cette définition des stratotypes dans le Sud-Est de la France d'une part, et dans le Jura d'autre part, met en évidence:

- une confusion sur la limite Hauterivien-Barrémien;
- des positions divergentes sur la signification des termes Urgonien et Barrémien (fig.7);
- la difficulté des corrélations entre les coupes stratotypiques, choisies dans des domaines paléogéographiques différents.

2) Les corrélations stratigraphiques entre les différents domaines paléogéographiques.

a) Dans le Sud-Est de la France

Les travaux de KILIAN (1888) et de LEENHARDT (1883) en Provence, de PAQUIER (1898 et 1900) dans le Diois et les Baronnies aboutissent à des corrélations stratigraphiques entre les séries vocontiennes à Céphalopodes et les calcaires urgoniens. Ces corrélations s'appuient d'une part sur une datation précise de l'ammonitofaune vocontienne, et d'autre part sur des comparaisons lithologiques. V. PAQUIER (1900) décrit en particulier la continuité d'une couche marneuse, d'âge Barrémien supérieur supposé, dans les faciès vocontiens du Diois jusqu'au Vercors septentrional où elle constituerait la couche inférieure à Orbitolines.

b) En Savoie

REVIL, en 1911, dans la Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie, étend à ces massifs les principaux résultats des travaux de KILIAN et PAQUIER. Il résume dans un tableau synthétique les variations latérales des séries éocrétaées depuis le Jura savoisien jusqu'à la région delphino-provençale (fig.9). Ce tableau apporte des modifications au schéma de Ch. LORY. Le point le plus important est la nouvelle datation des calcaires jaunes et des niveaux marneux correspondant aux "couches à Panopées" des auteurs, situés à la base de la première masse urgonienne. Attribués par Ch. LORY au Néocomien inférieur, ils appartiendraient pour REVIL au Barrémien inférieur en raison de la pré-

AUTEURS FORMATIONS	COQUAND, 1862	RENEVIER, 1874 (Texte)	RENEVIER, 1874 (Figure)	S. GUILLAUME, 1966
URGONIEN BLANC	?	Néocomien supérieur	Urgonien	Barrémien
URGONIEN JAUNE				
PIERRE JAUNE			Barrémien	
MARNES D'HAUTERIVE M. à <i>Am. astierianus</i>	? — ?	Hauterivien	Valanginien	Valanginien (Stratotype)
MARNES DE VILLERS M. A BRYOZOAIRES				
CALCAIRES ROUX		Valanginien	Valanginien	

Fig 7 : Tableau résumant les conceptions successives de la limite Hauterivien-Barrémien dans la région de Neuchâtel (Suisse). D'après H. ARNAUD (1981).

DOMAINE JURASSIEN			DOMAINE SUBALPIN		
ETAGES	JURA	SALÈVE	ETAGES	BORNES	
	FACIÈS ET FAUNES			FACIÈS ET FAUNES	
APTIEN	supérieur	?	supérieur	?	
	inférieur	LACUNE	inférieur	LACUNE	
BARRÉMIEN	<i>Heteraster oblongus, Harpagodes pelagi</i> Calcaire à faciès urgonien <i>Orbitolinidés</i> > 100 m Marnes de la Russille 0 - 10 m		BARRÉMIEN	Grès <i>Deshayesites gr. weissii</i> <i>Ostracodes de la zone à Deshayesites deshayei ?</i> Calcaire à faciès urgonien <i>Orbitolinidés</i> 200 - 250 m	
	supérieur	Pierre, jaune de Neuchâtel 71 m		?	?
HAUTERIVIEN	inférieur	Marnes d'Hauterive <i>Exogyra couloni, Acanthodiscus radiatus</i> <i>Toxaster complanatus</i> 21 m	HAUTERIVIEN	Marnocalcaire glauconieux <i>Toxaster complanatus</i> Calcaire gréseux <i>Exogyra couloni</i> 400 m	

Fig 8 : Stratigraphie comparée des séries crétacées des domaines jurassien et subalpin.

D'après J. CHAROLLAIS et A. LOMBARD, (1966).

	JURA SAVOISIEN	JURA MERIDIONAL (AIN)	JURA CENTRAL	SAVOIE	RÉGION DELPHINO-PROVENÇALE
APTIEN	Masse urgonienne supérieure à <i>Toucasia carinata</i> Math. sp. Aix-les-Bains, Chambolle.	Apvien de la Perle du Rhône.		Masse urgonienne supérieure de Saint-Jean-de-Couz, du Semnoz, etc.	Type oriental (Kil.) à <i>Ligoceras Jauberti</i> d'Orb. sp., <i>Phylloceras Guettardi</i> Rasp. sp. Type occidental à <i>Hoplites (Parahoplites) furcatus</i> Sow. sp.
	Marno-calcaires à Orbitolines et <i>Harpagodes</i> (<i>Pterocera</i>) <i>Pelagi</i> d'Orb. (Rhodanien). Calcaires à <i>Requiana ammonia</i> Goldf. sp. (masse urgonienne inférieure).	Calcaires à Pliéroères et calcaires zoogènes compacts à <i>Requiana ammonia</i> Goldf. sp.	Calcaires urgoniens.	Marno-calcaires à Orbitolines (Rhodanien). Calcaires zoogènes, blancs ou blanc-grisâtres (= masse urgonienne inférieure).	Calcaires gris à silex et à fossiles siliceux (<i>Aucyloceras Matheronianum</i> d'Orb., <i>Parahoplites Desayesi</i> Leym. sp., mont. de Lure. Masse urgonienne supérieure des environs de Grenoble).
BARRÉMIEN	Calcaires jaunes intersratifiés de quelques lits marneux à <i>Crioceras Emerici</i> d'Orb., <i>Parahoplites Cruasensis</i> Torcap. sp., <i>Panopaea neocomitensis</i> d'Orb., etc.	Calcaire jaune coupé de lits marneux à <i>Terebratula Russiicensis</i> de Lor., <i>Enallaster Couloni</i> Ag. sp.	Calcaires oolithiques jaunes et marnes à Bryozoaires.	Calcaires jaunes et marno-calcaires à <i>Parahoplites Cruasensis</i> Tor. sp. Panopées et Brachiopodes.	Niveau marno-pyreux de Raye (Sayn.), du col de Garnésier (P. Lory), de la gorge de l'Archette et d'Aouste (Paquier).
	Calcaires marneux à <i>Toraster retusus</i> Lamk.	Calcaires marneux à <i>Toraster</i> .	Marno-calcaires jaunes à <i>Toraster</i> .	Marno-calcaires à <i>Toraster retusus</i> Lamk. et <i>Exogyra Couloni</i> Debr. sp.	Marno-calcaires bicolores à <i>Crioceras Ducali</i> Ley. et <i>Belonites (Ducali) dilatatus</i> Blainv.
HAUTERVIEN	Marno-calcaires à <i>Hoplites (Acanthodiscus) radiatus</i> Brug. sp. et <i>Leopoldina Leopoldina</i> d'Orb.	Marnes à <i>Hoplites (Acanthodiscus) radiatus</i> Brug. sp.	Marnes à <i>Hoplites (Acanthodiscus) radiatus</i> Brug. sp.	Marnes bleues à <i>Leopoldina Leopoldina</i> d'Orb. sp. et <i>Hoplites (Acanthodiscus) radiatus</i> Brug. sp.	Marnes à <i>Holcost. (Craspedites) Carteroni</i> d'Orb. sp. et <i>Hoplites (Acanthodiscus) radiatus</i> Brug. sp. dans la Drôme (Sayn). Assise glauconieuse phosphatée de Saint-Pierre-de-Cherence (Isère).

Fig 9 : Comparaisons stratigraphiques et sédimentologiques du Jura savoisien à la région delphino-provençale. D'après REVIL (1911).

sence de fragments de Criocères (Crioceras emerici). Cependant, REVIL cite, dans la faune de ces niveaux, Parahoplites (= Cruasiceras) cruasensis qui est caractéristique, en réalité, de l'Hauterivien inférieur terminal (fig. 9). La présence de cette Ammonite, alors mal située stratigraphiquement, mais bien connue à cette époque, met donc en évidence une erreur d'interprétation dans les attributions stratigraphiques et donc les corrélations proposées entre le Jura et la Savoie.

Pour les calcaires urgoniens, par contre, les corrélations entre la Savoie et le Dauphiné s'appuient sur l'analogie des faunes d'Orbitolinidés et de Rudistes, ces derniers étant déjà très bien connus depuis les travaux de PAQUIER.

c) Dans le Jura

On peut distinguer dans cette région, deux domaines légèrement différents d'après leur contexte paléogéographique: le Jura Neuchâtelois ou Jura septentrional, et le Jura de la région genevoise ou Jura méridional.

c.1) Le Jura Neuchâtelois

S.GUILLAUME (1966) décrit l'Hauterivien et le Barrémobédoulien de la façon suivante.

. L'Hauterivien comprend deux formations: les Marnes d'Hauterive" et "la Pierre Jaune de Neuchâtel".

- les marnes d'Hauterive représentent la partie inférieure de l'Hauterivien et sont bien datées par des Ammonites (nombreux et gros Acanthodiscus, nombreuses Leopoldia avec surtout L.leopoldi et L.castellanensis.

- la Pierre Jaune de Neuchâtel est une formation calcaire jaune spathique, tantôt riche en débris d'organismes, tantôt oolitique. En ce qui concerne sa datation, difficile en fonction de la rareté de la faune, et en particulier des Ammonites, S. GUILLAUME reprend les arguments de BAUMBERGER.

D'après cet auteur, la "Pierre Jaune de Neuchâtel renferme des espèces typiques de l'Hauterivien, il est donc inadmissible de faire rentrer cette formation dans le Barrémien comme l'ont fait certains auteurs". Il cite en effet la présence d'"Hoplites leopoldi" dans la Pierre Jaune du Jura septentrional et de Leopoldia neocomiensis au Mont Dé de Morteau.

Cette définition de l'Hauterivien (marnes d'Hauterive et Pierre Jaune de Neuchâtel) est claire dans le tableau de CHAROLLAIS et LOMBARD (1966) (fig.8).

La Pierre Jaune est par ailleurs scindée en deux par l'intercalation marneuse des Marnes d'Uttins ou Marnes à Eudesia semistriata.

Récemment, REMANE, BUSNARDO et THIEULY ont redéterminé les Ammonites anciennement recueillies dans ces niveaux ainsi que de nouveaux spécimens. C'est de ce double travail que résulte l'appartenance aujourd'hui indiscutable des marnes d'Hauterive, de la Pierre Jaune inférieure et des marnes d'Uttins à l'Hauterivien inférieur.

. Le Barrémien

En l'absence de données paléontologiques, les attributions au Barrémien inférieur ou au Barrémien supérieur sont purement lithologiques dans le Jura Neuchâtelois. Elles correspondent:

- pour le Barrémien inférieur, aux calcaires et marnes de la base de l'étage, encore appelés Urgonien Jaune ou Urgonien inférieur;
- pour le Barrémien supérieur, aux calcaires blancs à Rudistes du sommet (Urgonien blanc ou Urgonien supérieur).

La macrofaune est assez réduite. Les Rudistes sont abondants mais mal conservés et ne donnent que peu d'indications stratigraphiques. A la base, les calcaires jaunes oolitiques ne sont pas fossilifères et leur âge (Hauterivien ou Barrémien) peut être discuté. Au sommet, ces calcaires renferment des Trocholines, des Dasycladacées et surtout des Orbitolinidés caractéristiques du sommet du Barrémien.

. Au dessus, les marnes sableuses à Orbitolines qui surmontent l'"Urgonien" appartiendraient à l'Aptien.

c.2) La région genevoise

Pour établir une biozonation du Barrémien et de l'Aptien inférieur à faciès urgonien, M.A. CONRAD (1969) s'appuie sur des arguments paléontologiques, en particulier sur une détermination précise des Orbitolinidés, et la présence de deux gisements d'Ammonites (fig.10)

Hauterivien supérieur	Barrémien					Aptien inférieur	ETAGES
							Céphalopodes (voir texte)
	I	II	III	IV	V		Zones de Foraminifères
	-----						Valserina brönnimanni primitiva
	-----						Urgonina alpillensis
	-----						Eopalorbitolina charollaisi
	-----						Paleodictyoconus spp.
	-----						Orbitolinopsis sp. 1
	-----						Valserina brönnimanni brönnimanni
	-----						Dictyoconus reicheli
	-----						Palorbitolina lenticularis
	-----						Orbitolinopsis kiliani
	-----						Orbitolinopsis sp. groupe 2
	-----						"Pfenderina" sp. 1
	-----						"Barkerina" sp. 1
	-----						Cuneolina hensoni
	-----						Trochamminoides sp. 1
	-----						Cyclogyra ? sp.

Fig 10 : Essai de biozonation dans les calcaires urgoniens d'après M.A. CONRAD (1969).

Cette biozonation par les Orbitolinidés constitue un instrument biostratigraphique nouveau, assez bien calé à la base par la présence d'Ammonites du Barrémien basal sous l'Urgonien, et au sommet dans les couches supérieures à Orbitolines, par Deshayesites gr. wiessi (MORET et DELEAU, 1960), caractéristique de l'Aptien inférieur.

E - BIOSTRATIGRAPHIE

1) L'ammonitofaune (fig. 11)

Les zonations utilisées dans cette étude sont, pour l'Hauterivien celle de MOULLADE et THIEULOY (1967) et, pour le Barrémien celle préconisée par le Colloque sur le Crétacé inférieur (BUSNARDO, 1965).

2) Les Orbitolinidés (fig. 12)

Dans les faciès carbonatés de plate-forme, où les Ammonites sont pratiquement absentes, il est nécessaire d'utiliser un autre type de biozonation. Un découpage stratigraphique précis du Barrémo-bédoulien a pu être obtenu grâce aux Orbitolinidés, très diversifiés dans cet intervalle de temps.

Des zonations ou répartitions stratigraphiques ont été établies sur le pourtour du bassin vocontien par FOURY (1968) dans les Alpilles, par SCHROEDER, CHAROLLAIS et CONRAD (1968) dans "les calcaires de Haute-Savoie et de l'Ain", par MASSE (1976) dans "les calcaires urgoniens de Provence" et par ARNAUD-VANNEAU (1980) dans le Vercors et la Chartreuse.

La répartition stratigraphique des Orbitolinidés utilisée dans cette étude est celle d'ARNAUD-VANNEAU (1980) permettant de caractériser précisément Barrémien inférieur, Barrémien supérieur et Bédoulien.

II - OBJECTIFS ET METHODES

A - OBJECTIFS

Deux objectifs principaux sont à l'origine de ce travail:

- aboutir à une meilleure compréhension des mécanismes de sédimentation de la plate-forme carbonatée éocrétacée;
- établir des corrélations stratigraphiques entre les deux domaines paléogéographiquement voisins, mais bien différents du Jura méridional et des massifs subalpins.

B - METHODES

De nombreux moyens sont utilisés pour mieux caractériser les milieux de dépôt: études sédimentologiques, paléontologiques, minéralogiques. Le premier stade de ce travail a consisté à lever les meilleures coupes repérées dans la région, généralement le long des routes, seule possibilité de voir affleurer les niveaux marneux hauteriviens et d'accéder aux falai-

BEDOULIEN	zone à <u>Deshayesites deshayesi</u>	
BARREMIEN SUPERIEUR	zone à <u>Silesites</u> <u>seranonis</u>	sous-zone à <u>Leptoceras puzosianum</u> sous-zone à <u>Heteroceras astieri</u> sous-zone à <u>Hemihoplites feraudi</u>
BARREMIEN INFERIEUR	zone à <u>Nicklesia</u> <u>pulchella</u>	sous-zone à <u>Pulchellia compressissima</u> sous-zone à <u>Holcodiscus kiliani</u>
HAUTERIVIEN SUPERIEUR	zone à <u>Pseudothurmannia angulicostata</u> zone à <u>Plesiospitidiscus ligatus</u> zone à <u>Subsaynella sayni</u>	
HAUTERIVIEN INFERIEUR	zone à <u>Cruasicerus cruasense</u> zone à <u>Lyticoceras nodoso plicatum</u> zone à <u>Olcostephanus jeannoti</u> zone à <u>Crioceratites loryi</u> zone à <u>Acanthodiscus radiatus</u>	

Fig 11 : Biozonation par l'ammoniofaune d'après MOULLADE et THIEULOY (1967)
pour l'Hauterivien, d'après BUSNARDO (1965) pour le Barrémien .

HAUT	BARREMIEN INFERIEUR					BARREMIEN SUPERIEUR					BEDOULIEN			STRATIGRAPHIE
MaBi	Bi1	Bi2	Bi3	Bi4	Bi5	Bi6	Bs1	Bs2	Bs3	BsAi	Ai1	Ai2	Ai3	MEMBRES
								1	2	3	4	5?		ZONES SCHROEDER <i>et al</i> 1968
	1	2	3	4					5	?				BIOZONES FOURY, 1968
	1		2	?	3			4	?	5	?			BIOZONES MASSE, 1976
														<i>Paleodictyoconus</i> n. sp. 1
														<i>P. parlanus</i> Ⓢ (Z. 1 FOURY)
														<i>O. flandria</i> Ⓢ (Z. 1 FOURY)
														<i>O. inflata</i> Ⓢ (Z. 1 FOURY)
														<i>A. antiqua</i> Ⓢ (Z. 2 FOURY)
														<i>U. alpillensis</i> Ⓢ (Z. 2 FOURY) (= <i>protuberans</i>)
														<i>P. jourdanensis</i> Ⓢ (Z. 3 FOURY)
														<i>E. turbinata</i> Ⓢ (Z. 3 FOURY) (= <i>Valserina</i> sp 1 <i>pro parte</i>)
														<i>Pd. cuvillieri</i>
														<i>C. thieuloyi</i> n. sp.
														<i>C. elongata</i> (= <i>O. elongata</i>)
														<i>O. debelmasi</i> Ⓢ (Z. 4 FOURY)
														<i>P. sunnlandensis</i>
														<i>P. cf. sunnlandensis</i>
														<i>V. primitiva</i> Ⓢ (Z. 1 SCHROEDER)
														<i>F?</i> sp 1 = <i>U. aff. alpillensis</i> in SCHROEDER
														<i>V. bronnmanni</i> Ⓢ (Z. 2 SCHROEDER)
														<i>Pa. (Ea.) charollaisi</i>
														<i>P. reicheli</i> Ⓢ (Z. 3 SCHROEDER) (= <i>O. aff. reicheli</i> in MASSE)
														<i>P. maynci</i> (= <i>P. elongatissima</i>)
														<i>Pd. actinostoma</i>
														<i>O. cuvillieri</i> Ⓢ (Z. 5 FOURY)
														<i>C. schroederi</i> n. sp. Ⓢ (= <i>O. gr. 2</i>) (Z. 5 SCHROEDER)
														<i>O. xiliani</i> Ⓢ (Z. 5 SCHROEDER) (= <i>O. gr. 3</i>)
														<i>C. neoelongata</i> (= <i>O. gr. 1</i>)
														<i>O. buccifer</i>
														<i>D. varcorii</i> n. sp. (= <i>D. reicheli</i> in MASSE)
														<i>F. pisola</i>
														<i>Pa. (Pa.) lenticularis</i>
														<i>P. arcata</i>
														<i>O. pygmaea</i> n. sp.
														<i>O. briacensis</i> n. sp.
MaB	Bi1	Bi2	Bi3	Bi4	Bi5	Bi6	Bs1	Bs2	Bs3	BsAi	Ai1	Ai2	Ai3	MEMBRES
C1	St1					C2	St2			C3	St3		C4	

Fig 12 : Répartition des principaux Orbitolinidés (traits noirs épais) selon le découpage en membres du Barrémo-bédoulien. Les zonations de Schroeder, Charollais, Conrad 1968 (traits pointillés fins), Foury 1968 (traits noirs fins) et Masse 1976 (traits blancs), ont été reportées après modification dans certains cas de leur attribution stratigraphique pour tenir compte de la répartition des Orbitolinidés.

Les bandes allongées couvertes de pointillés soulignent les intervalles de crise (C1 à C4) durant lesquels la microfaune se renouvelle ; au contraire les bandes laissées sans figurés soulignent les intervalles de stabilité (St1 à St3) durant lesquels la microfaune reste stable ou se modifie très faiblement. Les fossiles de zone utilisés par les auteurs précédents sont indiqués par un point noir.

Signification des abréviations :

A : *Alpillina*, C : *Cribellopsis*, D : *Dictyoconus*, E : *Eygalerina*, Ea : *Eopalorbitolina*,
F : *Falsurgonina*, O : *Orbitolinopsis*, P : *Paracoskinolina*, Pa : *Palorbitolina*, Pd : *Paleodictyoconus*,
U : *Urgonina*, V : *Valserina*, Z : Zone. D'après A ARNAUD-VANNEAU (1980).

ses urgoniennes. Ces coupes sont localisées sur la figure 2. Il s'agit de la coupe de Menthrières pour le Jura, des coupes de Sillens et de Barterand, de la Chambotte et du Bourget pour la terminaison méridionale du Jura, de la coupe de Semnoz pour les massifs subalpins.

Parmi ces cinq coupes, deux d'entre elles ont été complétées par des coupes levées par M.A. CONRAD dans le cadre de sa thèse (1969); ce sont les coupes du Rocher des Hirondelles et de Boge/Confort pour Menthrières et celle du Crêt de Châtillon pour le Semnoz.

Le levé de ces coupes s'est effectué à l'échelle du 1/100e. 1 220 échantillons ont été prélevés, ce qui a permis la réalisation de 1 000 surfaces polies, de 70 lavages et de 600 lames minces auxquelles s'ajoutent une centaine de lames aimablement prêtées par M.A. CONRAD. 220 analyses aux rayons X ont été effectuées à l'Université de Neuchâtel pour les coupes de Sillens et de Barterand.

Tous ces moyens mis en oeuvre ont permis une analyse macroscopique et micrographique détaillée avec la reconnaissance des structures et textures sédimentaires et l'identification de la macrofaune et de la microfaune.

=====

CHAPITRE II

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

- I INTRODUCTION
- II LES FACIÈS DE BASSIN ET DU TALUS EXTERNE
- III LES FACIÈS DE LA BORDURE DE LA PLATE-FORME
- IV LES FACIÈS DU DOMAINE INTERNE
- V CONCLUSION

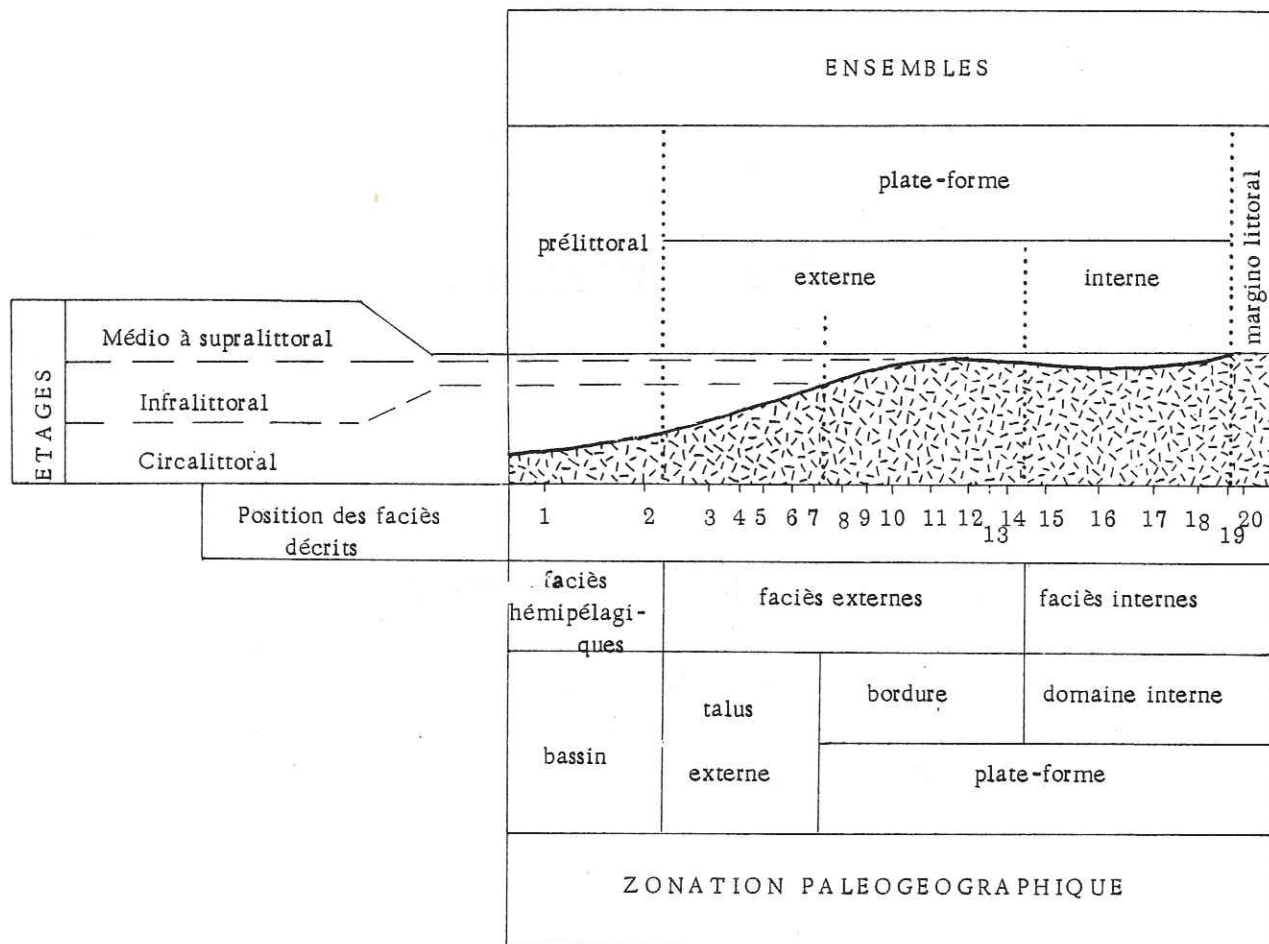


Fig 13 : Zonations verticale, horizontale et paléogéographique d'une plate-forme carbonatée théorique.

I - INTRODUCTION

A - PRESENTATION DE L'ETUDE

Cette étude sédimentologique comporte deux aspects, le premier descriptif, le second relevant de l'interprétation.

1) *La description*

Pour une meilleure caractérisation des milieux de dépôt, l'étude descriptive du sédiment s'appuie sur plusieurs éléments:

- l'aspect à l'affleurement, donnant de précieux renseignements sur la dureté relative, la couleur, le litage, le mode d'altération...
- la description des surfaces polies et des lames minces, permettant de définir la structure et la texture du sédiment (avec l'utilisation des terminologies de FOLK et DUNHAM), la taille moyenne des éléments, la composition minéralogique approximative et les associations biologiques qu'il renferme (reconnaissance des débris d'organismes et de la microfaune).

2) *L'interprétation*

Le second aspect de cette étude consiste à replacer le faciès décrit dans son contexte sédimentologique et à le situer par rapport aux faciès qui l'encadrent. En effet, d'après LOMBARD (1956) une série sédimentaire ne doit pas être considérée comme une superposition de termes lithologiques, mais comme une succession de termes, déposés dans un continu. Ainsi chaque terme est à étudier en fonction de celui qui le précède et de celui qui le suit.

Pour être en mesure d'interpréter ces "successions" de types de faciès, il faut aussi tenir compte de la loi de WALTHER (1893-1894) pour qui l'enchaînement vertical des milieux de dépôt est représentatif de leur évolution latérale ou horizontale. Ces deux constatations fondamentales sont à la base de l'analyse séquentielle et vont permettre, en intégrant toutes les données de l'analyse sédimentologique, de reconstituer un modèle théorique de la plate-forme carbonatée qui s'est développée pendant l'intervalle Hauterivien-Barrémo-Bédoulien.

Du point de vue de la terminologie employée, seront utilisés:

- les étages bionomiques (zonation verticale) de PERES (1961) avec, dans le domaine phytal, du moins profond au plus profond, les étages supralittoral, médiolittoral, infralittoral et circalittoral;
- les ensembles bionomiques (zonation horizontale) de MASSE (1976) qui sont, du large vers le continent: les ensembles pré-littoral, de plate-forme (comprenant les sous-ensembles de plate-forme externe et de plate-forme interne) et marginolittoral;
- une zonation paléogéographique, avec les faciès de plate-forme (comprenant les faciès internes et les faciès externes), et les faciès du bassin (faciès hémipélagiques et faciès pélagiques).

B - LE MODELE SEDIMENTAIRE PROPOSE

L'analyse sédimentologique des dépôts hauteriviens et barrémo-bédouliens va permettre de définir vingt types de faciès qui peuvent se rassembler en quatre groupes (fig. 13):

- les faciès de bassin;
- les faciès de talus externe;
- les faciès de bordure;
- les faciès du domaine interne de la plate-forme.

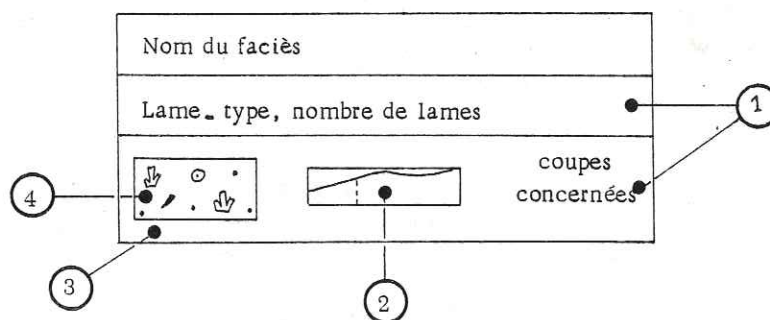
C - PLAN DE L'ETUDE

Le plan général de l'étude comporte quatre parties principales, concernant les quatre groupes de faciès précités.

La description de chaque type de faciès est toujours faite selon le même plan, sous forme de "fiche", permettant une lecture rapide et facilitant les comparaisons d'un faciès à l'autre.

Le plan détaillé est le suivant:

- Nom du faciès et principaux caractères regroupés dans un tableau;



- 1 : indications sur la représentativité du faciès décrit.
 2 : profil théorique très simplifié d'une plate-forme, des faciès de bassin aux faciès des milieux émergés, permettant de situer approximativement le faciès décrit.
 3 : Tm; la taille moyenne des éléments est égale à la longueur recoupée par 100 grains le long d'un fil du réticule, divisée par 100.
 4 : cartouche représentant le faciès avec les symboles suivants :

Organismes

- ☉ : Ammonites
- ^ : spicules de Spongiaires
- ♣ : débris d'Echinodermes
- ☞ : Bryozoaires
- ☪ : Bivalves
- ♥ : Brachiopodes
- ∞ : Annélides
- ☼ : Annélides coloniaux
- ☆ : Crinoïdes
- ☞ : Gastéropodes
- ★ : Cnidaires
- ∨ : Rudistes
- ∩ : Orbitolinidés
- ☉ : Lithocodium

Eléments

- ≡ : quartz
- ☞ : silex
- : débris micritisés (péloïdes)
- : bioclastes
- : bioclastes micritisés en bordure
- ⊙ : oolites
- ⊙ : oolites naines en faciès de bordure interne
- : intraclastes roulés
- ☼ : ciment micritique
- ||| : ciment sparitique
- /// : dolomitisation

Fig 14 : Explication du tableau descriptif et légende des figurés.

- Description de l'affleurement;
- Description du faciès en lame mince
 - . pourcentage et proportion des divers éléments
 - . nature des bioclastes
 - . figures sédimentaires;
- Variantes du faciès.

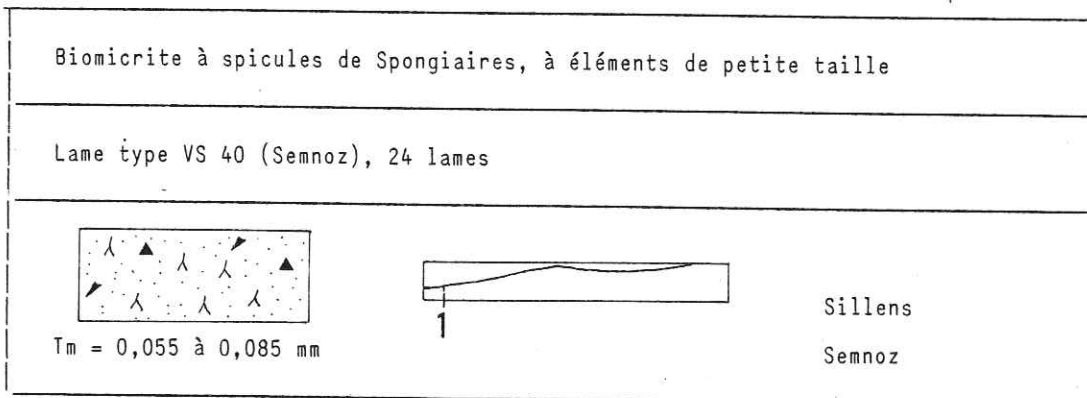
Cette description est suivie, pour chaque groupe de faciès de l'étude de leur superposition et de leur agencement horizontal et vertical.

II - LES FACIES DU BASSIN ET DU TALUS EXTERNE

A - LES FACIES HEMIPELAGIQUES DE BASSIN

Les faciès de bassin, dans les séries de l'Hauterivien et du Barrémobédoulien, ne sont représentés que par des faciès hémipélagiques, intermédiaires entre les faciès pélagiques et les faciès de plate-forme. Dans les coupes étudiées, ils sont peu diversifiés, mais représentent une bonne partie des sédiments de l'Hauterivien. Ce sont des biomicrites (wackestone) à spicules de Spongiaires et à quelques débris d'Echinodermes, de taille moyenne comprise entre 0,05 et 0,12 mm, caractéristiques de l'étage circalittoral inférieur. On peut distinguer deux types de faciès avec, du faciès (1), plus profond au faciès (2) moins profond, une augmentation de pourcentage et de la taille des éléments et une évolution des associations biologiques.

1) Faciès 1



Sur le terrain

Ce faciès n'est rencontré que dans les coupes de Sillens et du Semnoz. Il peut se présenter sous trois aspects différents: bancs métriques jaunâtres de calcaire tendre, sans joints nets; bancs décimétriques ondulés ocres ou gris noir de calcaire argileux alternant avec des marnes d'épaisseur décimétrique ou réduites à d'épais joints marneux; petits bancs décimétriques de calcaires argileux gris intercalés dans des marnes d'épaisseur importante.

On observe parfois quelques silex blanchâtres (coupe de Sillens). Les bioturbations et les terriers sont peu fréquents. La macrofaune récoltée est relativement abondante: des Ammonites, de nombreux Oursins, Gastéropodes et Brachiopodes, des débris de Bivalves et d'Annélides.

En lame mince

Il s'agit d'un wackestone où les éléments sont de très petite taille ($T_m = 0,07$ mm) et où les spicules de Spongiaires sont fortement dominants.

Cette micrite est légèrement gréseuse (2 à 10 % de petits grains de quartz anguleux) et très faiblement glauconieuse (rars petits grains arrondis). Les éléments sont essentiellement des bioclastes (30 à 55 % du volume total du sédiment) et quelques débris micritisés (2 à 10 %). Les bioturbations sont fréquentes.

Nature des bioclastes:

- les spicules de Spongiaires sont très abondants: 15 à 40 % du volume total;
- les débris d'Echinodermes peu fréquents, occupent tout de même 5 à 15 % de la surface de la lame;
- la microfaune est rare à peu abondante, d'origine circalittorale: Lenticulina, Gaudryina, Glomospira, Meandrospira.

Variantes du faciès

Il existe deux variantes à ce faciès:

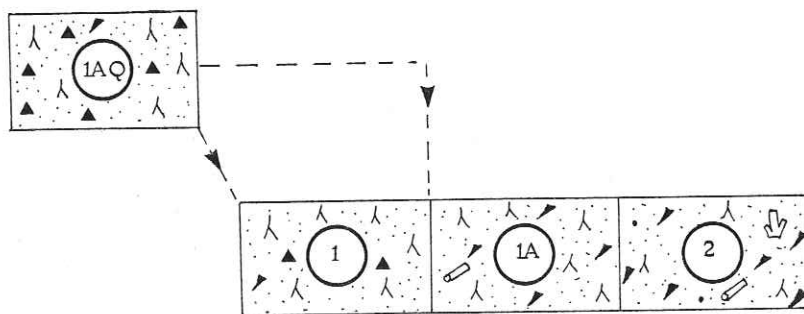
- Première variante (faciès IAQ): la proportion de matériel détritique y est souvent très élevée: le pourcentage du quartz en petits grains, atteint 10 à 25 % du volume du sédiment (lame type VS 94, 8 lames).

- Deuxième variante (faciès IA): la taille des éléments est plus grande, ainsi que leur pourcentage total (la taille moyenne des éléments est de 0,09 mm) - (lame type VS 49, 14 lames).

Ce faciès est intermédiaire entre les faciès (1) et (2).

Superposition et agencement des faciès

Dans les coupes de Sillens et du Semnoz, les trois faciès 1, 1A et 1AQ sont agencés de la façon suivante:



- la taille moyenne augmente —————>
- les débris d'Echinodermes sont plus nombreux —————>
- les spicules de Spongiaires sont moins nombreux —————>
- Evolution des faciès, des plus profonds aux moins profonds —————>

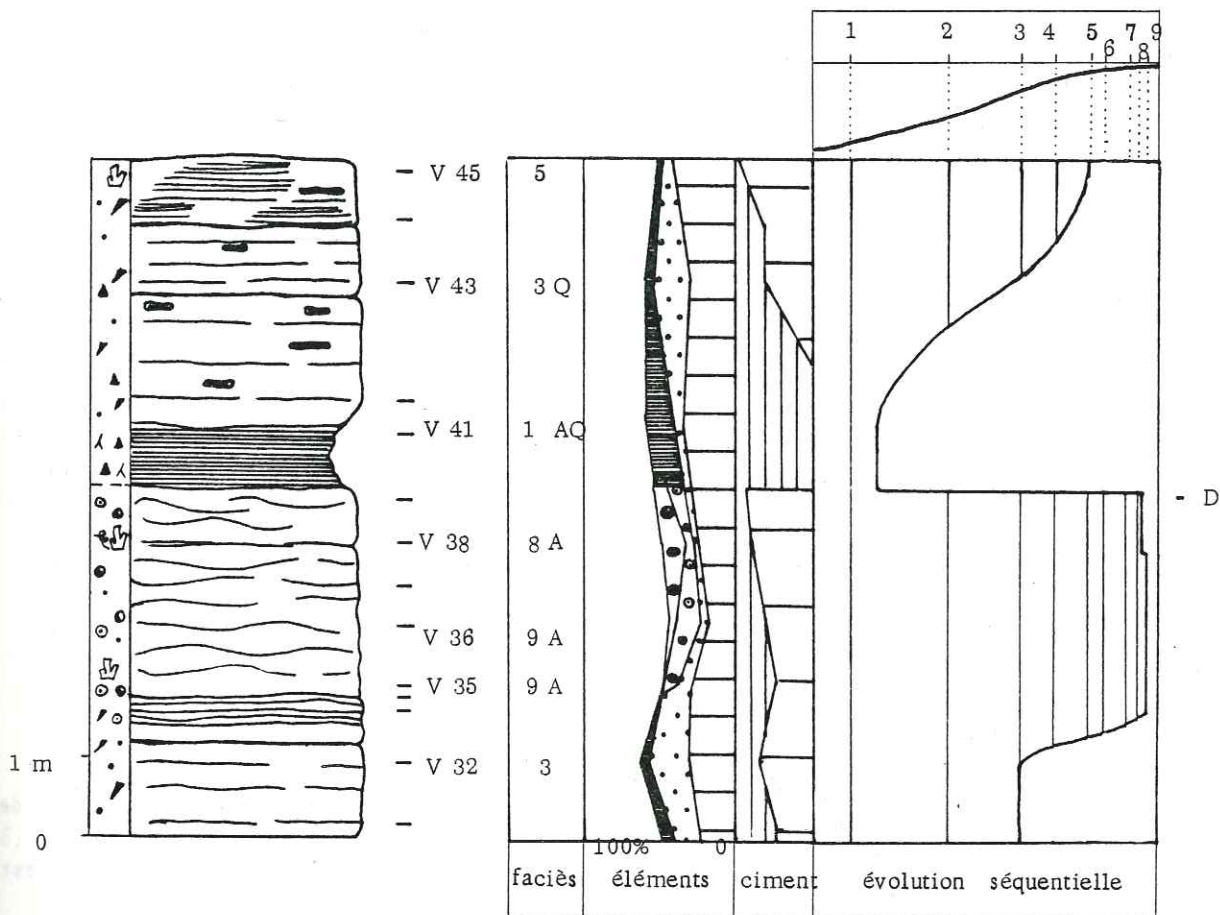


Fig 15 : Position du faciès 1 AQ dans la coupe de la Chambotte

Aux faciès de bordure, oolitiques (9 et 8) succède brutalement un faciès très externe, riche en quartz (1 AQ). Ce changement de faciès, qui correspond à une discontinuité majeure, est bien mis en évidence par les courbes de pourcentages des éléments et de nature des éléments.

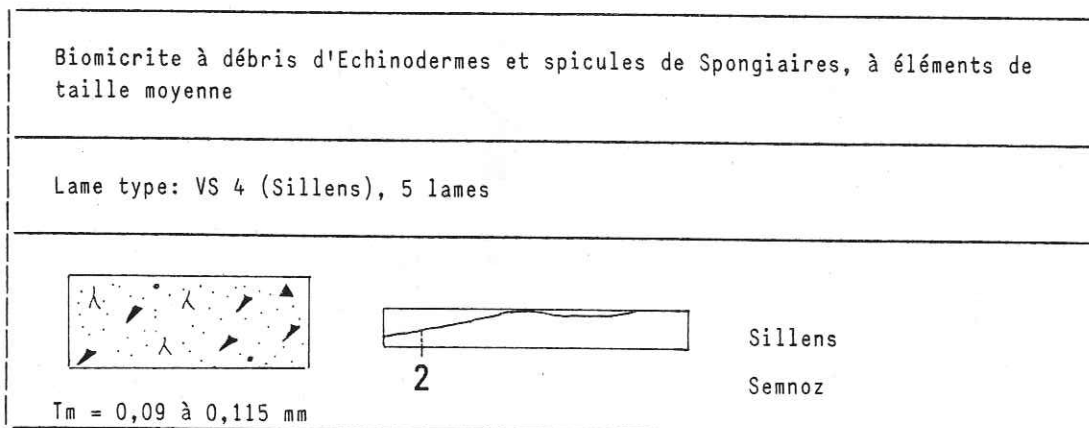
Légende des figurés : se reporter à la fig 14.

||| micrite == sparite

- Le passage est progressif entre (1) (1A) et (2) avec une nette évolution dans la taille moyenne des éléments (qui passe de 0,07 mm à 0,1 mm) et dans les pourcentages relatifs des bioclastes (les spicules de Spongiaires se font rares, alors que les débris d'Echinodermes deviennent fortement dominants).

- Le faciès (1AQ), très riche en petits grains de quartz se présente généralement dans un contexte particulier. Dans les trois coupes de la Chambotte, de Sillens et du Semnoz, il se situe juste au-dessus d'horizons de discontinuité majeurs, mettant ainsi en évidence un apport important et brutal de matériel détritique (fig.15).

2) Faciès (2)



Sur le terrain

Ce faciès a le même aspect sur le terrain que le faciès (1). Il se présente en bancs de calcaire ocre ou gris à joints marneux, ou bien en bancs calcaires isolés dans des marnes (à Sillens et au Semnoz). Les terriers et bioturbations sont peu fréquents, la macrofaune est rare, identique à celle du faciès (1).

En lame mince

Il s'agit d'un wackestone caractérisé par un pourcentage total d'éléments plus important que celui du faciès (1) (55 à 70 % du volume total). La taille moyenne est aussi plus forte (0,1 mm). Les éléments sont essentiellement des bioclastes (55 à 65 %) et quelques débris micritisés arrondis (2 à 10 %). La micrite est légèrement gréseuse (2 à 5 % de petits grains de quartz anguleux), et très légèrement glauconieuse (quelques petits grains arrondis de glauconie).

Le sédiment est souvent bioturbé.

Nature des bioclastes:

- ce sont essentiellement des débris d'Echinodermes (15 à 30 % du volume total) et des spicules de Spongiaires (10 à 25 %);

- la microfaune est rare ou peu abondante, d'origine circalittorale, identique à celle du faciès (1).

Variantes du faciès (2)

Trois variantes du faciès ont été distinguées:

. Les deux premières diffèrent du faciès (2) par des variations du pourcentage et de la taille des éléments. Elles sont au faciès (2) ce que sont les faciès 1A et 1AQ au faciès (1).

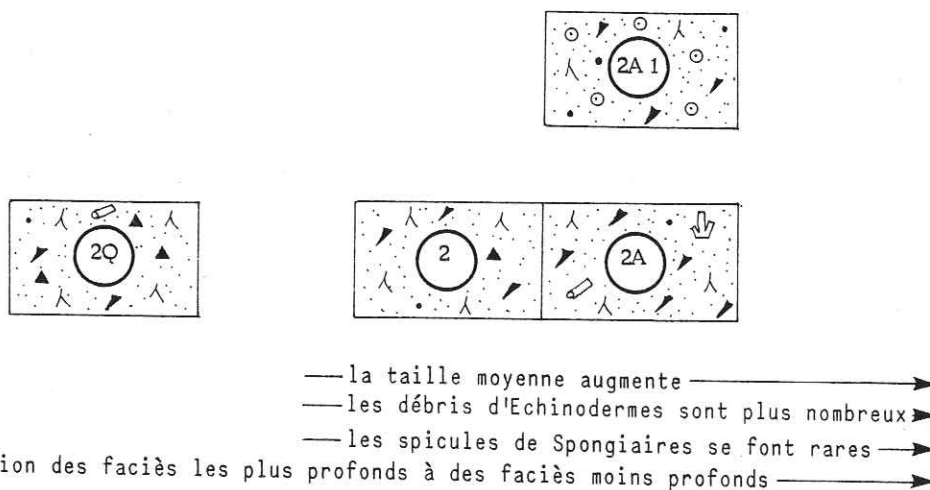
- Faciès 2Q: il est caractérisé par une forte proportion de matériel détritique (10 à 25% de grains de quartz) et un pourcentage plus faible en spicules de Spongiaires (lame type: VM 113, 5 lames);

- Faciès 2A: la taille des éléments et le pourcentage total sont plus importants ($T_m = 0,1$ à $0,145$ mm). Ce faciès est plus riche en débris d'Echinodermes (25 à 45% du volume total) et plus pauvre en spicules de Spongiaires (lame type VS 8, 5 lames). A Sillens et au Semnoz, ce faciès se situe au sommet des alternances marnes-calcaires correspondant aux faciès (1) et (2). Il précède des faciès bioclastiques grossiers (faciès (5) ou (6)) (fig.16).

. La troisième variante du faciès (2) (faciès 2A1) correspond à la présence d'un pourcentage notable d'oolites remaniées (3 à 10 %) avec quelques intraclastes roulés (1 à 4 %). La faune est identique au faciès (2), mais plus variée. On y rencontre en plus de rares débris de Bryozoaires, quelques microgastéropodes, des débris d'Annélides, de Lamellibranches et Brachiopodes (lame type VZ 250, 6 lames).

Superposition et agencement des faciès

L'évolution du faciès (2) et de ses variantes dans les coupes du Semnoz et de Sillens peut se résumer de la manière suivante:



- Le passage du faciès (2) à (2A) est fréquent et montre une évolution de la taille moyenne et du pourcentage des éléments comparable à l'évolution des faciès (1) à (1A);

- Le faciès (2A1), riche en oolites, n'apparaît pas dans l'évolution des faciès (2); il fait la transition, dans la coupe du Semnoz, entre les faciès (1A) et (3);

- Le faciès (2Q) a la même signification que le faciès (1AQ) décrit précédemment. On l'observe au-dessus des discontinuités, où il traduit une arrivée massive de quartz dans un faciès très externe. De même que le faciès (2A1), le faciès (2Q) ne peut s'intégrer dans le tableau d'évolution précédent.

3) Conclusion: Reconstitution des milieux de dépôt

Les faciès hémipélagiques sont représentés par des biomicrites à spicules de Spongiaires et débris d'Echinodermes. (pl.I, photos 1 et 2).

Ces faciès présentent tous les caractères d'une sédimentation de bassin: agencement en bancs décimétriques, montrant souvent des alternances marnes-calcaires, forte coloration ocre ou grise, proportion non négligeable d'éléments détritiques (argile, quartz), débris d'organismes rares ou peu fréquents, peu variés et de petite taille. La faune est typique: quelques Ammonites et Béliemites, des Echinodermes entiers (nombreux *Toxaster*) ou fragmentés, et de nombreux spicules de Spongiaires rarement visibles à l'oeil nu. La microfaune est de petite taille.

Ces faciès définissent ainsi un milieu de dépôt calme, marin franc, ouvert sur le large, relativement profond, appartenant au domaine du bassin.

La superposition et l'agencement de ces types de faciès sont remarquablement nets dans les coupes de Sillens et du Semnoz (fig.16) où s'observe le passage continu suivant:

	1	→ 1A	→ 2	→ 2A
Taille moyenne	0,07 mm	0,09 mm	0,1 mm	0,13 mm
% Débris Echinodermes	5 à 15	5 à 15	15 à 30	25 à 45
% Spicules de Spongiaires	15 à 40	20 à 30	10 à 25	7 à 20

Cette évolution est marquée par une augmentation de la taille des éléments et du pourcentage des débris d'Echinodermes. Par contre, les spicules de Spongiaires deviennent moins nombreux, puis rares.

Ce sont les faciès les plus externes et représentant le milieu de dépôt le plus profond que l'on peut rencontrer dans les différentes coupes étudiées.

B - LES FACIES DU TALUS EXTERNE

Les sédiments du domaine du talus externe de la plate-forme sont représentés par cinq faciès principaux qui ont en commun une faune caractéristique par sa nature, sa taille et son abondance; ils se divisent en deux groupes quant à leur signification paléogéographique:

- les faciès typiques de la partie inférieure de l'étage circalittoral représentés par des biopelsparites à débris arrondis ou allongés (faciès (3) et (4));
- les faciès typiques de la partie supérieure de l'étage circalittoral représentés par des biosparites et biomicrites à débris de Bryozoaires, Crinoïdes et Annélides (faciès (5), (6) et (7)).

1) Les faciès caractéristiques de la partie inférieure de l'étage circalittoral

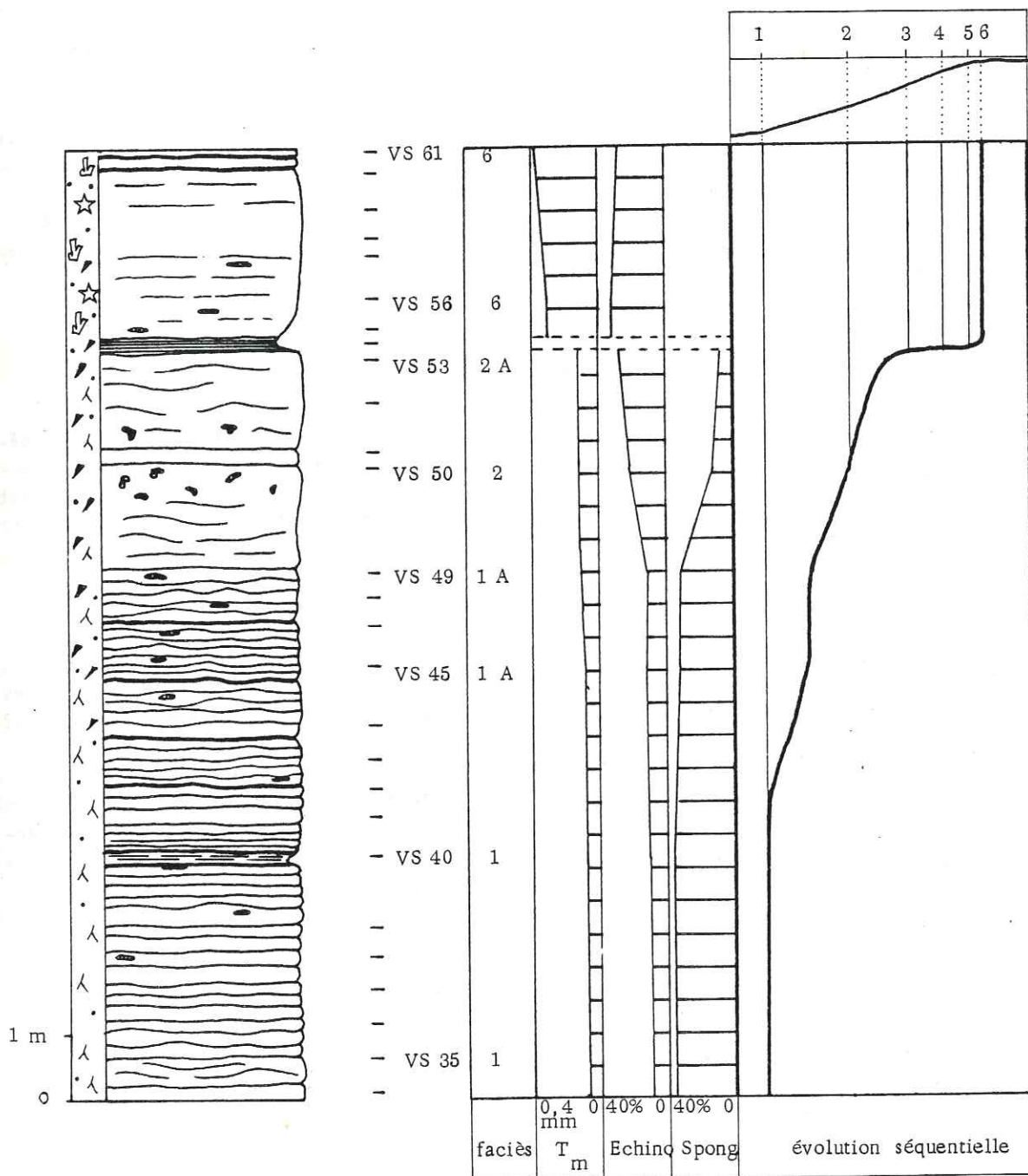
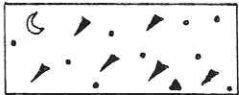



Fig 16 : Superposition et agencement des faciès 1 et 2 dans la coupe de Sillens.

Sur le terrain, cette superposition des faciès 1, 1A, 2 et 2A s'observe généralement sur 5 à 10 mètres d'épaisseur ; du point de vue lithologique, elle correspond à un passage progressif entre des bancs ondulés décimétriques à joints marneux et des bancs plus massifs, métriques, sans joints marneux.

Légende des figurés : se reporter à la fig 14.

a) Faciès (3)

Biopelsparite à débris arrondis de petite taille (péloïdes et débris d'Echinodermes dominants)		
Lame type V5 (Chambotte), 23 lames		
 <p>$T_m=0,075$ à $0,125$ mm</p>		Barterand Chambotte Menthrières Semnoz Sillens

Sur le terrain

Comme dans toutes les coupes de l'Hauterivien, ce faciès s'observe dans des bancs décimétriques à métriques de calcaires fins roux, séparés par des joints marneux et renfermant parfois des silex. Les bioturbations et terriers sont fréquents et les bancs présentent souvent un fin litage horizontal. La macrofaune est peu abondante, sans grands changements par rapport aux faciès précédents: quelques Oursins, Bivalves, Bélemnites et débris d'Annélides.

En lame mince

Ce faciès correspond à un packstone-grainstone.

Les éléments dominants sont de petits débris micritisés arrondis (ou péloïdes) et des débris d'Echinodermes de petite taille ($T_m = 0,1$ mm). C'est un faciès légèrement gréseux (2 à 7 % de grains de quartz anguleux), avec quelques grains arrondis de glauconie.

Il contient des bioclastes arrondis de petite taille (20 à 45 %), des péloïdes (15 à 35%) et quelques ooclastes remaniés. Ces pourcentages peuvent varier d'un extrême à l'autre: certains échantillons ont une majorité de péloïdes alors que d'autres montrent une prépondérance de débris d'Echinodermes.

Nature des bioclastes

- Les débris d'Echinodermes arrondis ou anguleux de petite taille dominent largement (10 à 45 % du volume total);
- les débris usés de Bryozoaires sont absents ou très rares;
- les débris de tests de Bivalves sont rares à peu nombreux;
- les spicules de Spongiaires sont absents à très rares et ne s'observent que dans les parties micritiques;
- la microfaune est peu abondante, d'origine circalittorale, de même type que celle des faciès précédents avec Lenticulina, Glomospira, Gaudryina Meandrospira...

Variantes du faciès (3)

Le faciès (3) possède trois variantes:

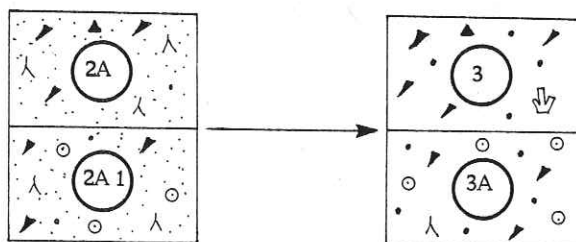
- . Les deux premières ont les mêmes caractéristiques que celles des faciès (1) et (2).
- Le faciès (3Q) possède une forte proportion de quartz détritique (lame type VZ 308 (Semnoz) 10 lames);
- Le faciès (3A) renferme des oolites remaniées (2 à 10 %) et des intraclastes roulés (3 à 10 %) (lame type VZ 251 (Semnoz) 11 lames).

La troisième variante, faciès (3B), est très proche du faciès type (3) quant à sa texture, mais possède une microfaune plus variée et d'origine un peu plus interne avec notamment des choffatelles (Choffatella decipiens) et des Miliolidés (lame type VB 69 (Barterand) 14 lames).

Superposition et agencement des faciès

Il est difficile d'observer la superposition du faciès (3) et de ses variantes ainsi que leur agencement avec d'autres faciès-types. En effet, on le trouve souvent isolé entre des faciès très différents.

On peut noter toutefois le passage fréquent des biomicrites à débris d'Echinodermes et quelques spicules de Spongiaires, (2A) ou (2A1), aux faciès (3) ou (3A).



Les faciès (3) et (3A) apparaissent comme des variantes verticales (Menthières-Chambotte) ou latérales (Semnoz).

Le faciès (3Q) se rencontre dans deux contextes différents:

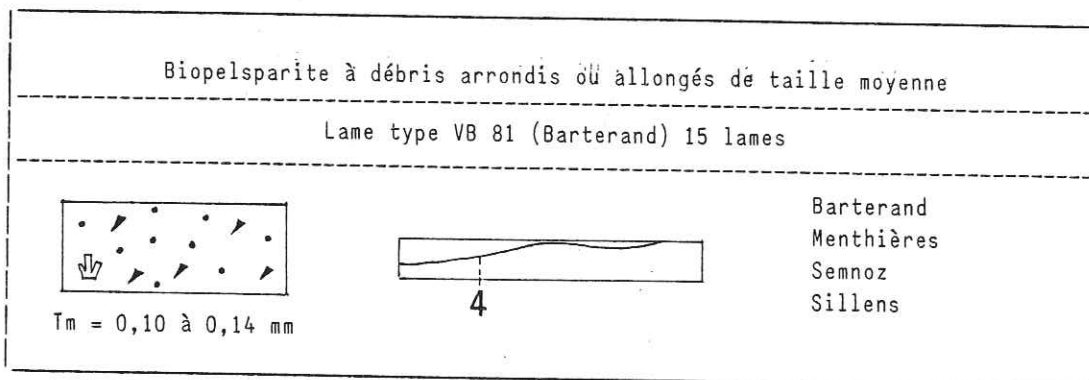
- . Il peut accompagner des faciès (3), montrant une proportion plus importante en petits grains de quartz (Barterand);

- . Il peut, d'autre part, s'observer juste au-dessus de certains horizons de discontinuité, mettant ainsi en évidence un apport important de matériel détritique (exemples au Semnoz).

Le faciès (3) et ses variantes (3A) et (3Q), annoncent souvent, dans la plupart des coupes, des faciès bioclastiques grossiers (4) (5) ou (6), parfois oolitiques (8) ou (9).

Le faciès (3B) occupe généralement une position caractéristique dans les coupes étudiées (Chambotte et Barterand). Ce sont des bancs décimétriques à métriques de calcaires à grain fin, gris beige en altération, ocre ou gris en cassure, avec quelques bioturbations et terriers. Ils se situent au-dessus des derniers bancs calcaires bioclastiques grossiers d'origine externe et à la base de la falaise urgonienne.

b) Faciès (4)



Sur le terrain

Ces faciès se présentent en bancs décimétriques, ocre en cassure, gris clair en altération, de calcaire fin où les petits éléments sont bien visibles.

La macrofaune est absente, elle se réduit à quelques débris de Bivalves en surface de bancs.

En lame mince

Il s'agit d'un grainstone où les éléments dominants sont des bioclastes de petite taille, usés et roulés, souvent recristallisés (30 à 45 % du volume total du sédiment), et des petits débris micritisés (ou péloïdes) arrondis, de même taille que les bioclastes (25 à 45% du volume total). On note aussi quelques ooclastes remaniés et quelques intraclastes roulés de petite taille. Dans l'ensemble, le sédiment est bien classé. Les bioclastes parfois orientés, déterminent alors de légers litages à l'échelle millimétrique. La taille moyenne (0,12 mm) est supérieure à celle du faciès précédent (3).

Nature des bioclastes

- Ces bioclastes dominants sont des débris de tests de Bivalves usés, souvent recristallisés, à peu près de même taille, de l'ordre de 0,1 mm;

- On note également des débris d'Echinodermes (5 à 15 %), de rares débris de Bryozoaires, très usés, quelques microgastéropodes, quelques débris d'Annélides;

- La microfaune est rare, de petite taille et d'origine circalittorale, mais un peu plus variée que celle des faciès précédents (Lenticulina, Gaudryina, Glomospira, Meandrospira, Textulariides et Verneuilides...).

Variantes du faciès (4)

Deux variantes peuvent être observées:

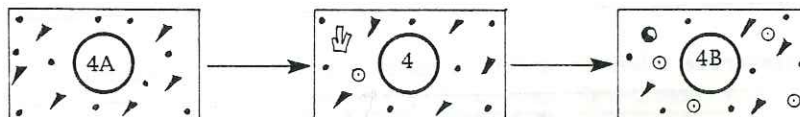
- Le faciès (4A) renferme une forte proportion de débris d'Echinodermes (lame type VM 134-Menthières);

- Le faciès (4B) possède des éléments plus grossiers avec quelques oolites et intraclastes roulés (lame type VB 59 - Barterand).

Superposition et agencement des faciès

De même que le faciès (3), le faciès (4) et ses variantes sont souvent isolés et encadrés par des faciès très différents.

Malgré la rareté des observations à ce sujet, on peut cependant superposer les faciès (4), (4A) et (4B) de la façon suivante:



- la taille moyenne augmente →
- les éléments sont plus roulés, plus arrondis →

Ces faciès sont généralement suivis par des faciès oolitiques (9) ou riches en bioclastes et intraclastes très roulés (8) (Sillens-Menthières).

c) Conclusion - reconstitution des milieux de dépôt

Les sédiments du talus externe sont représentés par des biopel-parites à débris arrondis ou allongés. Ces faciès présentent certains caractères identiques à ceux des faciès hémipélagiques: forte coloration ocre, présence d'éléments détritiques, débris d'organismes rares ou peu fréquents, peu variés et de petite taille. (pl. I, photos 3 et 4)

Ces faciès sont caractérisés par trois critères dominants: bon classement, usure généralisée des éléments, orientation des débris déterminant parfois un léger litage.

La faune est peu variée, d'origine circalittorale.

Les débris d'Echinodermes sont abondants, les spicules de Spongiaires sont rares. La microfaune est identique à celle des faciès précédents. En plus de cette faune d'origine circalittorale inférieure, on rencontre des débris d'organismes nouveaux, en très petite proportion et souvent mal conservés: quelques microgastéropodes, des débris de Bryozoaires, d'Annélides, de Bivalves. Ces débris d'organismes proviennent de dépôts moins profonds, proches de la bordure de la plate-forme, et qui ont été entraînés vers ces milieux plus profonds et plus externes.

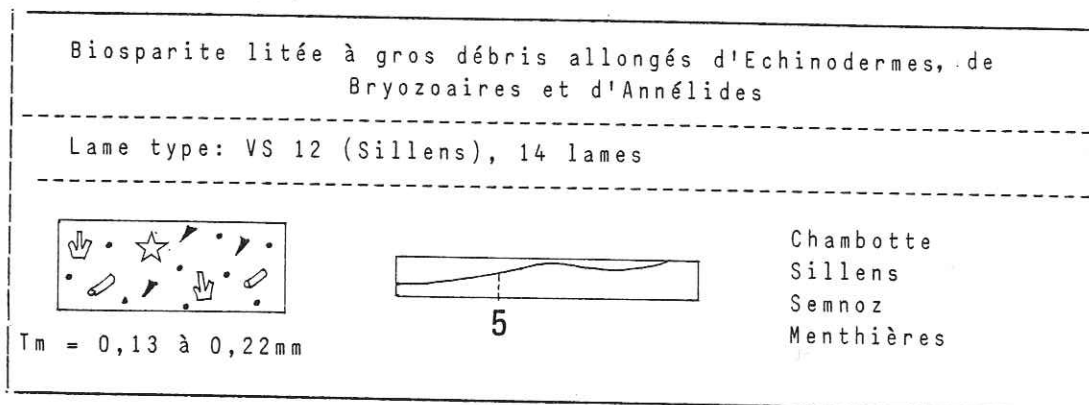
Tous ces caractères (usure, bon classement, orientation des débris, mélange de faune, et le fait que l'on trouve souvent ce faciès isolé et encadré par des faciès différents) permettent de penser que les faciès (3) et (4) correspondent soit à des sédiments en place, se superposant normalement aux biomicrites à débris d'Echinodermes, soit à des coulées sableuses bioclastiques localisées sur la pente du talus externe.

2) Les faciès caractéristiques de la partie supérieure de l'étage circalittoral

Les sédiments de l'étage circalittoral supérieur correspondent à trois faciès principaux, numérotés de (5) à (7).

Ce sont des biosparites et biomicrites qui ont en commun une faune abondante, variée et de grande taille représentée en majorité par des Bryozoaires et des Echinodermes (en particulier des Crinoïdes). Cette faune tend à devenir autochtone dans le faciès (7).

a) Faciès (5)



Sur le terrain

Il s'agit d'un calcaire bioclastique à grain grossier, parfois riche en glauconie, roux en altération et gris en cassure. Il se présente en bancs décimétriques réguliers à joints marneux ou en bancs intercalés dans des marnes. Les bancs présentent fréquemment, soit un litage oblique entrecroisé (Sillens), résultant de l'orientation des gros bioclastes. La macrofaune, variée, est représentée par des débris abondants de Bivalves, de Bryozoaires, d'Annélides et de plaques d'Echinodermes bien visibles à l'oeil nu, donnant un aspect spathique aux cassures fraîches. Les individus entiers sont rares: quelques Brachiopodes et Oursins.

On observe parfois, sur les surfaces altérées des galets centimétriques de marnes beiges, aplatis par compaction, pouvant être interprétés comme des galets mous.

Les bioturbations et les terriers sont nombreux, de taille plus importante que dans les faciès précédents.

En lame mince

Ce faciès correspond à un grainstone contenant essentiellement des bioclastes usés et allongés de grande taille ($T_m = 0,17$ mm), (40 à 65 % du volume total du sédiment), des débris micritisés arrondis (ou péloïdes) (5 à 30 %) et quelques oolites remaniées. On peut observer quelques grains de quartz et de la glauconie en grains arrondis ou logée dans des débris d'Echinodermes ou de Bryozoaires.

Nature des bioclastes

- Il s'agit essentiellement de débris d'Echinodermes (15 à 40 % du volume du sédiment), dont des fragments de Crinoïdes, et de débris de tests souvent recristallisés de Bivalves ou de Brachiopodes.

- On note d'autre part:

- . des débris usés de Bryozoaires, rares à peu nombreux;
- . des débris d'Annélides libres, fréquents;
- . quelques microgastéropodes.

La microfaune est absente ou très rare, réduite à quelques Lenticulines.

On observe parfois un ciment micritique irrégulier résultant d'une infiltration de vase dans le sable originel.

Variante du faciès

Ce faciès possède trois variantes:

. Les deux premières correspondent à une variation de la taille moyenne des éléments.

- Le faciès (5A) possède des éléments arrondis, plus petits ($T_m = 0,15$ mm) et mal classés représentés par des débris d'Echinodermes (lame type: VM 245, Menthières, 15 lames).

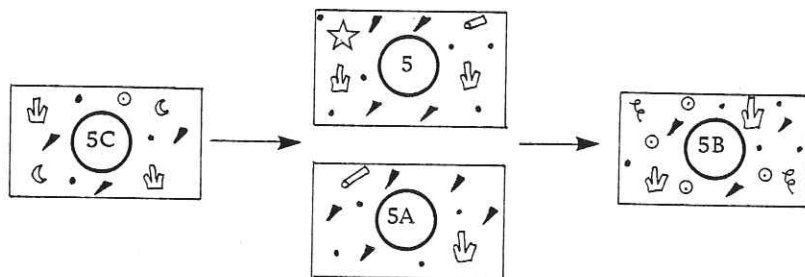
- Le faciès (5C) contient des éléments encore de plus petite taille ($T_m = 0,12$ mm), moins abondants (lame type VZ 265, VZ 254 Semnoz, 6 lames).

. La troisième variante correspond à un enrichissement en oolites représentant 5 à 10% du volume total du sédiment (faciès (5B), lame type VM 62, Menthières, 2 lames).

Superposition et agencement des faciès

Il est difficile de connaître les modalités d'agencement du faciès (5) et de ses diverses variantes, car ils sont rarement superposés dans une même coupe. Il sera plus aisé d'inscrire ces faciès (5) dans un schéma d'ensemble comprenant les autres faciès (6) et (7) de la partie supérieure de l'étage circalittoral.

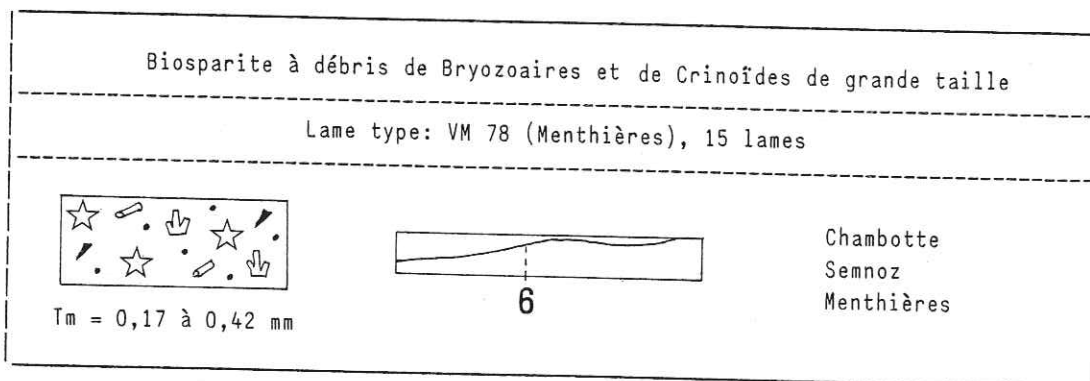
Toutefois, au Semnoz et à Menthrières, le faciès (5) et ses variantes semblent s'agencer de la façon suivante:



- la taille moyenne augmente —————→
- les bioclastes sont plus abondants et plus variés —————→
- diminution de la profondeur du milieu de dépôt —————→

Les faciès (5) et (5A), légèrement différents d'après la taille des bioclastes et l'abondance des débris d'Echinodermes apparaissent comme des faciès équivalents et correspondent à des variantes latérales. Par contre, les faciès (5C), (5) et (5B) sont des variantes verticales.

b) Faciès (6)



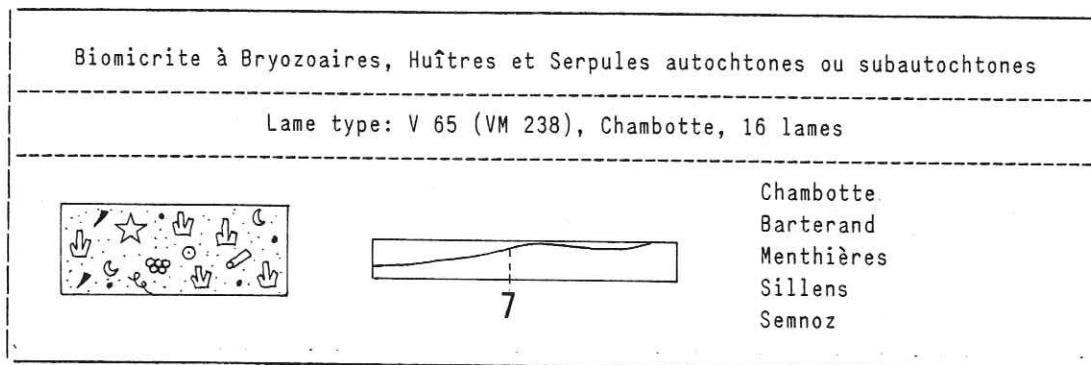
Sur le terrain

Ces biosparites forment des bancs décimétriques de calcaire bioclastique roux à grain grossier, pouvant présenter un léger litage horizontal ou oblique entrecroisé. Les joints sont ondulés, la puissance d'un même banc peut parfois varier du simple au double.

La macrofaune est abondante. Elle est représentée par de nombreux débris de Bryozoaires, de plaques de Crinoïdes, de Bivalves, de Brachiopodes, de Gastéropodes et d'Annélides.

Les faciès (6) et (6A) peuvent se succéder, mettant ainsi en évidence un enrichissement du sédiment en oolites, mais peuvent aussi être considérés comme des variantes latérales. Le faciès (6B), très riche en gros Bryozoaires, bien conservés, apparaît dans certains cas comme une transition vers les faciès (7). Cette évolution des faciès bioclastiques à Bryozoaires et Crinoïdes est particulièrement nette dans la coupe de Menthières (fig.18).

c) Faciès (7)



Sur le terrain

Ces biomicroites constituent des bancs, à joints ondulés, décimétriques à métriques, soit tendres en plaquettes de couleur gris-bleu et ocre, soit plus durs, ocres et gris en cassure. Ces bancs se rencontrent souvent dans des séries marneuses. La macrofaune est abondante, la surface des bancs est très riche en débris de fossiles, souvent silicifiés, et qui donnent une surface rugueuse. Les individus entiers et bien conservés sont très nombreux: Huîtres de grande taille, Brachiopodes (Térébratules et Rhynchonelles), divers Bivalves. Les débris sont variés: Bryozoaires, Serpules, Oursins et Annélides. L'abondance de cette macrofaune et sa bonne conservation semblent traduire un ralentissement de la sédimentation. De plus, à

Menthières, quelques bancs, en sommet de séquence, sont surmontés d'une surface noduleuse rougeâtre, confirmant l'hypothèse de ce ralentissement. Les terriers sont abondants, de diamètre centimétrique et de profondeur décimétrique.

En lame mince

Ce faciès correspond à un wackstone-packstone caractérisé par des bioclastes de grande taille et des organismes entiers occupant 30 à 60 % du volume total du sédiment.

Il contient aussi des débris micritisés de petite taille ou péloïdes (2 à 20 %) et quelques ooclastes remaniés.

Nature des bioclastes

Ce sont essentiellement:

- des Bryozoaires, souvent globuleux ou en massue (taille parfois supérieure à 1cm);
- des Bivalves, en particulier des Huîtres, dont le test est parfois silicifié;
- des débris d'Echinodermes (5 à 25 %);
- des Serpules ou des Annélides libres.

On note d'autre part:

- quelques microgastéropodes;
- de très rares spicules de Spongiaires observés dans quelques lames;
- la microfaune est très rare: quelques Lenticulines, Miliolidés et Choffatelles..

La taille moyenne des éléments est difficile à mesurer, le ciment micritique étant trop abondant.

Variante du faciès (7)

Ce faciès possède une variante basée sur la présence de Bryozoaires particuliers, grêles, montrant deux ou trois loges en section (Faciès (7A), lame type VS 70, Sillens, 2 lames). La présence de ces Bryozoaires peut être interprétée de deux façons:

- soit ils indiquent un ralentissement de la sédimentation comme semble le prouver une surface durcie, rousse, quelques centimètres au-dessus, dans la coupe de Sillens;
- soit, ce sont au contraire des formes grêles, résistantes à l'envasement.

Superposition et agencement des faciès

Le faciès (7) semble être caractéristique d'un ralentissement de la sédimentation. Il se rencontre généralement à la suite des faciès (5) et (6), bioclastiques grossiers à Bryozoaires et Crinoïdes (Menthières) (fig.18).

Cependant, on peut l'observer dans un contexte différent, encadré par des faciès plus évolués appartenant à la bordure externe de la plate-forme (fig.17).

d) Conclusion: reconstitution des milieux de dépôt

Les sédiments de la partie supérieure de l'étage circalittoral sont représentés par trois faciès principaux, numérotés de 5 à 7. Dans les trois cas, il s'agit de calcaires bioclastiques grossiers.(pl.I, photos 5, 6, 7).

Leurs caractères principaux sont les suivants:

- agencement en bancs décimétriques présentant parfois des laminations horizontales ou obliques;
- coloration ocre;
- présence de quelques éléments détritiques (quartz et glauconie);
- abondance de débris d'organismes variés de grande taille.

La macrofaune est représentée en majorité par des Bryozoaires et des débris d'Echinodermes (en particulier des plaques de Crinoïdes), et par des débris d'Annélides, de Brachiopodes, de Bivalves et de petits Gastéropodes.

La microfaune est pratiquement absente.

Tous ces caractères indiquent un milieu de dépôt relativement peu profond, en tous cas moins profond que celui des sédiments de la partie inférieure de l'étage circalittoral (faciès (1) à (4)).

La superposition et l'agencement des trois faciès (5) (6) et (7) sont particulièrement nets dans la coupe de Menthières (fig.18).

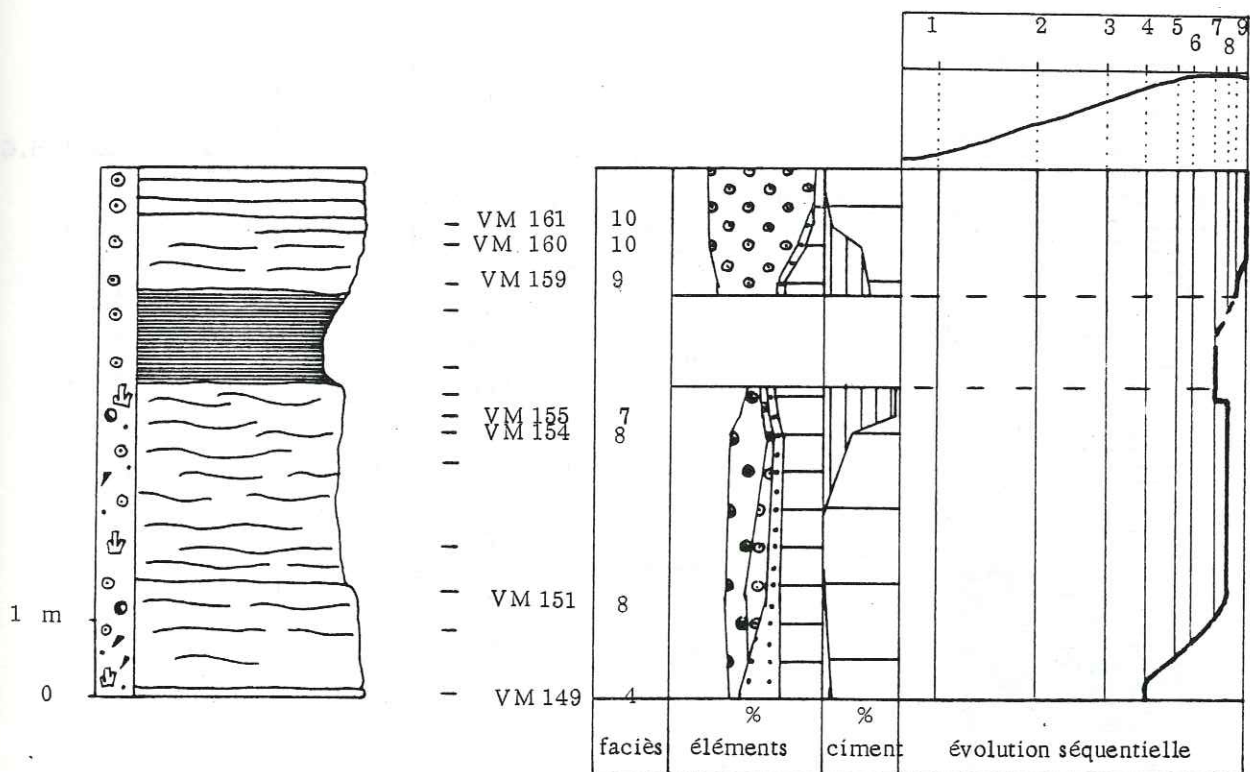


Fig 17 : Position du faciès 7 dans la coupe de Menthières

Le faciès 7, représentant les biomicrosites à Bryozoaires et Serpules, est intercalé dans les faciès à oolites et intraclastes roulés. Il marque ainsi, dans ces faciès appartenant à la bordure externe de la plate-forme, un léger approfondissement des milieux de dépôt.

Légende des figurés : se reporter à la fig 14.

||| micrite

— sparite

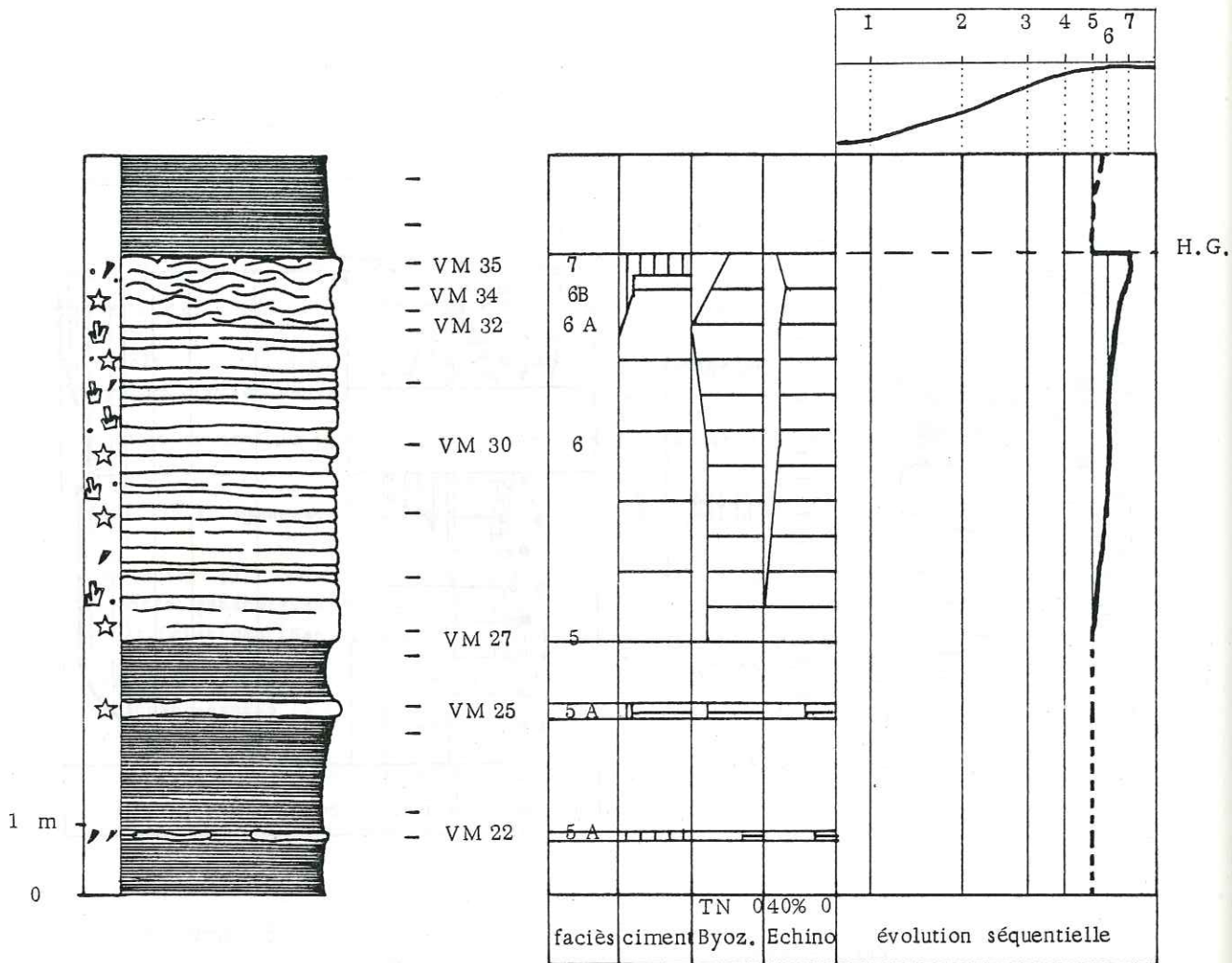


Fig 18 : Détail de la coupe de Menthières mettant en évidence la succession des faciès 5, 6 et 7.

Légende des figurés : se reporter à la fig 14.

||| micrite == sparite H.G. : hard-ground

L'évolution des faciès est surtout marquée par une augmentation de la taille des bioclastes et l'apparition d'organismes entiers comme les Huîtres.

(5)		(6)		(7)
Biosparite litée à gros débris d'Echinodermes, de Bryoz. et d'Annélides	→	Biosparite à débris de Bryoz. et Crinoïdes de grande taille	→	Biomicrorite à Bryoz. Huîtres et Serpules autochtones ou sub-autochtones

L'augmentation de la taille des bioclastes, et leur meilleure conservation indiquent que la faune devient plus ou moins autochtone, en particulier dans le faciès (7).

L'accroissement du nombre des organismes fixés, (Bryozoaires, Huîtres et Serpules) traduit un ralentissement de la sédimentation et parfois l'installation de surfaces durcies (ou hard ground), comme c'est le cas dans les coupes de Menthières (fig.18) et de Sillens.

Ces trois faciès se succèdent généralement, mais le faciès (7) peut se présenter dans des contextes différents, intercalé dans des faciès plus évolués, de bordure de plate-forme (fig.17).

Paléogéographiquement, ce groupe de faciès doit se situer entre les faciès précédents 1 à 4, plus profond, et les faciès de la bordure externe de la plate-forme (fig.19).

C - CONCLUSION - LES FACIES DU BASSIN ET DU TALUS EXTERNE

Les faciès du bassin et du talus externe sont au nombre de 7. Ce sont du plus profond au moins profond:

- les biomicrocrites à spicules de Spongiaires et petits débris d'Echinodermes représentées par les faciès (1) et (2);
- les biopelsparites à débris arrondis ou allongés représentées par les faciès (3) et (4);
- les biosparites et les biomicrocrites à gros débris de Bryozoaires et de Crinoïdes représentées par les faciès (5), (6) et (7).

Ces sept faciès ont pu être localisés sur un profil théorique de plate-forme carbonatée à partir de l'observation précise des échantillons et de leur succession sur l'affleurement et en lame mince.

Les principaux caractères qui définissent ces faciès sont résumés dans la figure 19.

Ce tableau met en évidence le partage des faciès en trois groupes d'après l'aspect des éléments, et surtout la nature de la macrofaune.

Ces trois groupes permettent de distinguer:

- d'une part, les sédiments de la partie inférieure de l'étage littoral avec les faciès (1), (2) de bassin et les faciès (3) (4) moins profonds;
- d'autre part, les dépôts de la partie supérieure de l'étage littoral avec les faciès (5), (6) et (7).

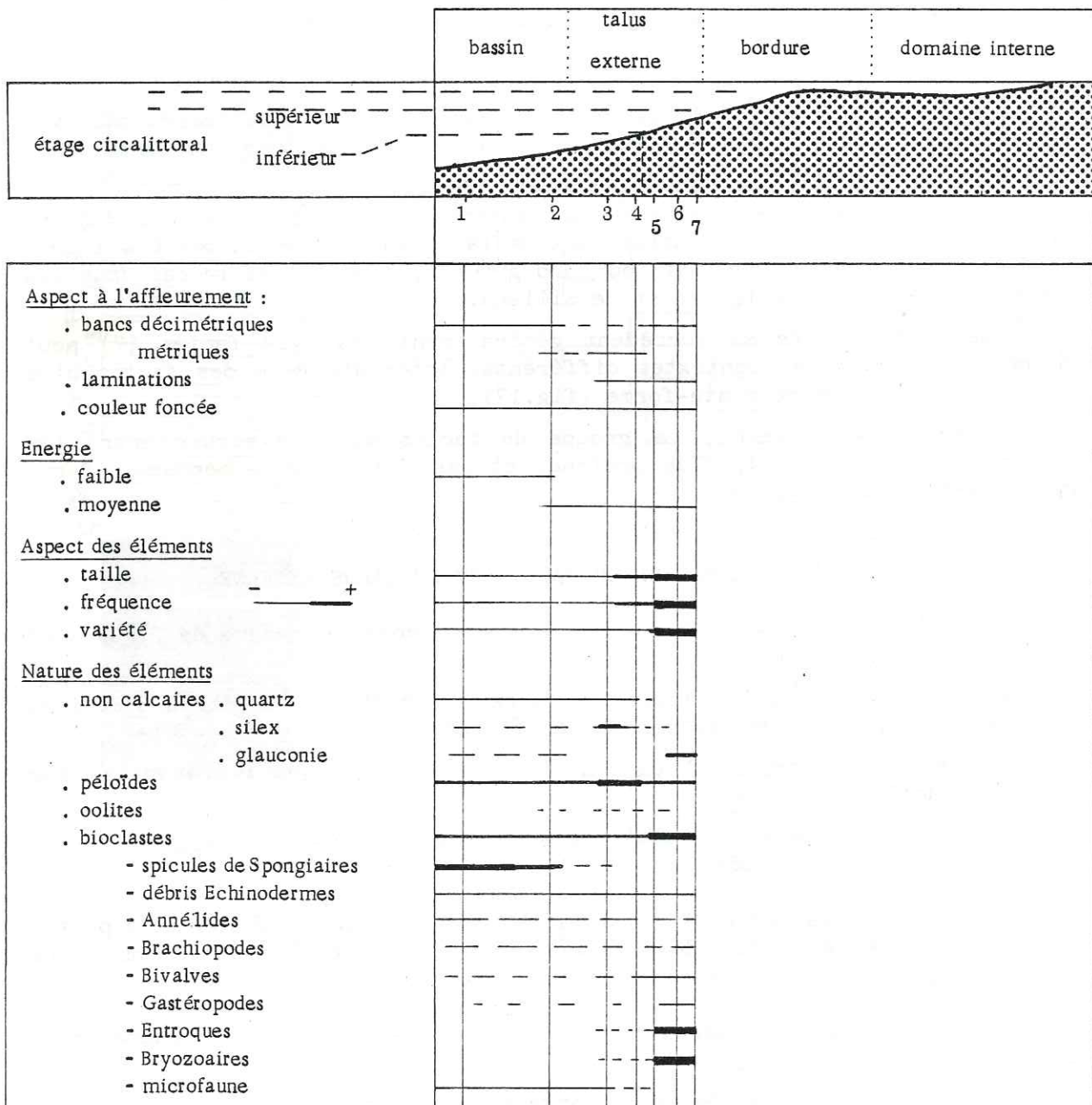


Fig 19 : Principaux caractères des faciès du bassin et du talus externe.

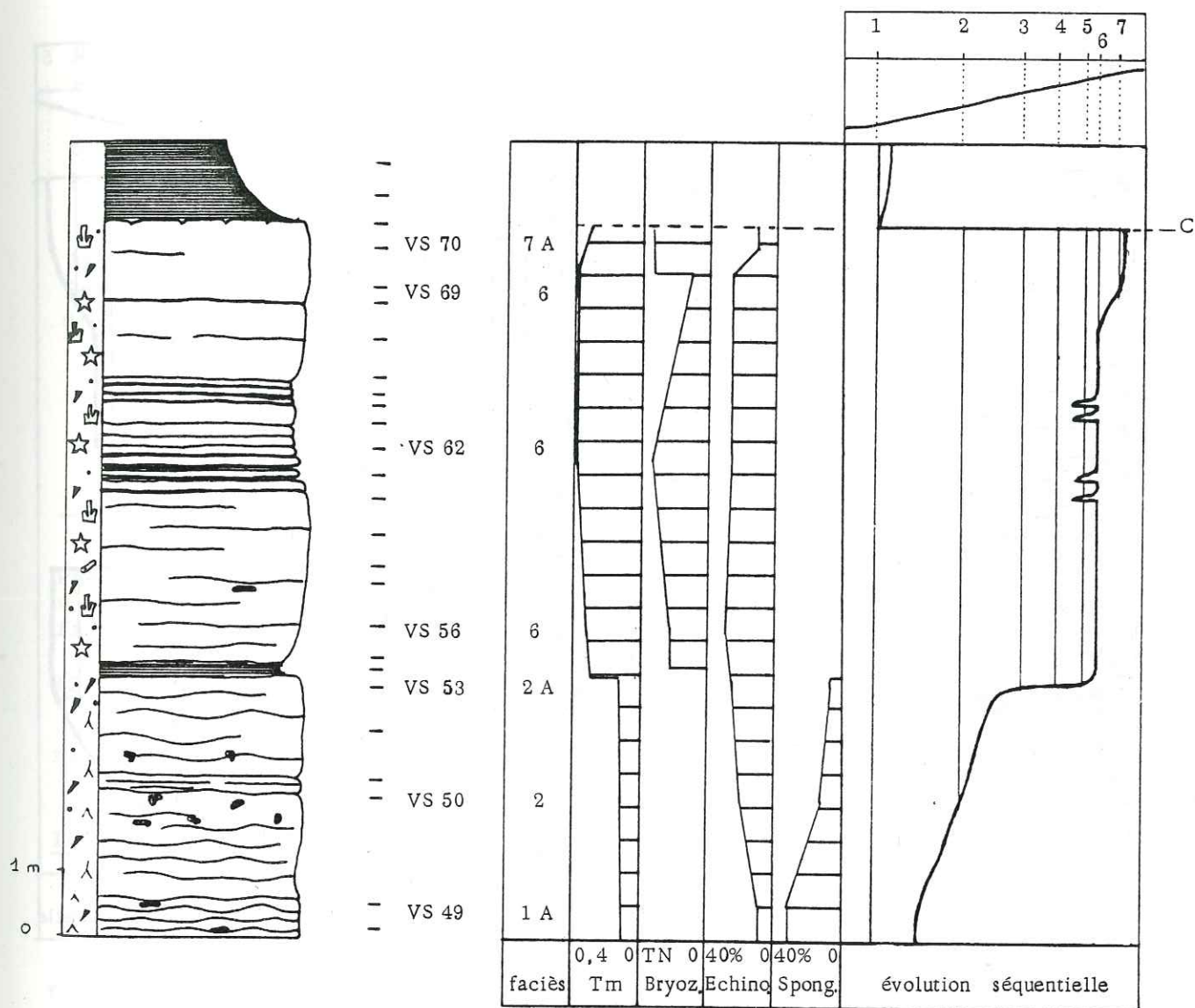


Fig 20 : Superposition des faciès bioclastiques à Bryozoaires aux biomicrites à spicules de Spongiaires dans la coupe de Sillens.

Dans ce type de superposition de faciès, la courbe séquentielle évolue régulièrement sur plusieurs dizaines de mètres depuis les faciès les plus profonds de bassin, jusqu'aux faciès moins profonds de talus.

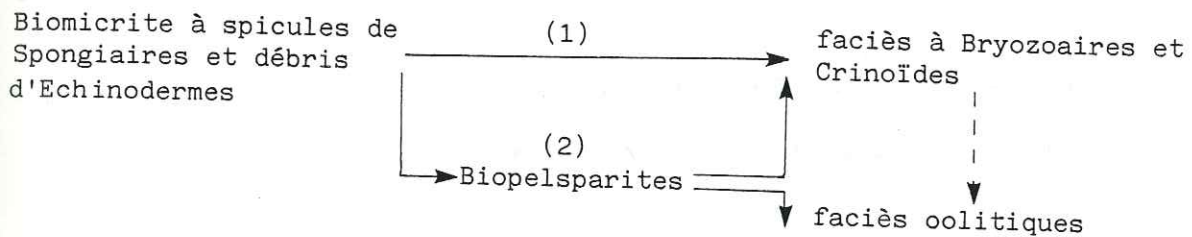
Légende des figurés : se reporter à la fig 14

C : horizon de discontinuité C.

Agencement des faciès du bassin et du talus externe

Les coupes étudiées, en particulier celles du Semnoz, de Sillens et de Menthières, donnent une bonne idée de l'agencement des faciès du bassin et du talus externe (cf. les figures en annexe).

Les trois grands types de faciès (biomicrites à spicules de Spongiaires, biopelsparites et faciès à Bryozoaires et Crinoïdes) s'agencent et se superposent entre eux de la manière suivante:



(1) Première possibilité

La base des coupes de Sillens et du Semnoz montrent des exemples du passage direct entre les biomicrites à spicules de Spongiaires et débris d'Echinodermes et les faciès bioclastiques à Bryozoaires qui se fait de façon brutale, souvent par l'intermédiaire d'un joint marneux (fig.20).

(2) Deuxième possibilité

Cette superposition peut se faire par l'intermédiaire des biopelsparites (fig.21).

III - LES FACIES DE LA BORDURE DE LA PLATE-FORME

Les faciès de bordure peuvent être répartis en deux groupes:

Le premier rassemble des faciès typiques de milieux dans lesquels l'influence du domaine externe est dominante et se traduit principalement par la présence de débris de Bryozoaires, d'Annélides (libres ou en colonies) et d'Echinodermes. La microfaune y est peu abondante, de petite taille, d'origine circalittorale. Ces faciès témoignent d'un hydrodynamisme élevé, attesté, en particulier par l'élimination des particules fines.

Ce type de sédimentation est représentée par quatre types de faciès:

- des biointrasparites à éléments roulés, de grande taille: faciès (8);
- des oobiosparites à oosparites: faciès (9) et (10);
- des biosparites hétérométriques à Bryozoaires, Serpules et Cnidaires, proches des biohermes à Cnidaires et résultant de leur démantèlement faciès (11);
- des biosparites bien classées, à débris fortement micritisés, parfois riches en oolites naines: faciès (12).

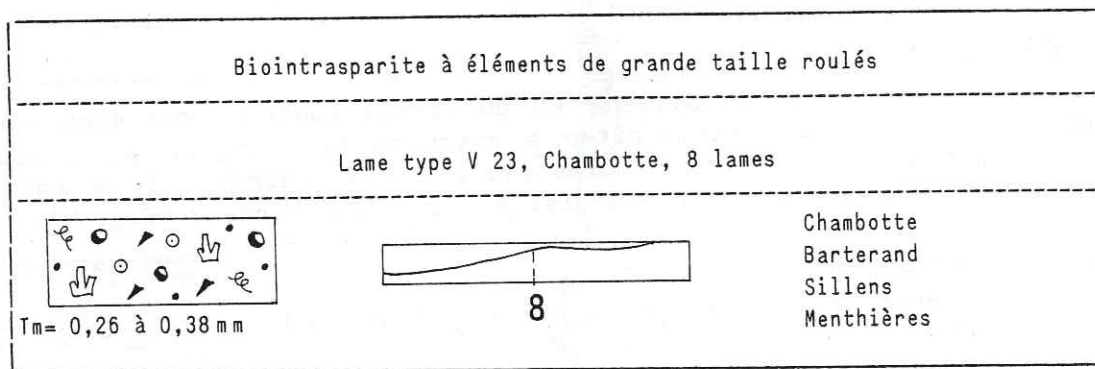
Le second groupe correspond à des faciès dans lesquels la présence d'une microfaune de plus grande taille, d'origine infralittorale comportant de nombreux Orbitolinidés, traduit l'influence et la proximité du domaine interne. L'hydrodynamisme semble plus faible, comparée à celui des milieux précédents, les éléments étant moins bien classés et parfois déposés sur des fonds vaseux. Ces milieux de dépôts, où l'influence du domaine interne est marquée, sont représentés par deux types de faciès:

- des biomicrites à Bryozoaires, Annélides, Orbitolinidés et débris de Rudistes: faciès (13);
- des biosparites à éléments roulés, riches en Orbitolinidés: faciès (14).

A - LES FACIES DE LA BORDURE EXTERNE

1) Les faciès à intraclastes roulés et les faciès oolitiques

a) Faciès (8)



Sur le terrain

Ce faciès se présente en bancs irréguliers décimétriques à métriques, sans joints nets, de calcaires ocre à grain grossier. Les débris de fossiles sont nombreux: Bivalves, Echinodermes, Bryozoaires. Les terriers sont fréquents et on observe parfois un fin litage horizontal (coupe de la Chambotte).

En lame mince

Cette biointrasparite contient essentiellement des bioclastes roulés, très arrondis (20 à 30 % du volume total du sédiment) et des intraclastes roulés de biomicrite contenant quelques oolites (15 à 25 %). On note de petits débris micritisés (péloïdes) (5 à 25 %) et quelques oolites remaniées (4 à 10 %). L'espace intergranulaire sparitique est important. La taille moyenne des grains (environ 0,30 mm) est supérieure à celle des faciès précédents, le tri est médiocre à moyen.

Nature des bioclastes

Ce sont essentiellement des débris d'Echinodermes (10 à 25 %), en particulier des plaques d'Echinodermes, et des débris de Bryozoaires bien arrondis, usés. On note d'autre part, quelques microgastéropodes, des débris de Bivalves usés, quelques débris d'Annélides libres. La microfaune est rare. On note quelques gros Foraminifères (*Réophax*) dont la section peut être confondue avec des intraclastes roulés. Le reste de la microfaune se résume à quelques Lenticulines et Trocholines.

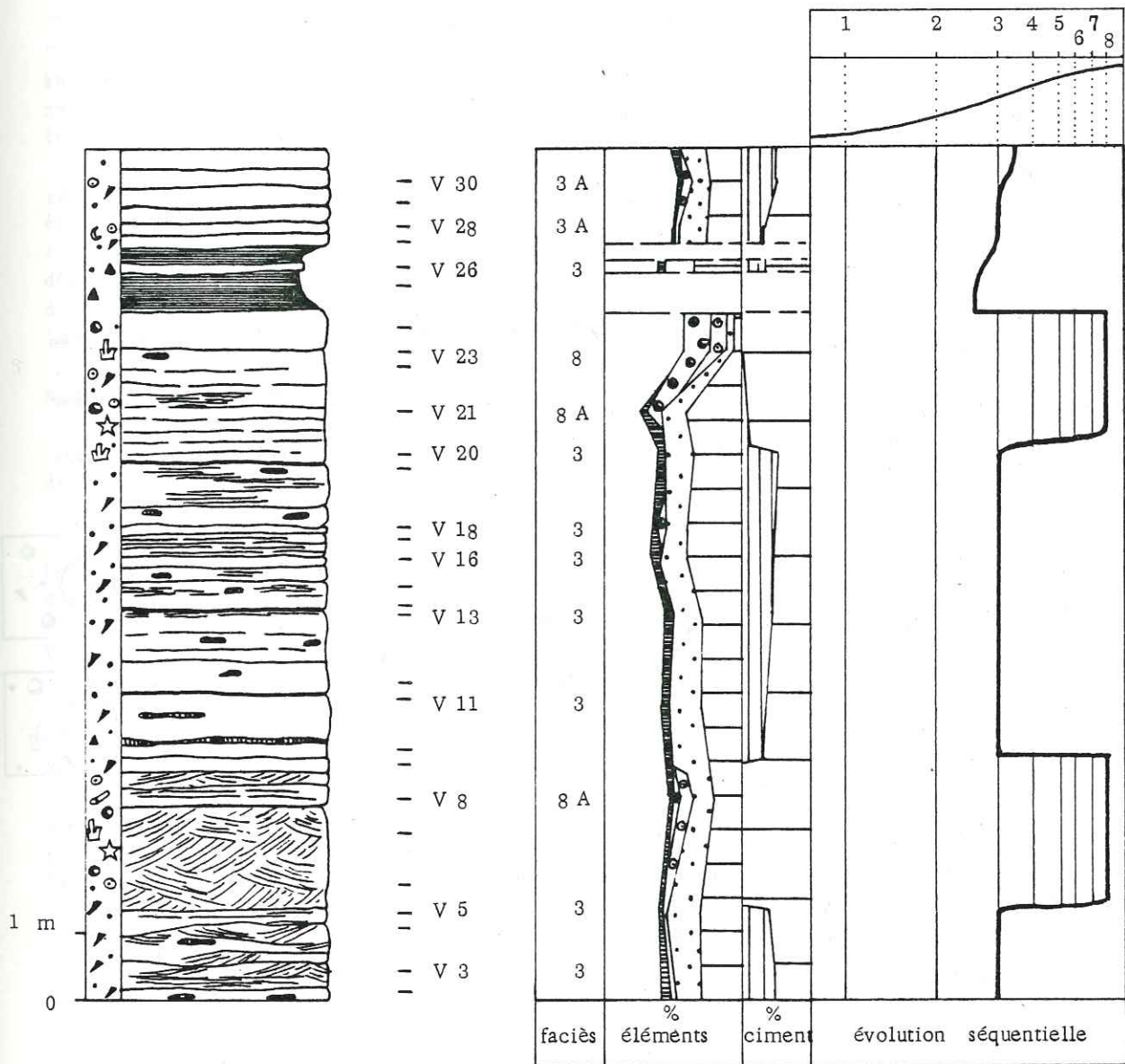


Fig 22 : Superposition des faciès à intraclastes roulés (8) aux biopelsparites à petits débris (3) dans la coupe de la Chamotte.

Cette superposition des faciès 3 et 8, fréquente, est connue dans toutes les coupes étudiées. Le passage entre les deux types de faciès se fait par une forte augmentation du pourcentage d'intraclastes roulés et d'oolites. Ces superpositions sont généralement observées sur une colonne de sédiment de quelques mètres d'épaisseur.

Légende des figurés : se reporter à la fig 14

||| micrite — sparite

Variante du faciès (8)

. Deux variantes sont fréquentes et correspondent:

- à un enrichissement important en oolites dans certaines lames du faciès (8);
- à une hétérométrie marquée dans la taille relative des éléments. La taille moyenne est plus faible que précédemment (0,16 à 0,30 mm), mais toujours importante, par rapport aux faciès externes (Lame type VS 116, Sillens, 16 lames). Faciès (8A).

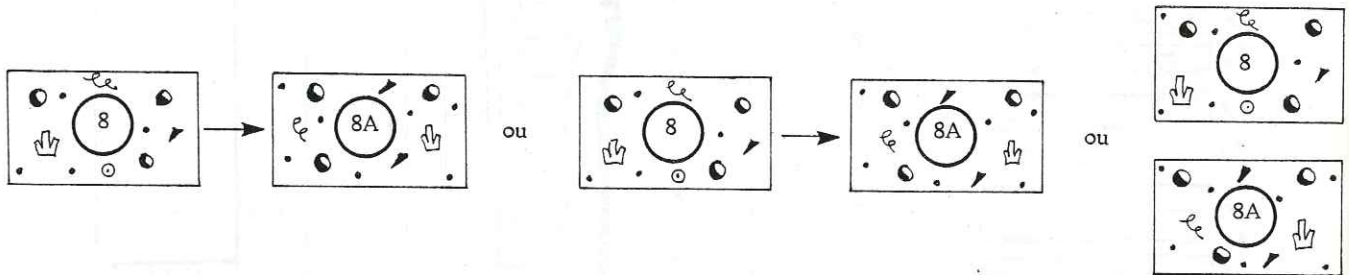
. Une troisième variante, un peu particulière possède des éléments souvent micritisés bien compactés, Faciès (8B) (lame type VB 29).

Superposition et agencement des faciès

Les faciès (8) et (8A) sont présents dans toutes les coupes étudiées, alors que le faciès n'est connu que ponctuellement.

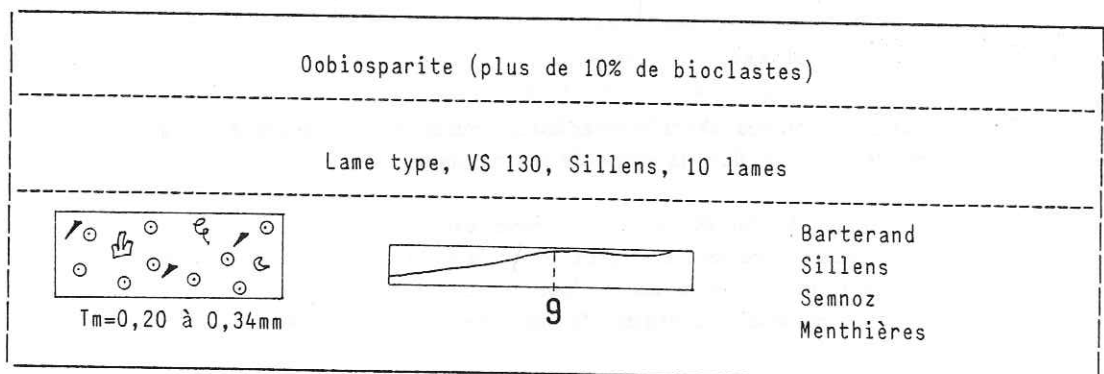
Le faciès (8) et sa variante hétérométrique mal classée (8A) occupent sensiblement la même position sur les courbes d'évolution séquentielle.

Ces faciès peuvent, en effet, être soit superposés verticalement, soit considérés comme des variantes latérales.



~ Dans chaque coupe, ces faciès à intraclastes roulés sont précédés par des faciès plus externes, généralement par des biopelsparites à petits débris (Faciès (3) ou (4) (fig.22). Latéralement ou verticalement, ces faciès (8) passent généralement à des faciès oolitiques (fig.23).

b) Faciès 9



Sur le terrain

Ce faciès oolitique constitue des bancs décimétriques calcaires, roux, ocre à beige en cassure. Les joints sont souvent ondulés. Les bancs présentent fréquemment des laminations horizontales ou obliques entrecroisées, mettant en évidence l'existence de systèmes de chenaux. La surface est granuleuse, car les oolites et les petits bioclastes apparaissent en relief.

En lame mince

Il s'agit d'un grainstone contenant essentiellement des oolites à cortex concentrique épais, sombre, parfois micritisé, occupant 30 à 60 % du volume total du sédiment. Les bioclastes sont très usés et roulés, et correspondent à 10 à 20 % du volume total. On note des débris micritisés ou péloïdes (1 à 15 %) et quelques intraclastes roulés. La taille moyenne de ces éléments (0,20 à 0,34 mm), est du même ordre de grandeur que celle du faciès précédent; le classement est moyen à bon.

Nature des bioclastes

Ce sont essentiellement des débris d'Echinodermes (5 à 15 %) et des débris de tests de Bivalves, parfois recristallisés.

On note d'autre part quelques débris usés de Bryozoaires et quelques microgastéropodes. La microfaune est très rare; elle n'est représentée que dans les nucléi des oolites, par quelques Lenticulines et Miliolidés.

Variantes du faciès (9)

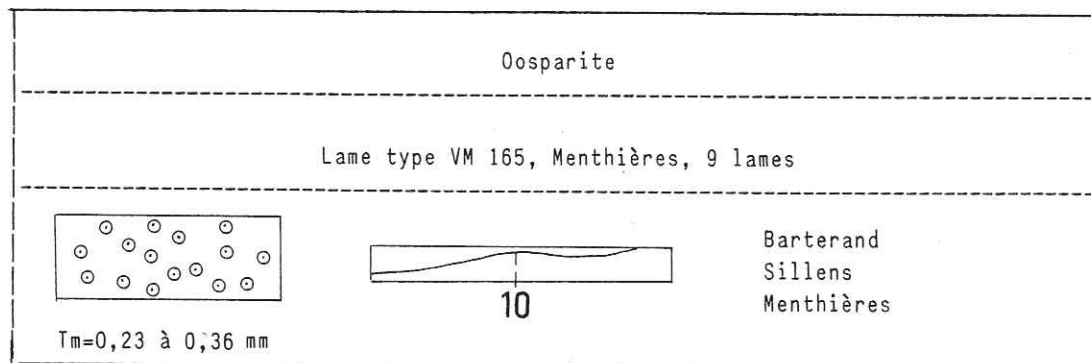
. Une première variante correspond à un type de faciès à cimentation particulière, sans doute précoce. C'est un faciès dans lequel les oolites (10 à 30 %) et les bioclastes (15 à 40 %) sont à peu près dans la même proportion, tandis que le pourcentage des intraclastes roulés atteint 5 à 15%. Le ciment est fin, micritique, mais irrégulier. Certains échantillons montrent un liseré de fines aiguilles d'aragonite autour des éléments. En outre, des perforations observées dans quelques lames, indiquent une induration précoce du sédiment (faciès (9A) lame type V 36, Chambotte, 10 lames).

. Une deuxième variante a comme particularité la très petite taille des oolites ($T_m = 0,110$ mm), bordées d'un liseré ferrugineux sombre (faciès (9B), lame type V 64, Chambotte, 3 lames).

Superposition et agencement des faciès

En raison de leur présence trop ponctuelle dans les coupes étudiées, il est difficile de reconnaître le type d'agencement entre les faciès (9) et ses variantes. On note cependant que ces oobiosparites annoncent généralement des oosparites caractérisées par un pourcentage d'oolites plus fort (fig.23).

c) Faciès (10)



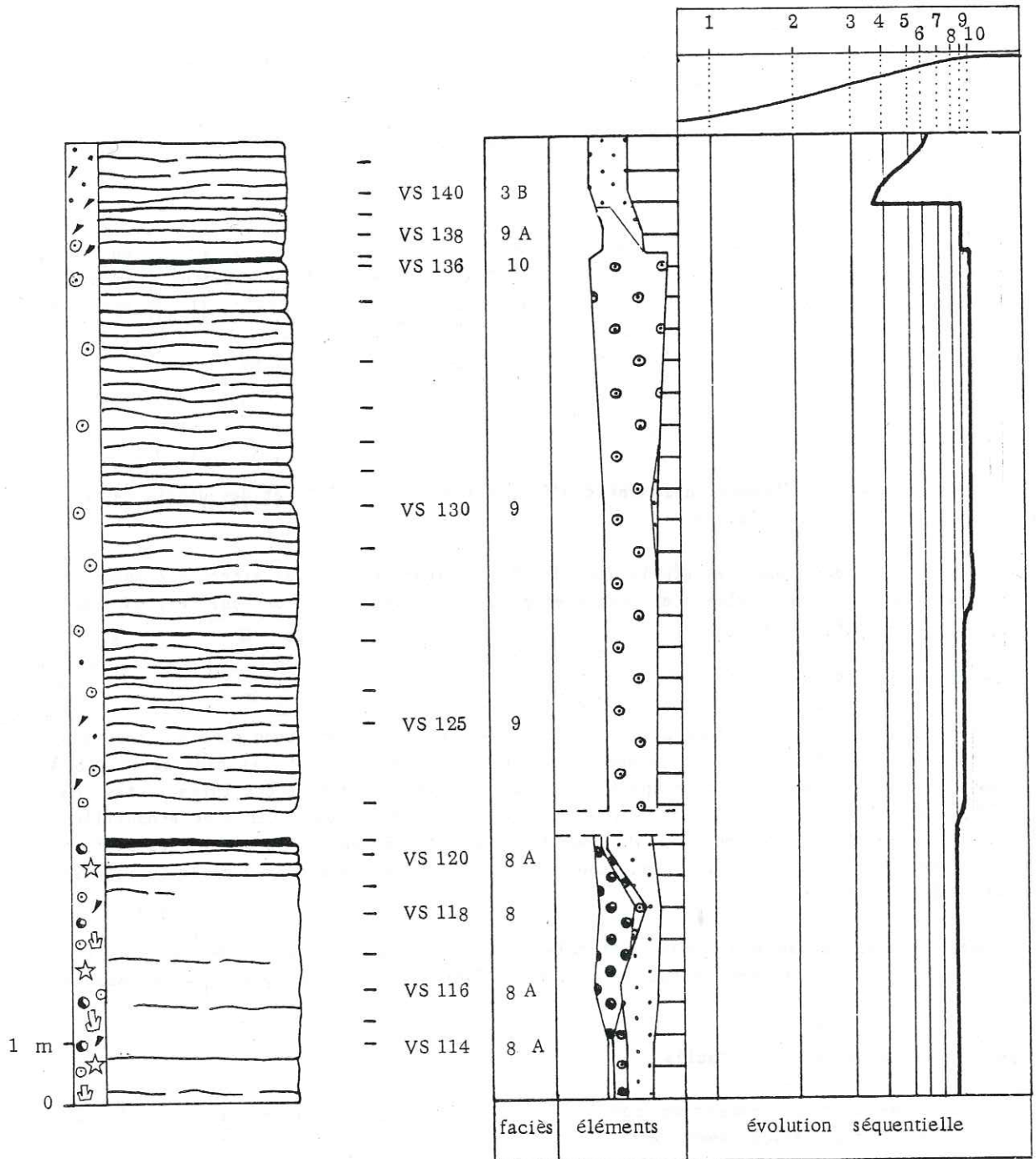


Fig 23 : Superposition et agencement des faciès à intraclastes roulés (8) et des faciès oolitiques (9 et 10) dans la coupe de Sillens.

L'évolution des faciès à intraclastes roulés vers les faciès oolitiques tend vers un meilleur tri des éléments, une augmentation du pourcentage d'oolites et une cimentation de type sparitique. Cette superposition se fait généralement sur plusieurs mètres à une dizaine de mètres d'épaisseur.

Légende des figurés : se reporter à la fig 14.

Sur le terrain

Cette oosparite se présente à l'affleurement de la même façon que le faciès oobiosparitique (9) décrit précédemment. Elle correspond à des bancs décimétriques roux ou gris clair, ondulés, présentant fréquemment des laminations horizontales ou obliques entrecroisées.

En lame mince

Il s'agit d'un grainstone contenant presque exclusivement des oolites (50 à 70 % du volume total du sédiment). Ces oolites ont un cortex concentrique, brun, et sont parfois entièrement micritisées quand elles sont de petite taille. Les bioclastes non oolitisés sont rares (quelques %), mais on peut identifier les petits débris formant les nucléi des oolites.

Nature des bioclastes essentiellement dans les nucléi :

- débris d'Echinodermes;
- débris de tests de Bivalves, recristallisés;
- quelques microgastéropodes;
- débris de Bryozoaires très usés et rares;
- quelques Lenticulines représentant la microfaune.

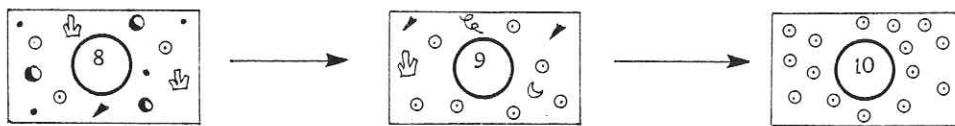
On observe parfois des figures de compaction et de tassement dans les oolites: décollement du cortex, cisaillement..

D'autre part quelques échantillons montrent un léger envasement tardif se traduisant par un ciment micritique irrégulier.

d) Conclusion: Reconstitution des milieux de dépôt

Ce groupe de faciès comprend trois types principaux: les faciès à intraclastes roulés (8), les oobiosparites (9), les oosparites (10). Ils sont connus dans toutes les coupes étudiées. Les caractères dominants sont les suivants: agencement en bancs décimétriques à métriques, présentant souvent des laminations horizontales et parfois une stratification oblique entrecroisée, coloration ocre à beige ocre, rareté ou absence d'éléments détritiques, cimentation sparitique fortement dominante, usure marquée des débris d'organismes. La macrofaune est comparable à celle des faciès bioclastiques grossiers (5) à (7) du talus externe, mais moins abondante et moins variée. Elle est représentée par des débris d'Echinodermes, de Bivalves, d'Annélides, de Bryozoaires, rares et usés et quelques microgastéropodes. La microfaune est pratiquement absente, formant parfois les nucléi des oolites (quelques Lenticulines et Miliolidés) (pl.I, photos 8, 9 et 10).

L'agencement vertical et horizontal de ces faciès est particulièrement évident dans la coupe de Sillens (fig. 23). L'évolution est la suivante:



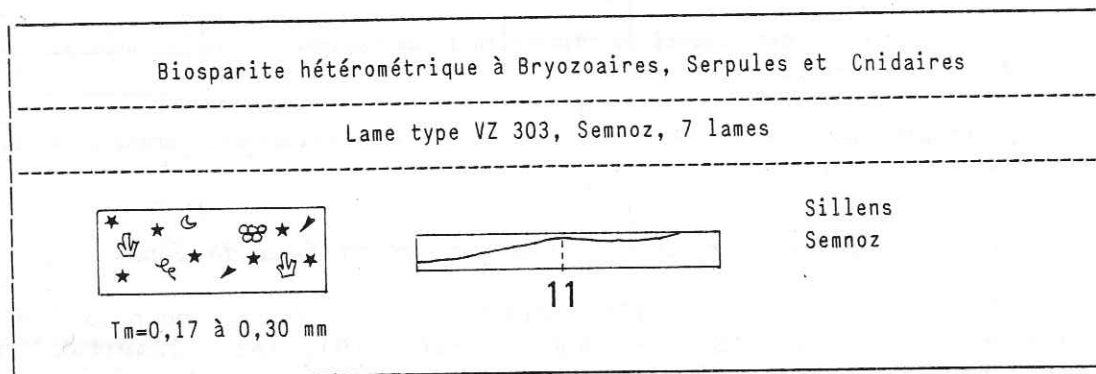
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 ~ Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf grenoble.fr

Elle est principalement marquée par une augmentation du classement et du pourcentage des oolites, alors que la taille moyenne reste sensiblement constante.

Du point de vue paléogéographique, ce groupe de faciès représente des milieux de dépôt moins profonds que ceux des faciès précédents (1 à 7) qui caractérisaient les sédiments du bassin et du talus externe. Ce sont des faciès que l'on peut localiser au niveau de la bordure de la plate-forme du côté externe (nature et usure de la macrofaune). L'hydrodynamisme de ces milieux de dépôt est difficile à préciser. Dans la plupart des cas, les faciès oolitiques observés dans les différentes coupes paraissent correspondre à des accumulations (présence de bioclastes non oolitisés..), l'hydrodynamisme étant suffisamment faible pour que la sédimentation de ces dépôts soit possible. D'autres exemples, rares (quelques échantillons), semblent caractériser des milieux oolitiques, tous les éléments présentant à leur périphérie une fine pellicule fibro-radiée. Dans ce cas, l'hydrodynamisme est sans doute plus élevé, le dépôt devant se faire à faible profondeur.

2) Les faciès de démantèlement, à débris usés

a) Faciès (11)



Sur le terrain

Ce faciès se présente en bancs massifs demi-métriques à métriques de calcaire bioclastique fin, gris en altération et beige en cassure. Ces calcaires renferment une faune abondante représentée surtout par des débris de Cnidaires et accessoirement par des débris de Lamelli-branches, d'Echinodermes et d'Annélides.

La position de ces bancs est particulière dans les deux coupes de Sillens et du Semnoz: ce sont des faciès intermédiaires entre les faciès ocres bioclastiques ou oolitiques et la "masse urgonienne". Ils n'affleurent que sur quelques mètres d'épaisseur où s'observe, à leur niveau, un changement de couleur caractéristique (passage de l'ocre au beige).

En lame mince

Il s'agit d'un grainstone, ou packstone-grainstone, contenant essentiellement des bioclastes (45 à 55 % du volume total du sédiment), et des petits grains micritisés ou péloïdes (10 à 15 %). Les bioclastes sont souvent usés et recristallisés, avec parfois une bordure brune micritisée. Les éléments ont une taille moyenne comparable à celle des faciès précédents, ils sont mal classés.

Nature des bioclastes

Ces bioclastes sont représentés essentiellement par :

- des débris de Cnidaïres caractère dominant de ce faciès;
- des débris de Bryozoaires de grande taille, abondants;
- des Serpules;
- de débris d'Echinodermes occupant 5 à 15 % du volume total;
- des débris de tests de Bivalves souvent recristallisés;
- quelques microgastéropodes.

La microfaune est très rare ou absente, réduite à quelques Lenticulines.

Variante du faciès

Ce faciès peut avoir une variante plus externe (Faciès (11A), lame type VZ 304, Semnoz, 2 lames). Les bioclastes sont identiques, mais le ciment est plus fin, micritique, riche en petits grains de quartz. Ces bioclastes sont sans doute remaniés dans ce sédiment fin, circalittoral.

Agencement du faciès

Ce faciès à débris de Cnidaïres n'est connu que dans les coupes du Semnoz et de Sillens, où il se situe au-dessus des derniers bancs externes (bancs de calcaires oolitiques au Semnoz, ou bioclastiques grossiers, dolomités à Sillens), annonçant les faciès de plate-forme interne de la masse urgonienne (fig.24).

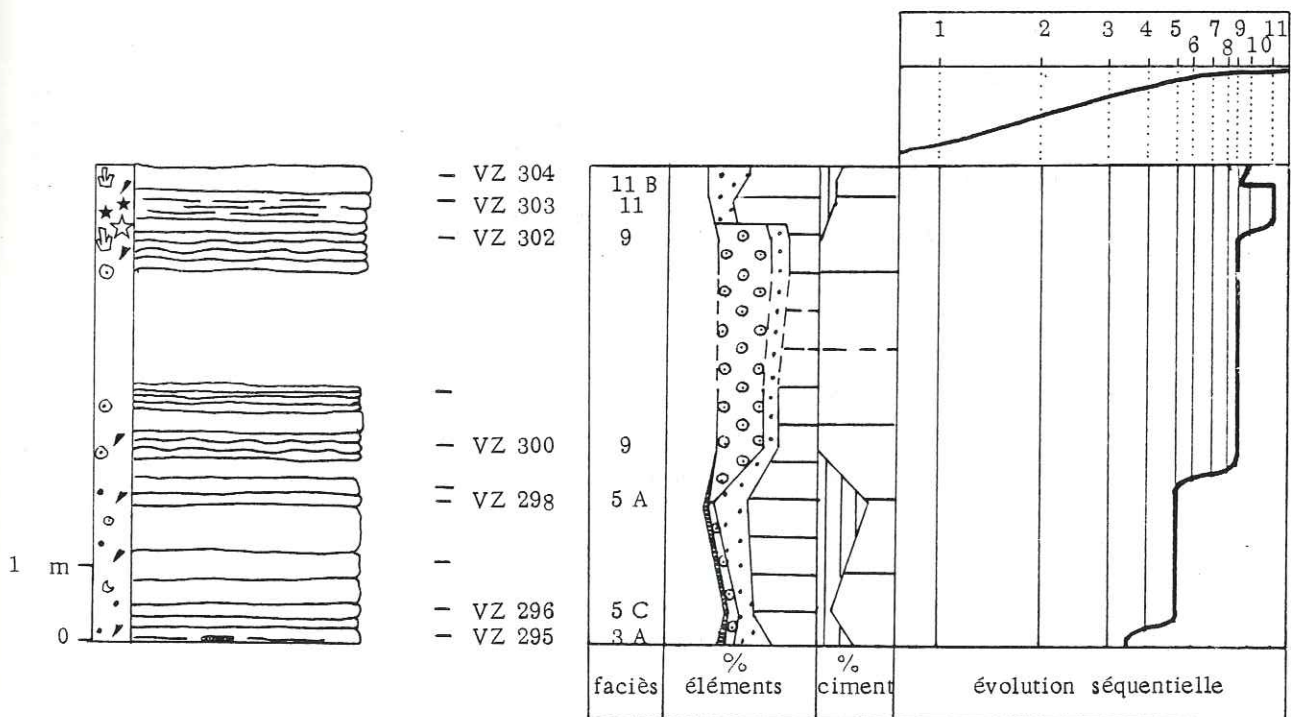


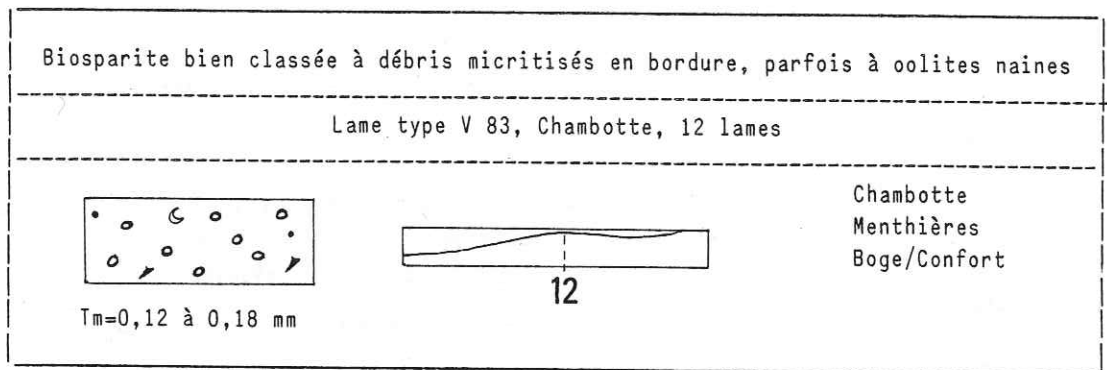
Fig 24 : Position des biosparites à débris de Cnidaïres (faciès 11) dans la coupe du Semnoz

Légende des figurés : se reporter à la fig 14.

||| micrite — sparite

Le caractère dominant de ce faciès est la présence de débris de Cnidaires. Paléogéographiquement, ce type de sédiment se situe sur la bordure de la plate-forme, du côté tourné vers le large (compte-tenu de l'abondance des débris de Bryozoaires, d'Echinodermes et d'Annélides) dans un milieu agité, proche d'un bioherme à Cnidaires dont le démantèlement pourrait alimenter le sédiment en fragments de Madréporaires.

b) Faciès (12)



Sur le terrain

Ce faciès se présente en bancs de calcaire bioclastique, métriques massifs, gris en altération et beige en cassure, renfermant de petits éléments arrondis à peu près de même taille. On observe parfois de fines laminations horizontales.

En lame mince

Cette biosparite (grainstone) contient des éléments arrondis, bien classés, de taille moyenne égale de 0,15 mm. Ce sont essentiellement des bioclastes (occupant 20 à 35 % du volume total) et des débris micritisés ou péloïdes (15 à 35 %). On note quelques rares intraclastes très arrondis. Les grains dans l'ensemble sont sombres, micritisés.

Les bioclastes sont usés, souvent recristallisés et micritisés en bordure. Les contours sont soulignés par un liseré sombre.

Nature des bioclastes

Ce sont par ordre d'importance:

- des débris de tests parfois recristallisés, usés de Bivalves, quelques débris de Rudistes notamment et de Brachiopodes, peu abondants;
- des débris d'Echinodermes (2 à 7 %);
- de rares débris de Bryozoaires usés;
- quelques rares microgastéropodes;
- des Foraminifères peu nombreux, représentés par des Miliolidés, Lenticulines, Néotrocholines et Pseudotriloculines.

Cette microfaune, plus variée et de taille légèrement plus grande que celle des faciès précédents, renferme une notable proportion d'espèces caractéristiques du domaine infralittoral interne.

Variante du faciès

Cette biosparite à débris micritisés peut évoluer en une oosparite à oolites naines. En raison du passage progressif entre ces deux faciès, dû à une augmentation du pourcentage des oolites, on peut considérer qu'ils caractérisent des milieux paléogéographiquement voisins. Par leur taille moyenne plus faible (0,145 mm), ces oolites sont différentes de celles des faciès (9) et (10); elles sont formées d'un nucléus correspondant aux débris micritisés et à une microfaune semblable à celle du faciès (12), entouré d'une frange jaunâtre un peu floue (faciès (12A), lame-type V 98, Chambotte, 2 lames).

Superposition et agencement des faciès

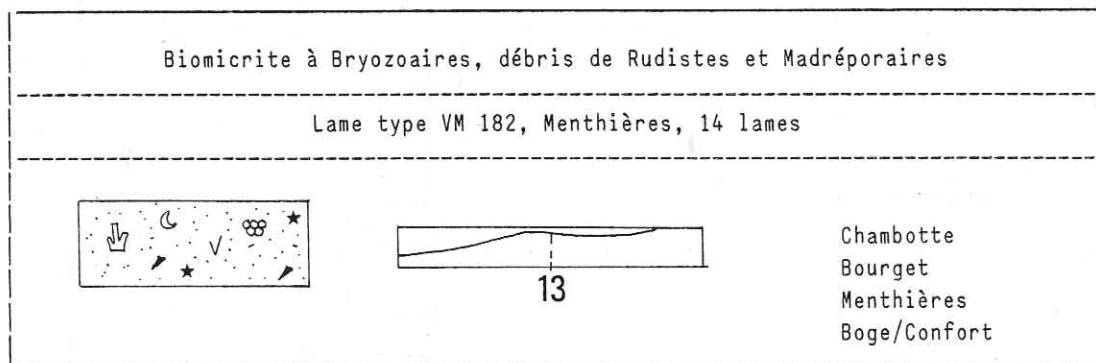
Ce type de biosparite bien classée à débris partiellement micritisés (12) est représenté seulement dans deux coupes notamment dans celle de la Chambotte où ce faciès affleure sur une vingtaine de mètres de hauteur. Le faciès à oolites naines (12A) n'est connu qu'à la Chambotte, où il apparaît comme une variante verticale du faciès (12) (fig.25).

Ces faciès qui sont les premiers constituants de la falaise urgonienne se distinguent des précédents par leur aspect en banc plus massifs, de couleur plus claire, généralement beige. Ils renferment deux types d'éléments, généralement bien classés, des débris d'origine externe (Bryozoaires, Echinodermes), usés, et, en faible proportion, des éléments d'origine interne (microfaune variée et abondante, bioclastes micritisés en bordure).

Tous ces caractères permettent de penser que ces faciès se localisent dans une position intermédiaire entre les deux sous-ensembles de bordure externe et de bordure interne.

B - LES FACIES DE BORDURE INTERNE

1) Faciès (13)



Sur le terrain

Ce faciès correspond en affleurement, à des bancs massifs demi-métriques à métriques de calcaire fin, gris en altération et beige en cassure. La faune y est relativement abondante, principalement représentée par des débris de Bivalves, notamment des Rudistes et par des Bryozoaires, petits Gastéropodes et Annélides.

En lame mince

Il s'agit d'une biomicrorite (wackestone à packstone) contenant 30 à 60 % d'éléments. Ces derniers sont essentiellement des bioclastes (occupant 20 à 45 % du volume total du sédiment),

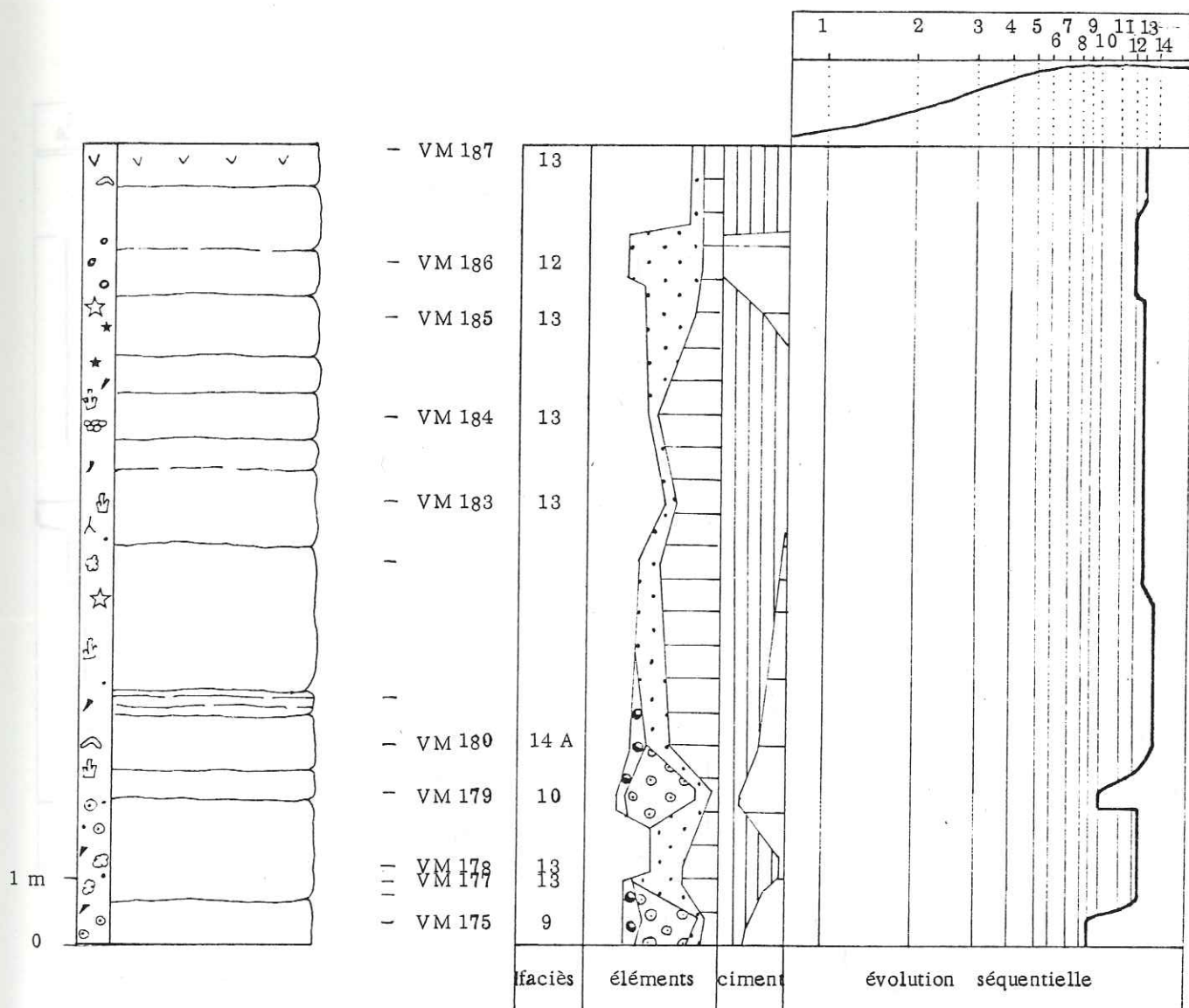


Fig 26 : Position des biomicrites à Bryozoaires, Rudistes et Madréporaires au sommet de la coupe de Menthières.

Ce faciès apparaît au-dessus des derniers bancs de la masse oolitique. Il contient les premiers débris de Rudistes observés dans la coupe (très nombreux dans VM 187), annonçant ainsi des faciès de plate-forme interne. On le connaît dans le même contexte à la base de la coupe de Boge/Confort.

Légende des figurés : se reporter à la fig 14.

||| micrite — sparite

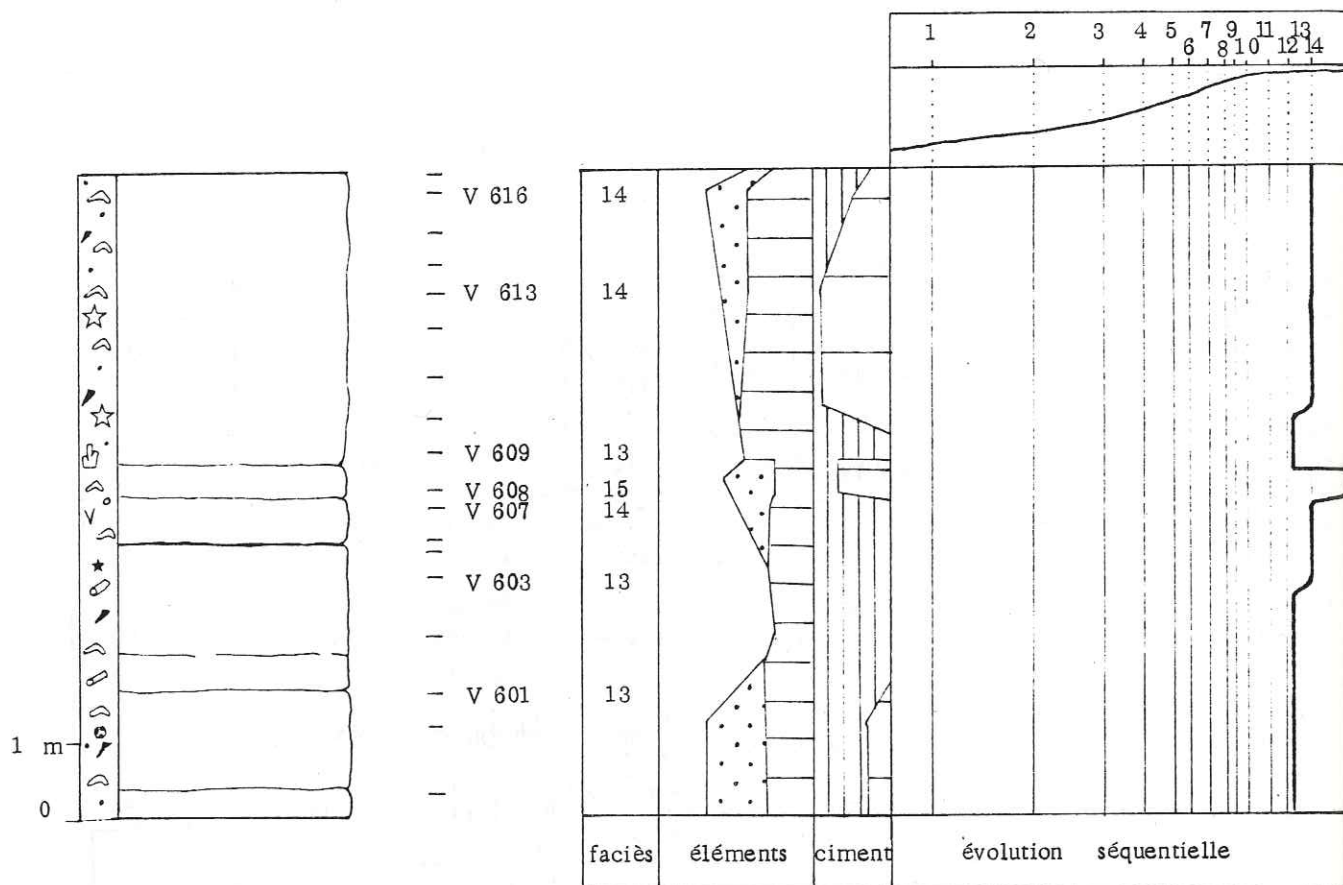


Fig 27 : Position des biomicrosites à Bryozoaires, Rudistes et Madréporaires dans la coupe du Bourget (partie supérieure).

Dans cet exemple, ces faciès se situent dans un contexte de plate-forme interne. L'apparition de Bryozoaires, d'Annélides, mettent en évidence un milieu de dépôt plus profond et surtout plus ouvert, annonçant les faciès de transgression 21 sus-jacents (V 618). L'installation de ces faciès se fait par à-coups puisqu'on peut trouver, intercalés dans ces dépôts, les faciès 14 et 15, typiques du domaine interne de la plate-forme.

Légende des figurés : se reporter à la fig 14.

||| micrite = sparite ● Algues (*Carpathoporella fontis*)

et des débris micritisés ou péloïdes parfois difficilement repérables dans la masse micritique (5 à 40 %). Les débris sont généralement bien conservés, car ils ne montrent pas, ou rarement, de micritisation périphérique.

Nature des bioclastes

Ce sont essentiellement:

- des débris de tests de Bivalves, peu nombreux à nombreux, parfois recristallisés. Les débris de Rudistes sont généralement bien conservés;
- des débris d'Echinodermes, peu nombreux (1 à 7 %) dont quelques plaques de Crinoïdes.

On note d'autre part:

- quelques débris de Bryozoaires souvent usés;
- de rares Serpules et débris d'Annélides;
- de rares microgastéropodes, parfois de grande taille (de l'ordre du centimètre);
- quelques rares débris de Madréporaires, usés;
- quelques spicules de Spongiaires (1 à 3 % pour VM 183, VM 184, VM 185, Menthières);
- quelques Lithocodium.

La microfaune est rare à absente avec quelques Lenticulines, de rares Orbitolinidés, Miliolidés de grande taille, Néotrocholines, indiquant un mélange de populations circalittorales et infralittorales.

Superposition et agencement des faciès

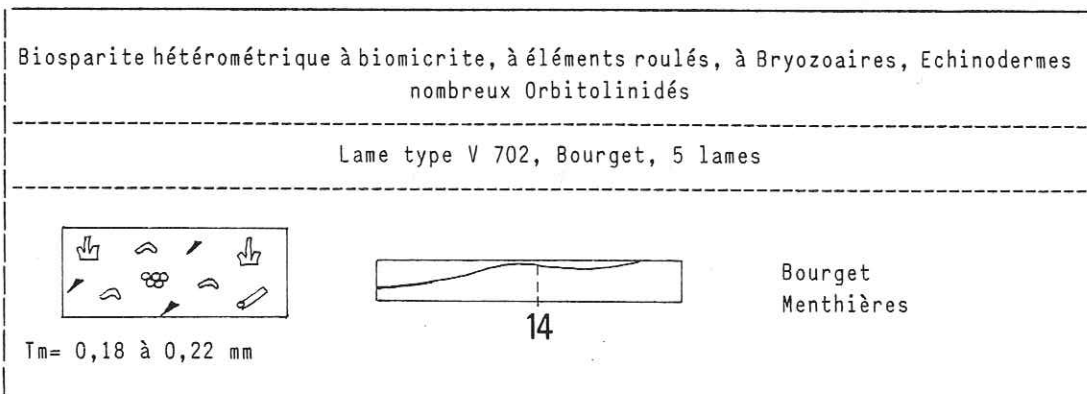
Ces biomicrites à Bryozoaires, Rudistes et Madréporaires, sont des faciès particuliers de par leur faune d'origine variée. Dans les coupes étudiées, ils correspondent à deux contextes différents.

- . Au sommet de la coupe de Menthières, ils annoncent des faciès de plate-forme (fig.26).
- . Au sommet de la coupe du Bourget, ils précèdent des faciès de transgression (fig.27).

Dans les deux cas, ce sont des faciès qui paraissent caractériser des milieux calmes et protégés de la bordure de la plate-forme (ciment fin, micritique, débris peu usés, souvent recristallisés...).

Compte-tenu des deux contextes différents dans lesquels se rencontre ce faciès, il n'a pas été figuré sur le profil théorique.

2) Faciès (14)



Sur le terrain

Le faciès se présente en bancs décimétriques à métriques de calcaire bioclastique gris foncé en altération et gris clair en cassure, pouvant présenter de fines laminations horizontales. Le grain est grossier à très grossier; on y reconnaît des débris de Lamellibranches, d'Echinodermes et d'Annélides.

En lame mince

Il s'agit d'une biosparite (grainstone) dont les éléments sont hétérométriques, généralement de grande taille (plusieurs mm) et roulés. Ce sont essentiellement des bioclastes arrondis ou allongés (occupant 30 à 40 % du volume total du sédiment), des débris micritisés ou péloïdes de taille diverse (15 à 30 %), des intraclastes roulés (2 à 5 %) et de rares ooclastes remaniés.

Nature des bioclastes:

Ce sont essentiellement:

- de nombreux débris d'Echinodermes représentés surtout par des plaques de Crinoïdes de grande taille;
- des débris de Bryozoaires, abondants;
- de très nombreux Orbitolinidés (jusqu'à 10 % du volume du sédiment);

On note d'autre part:

- des débris de tests de Bivalves, peu nombreux;
- quelques Annélides libres;
- quelques microgastéropodes;
- quelques Algues;
- une microfaune abondante, de taille supérieure à celle des faciès précédents. Les Orbitolinidés sont dominants. On note quelques Miliolidés, des Nautiloculines et, toujours, quelques Lenticulines.

En lame mince on observe généralement un léger litage du sédiment. Des lits millimétriques à centimétriques grossiers, riches en gros bioclastes allongés dans le plan de stratification alternent avec des lits de granulométrie plus fine.

Variante du faciès (14)

Dans le faciès (14A) (lame-type V 115, Chambotte, 15 lames), les éléments sont micritisés en bordure, de taille moyenne plus faible et liés par un ciment plus micritique (packstone). On y retrouve le même type de bioclastes que précédemment.

Superposition et agencement des faciès

Les faciès (14) et (14A) ne sont jamais connus ensemble dans les mêmes coupes. Toutefois, ils peuvent être considérés comme des faciès équivalents latéralement, ayant la même signification paléogéographique et traduisant des milieux au degré d'agitation différent (moyen pour 14 et faible pour 14A). En effet, leurs caractères dominants sont de deux types, un mélange de faune traduisant une position charnière entre les deux domaines interne et externe et une micritisation constante des débris, surtout à leur périphérie.

D'un point de vue plus général, ces faciès occupent une position semblable, faisant la transition entre les faciès de bordure et les faciès du domaine interne de la plate-forme, comme on l'observe clairement dans les coupes de la Chambotte et du Bourget.

C - CONCLUSION

Les sept faciès de bordure de la plate-forme sont intermédiaires entre les faciès bioclastiques du talus externe (3 à 7) et ceux du domaine interne (15 à 21).

Les principaux caractères qui les définissent, résumés dans la figure 28, permettent de rassembler ces faciès en deux groupes:

- les faciès de la bordure externe sont caractérisés par une faune d'origine externe, circalittorale, dominante, par la présence en faible proportion de microfaune infralittorale et par un milieu de dépôt pouvant être fortement agité. Ce sont les faciès à intraclastes roulés (8), les faciès oolitiques (9 et 10) et les faciès de démantèlement, à débris usés (11 et 12);

- les faciès de la bordure interne correspondent à des biosparites et biomicrites, renferment une macrofaune variée d'origine externe (Bryozoaires, Echinodermes) et interne (Rudistes) et une microfaune infralittorale. Ce mélange de faune d'origine variée caractérise les faciès 13 et 14.

L'agencement vertical et horizontal de ces différents types de faciès dans les coupes étudiées met en évidence l'existence de deux types de bordure. Le premier type correspond à la superposition de faciès à débris de Cnidaires aux faciès oolitiques, le second est caractérisé par la présence des biosparites bien classées, à débris micritisés en bordure, ou à éléments roulés, riches en Orbitolinidés.

. **Bordure de type I à faciès oolitiques et faciès à débris de Cnidaires** (fig. 29 et 30).

Deux variantes ont pu être distinguées, respectivement représentées dans les coupes de Sillens et du Semnoz.

La première est caractérisée par les passages latéraux suivants: faciès à Bryozoaires et Echinodermes → faciès à intraclastes → faciès oolitiques → faciès à débris de Cnidaires. Ce type de passage latéral est représenté par la limite nord du bloc-diagramme de la figure 29.

La seconde variante correspond à un type de succession de faciès qui diffère du précédent par plusieurs caractères: l'absence de faciès à intraclastes et de faciès oolitiques (ce groupe de faciès n'étant représenté que par un faciès oobioclastique 9), la présence d'un faciès à débris de Cnidaires remaniés à ciment micritique. La succession observée est la suivante: faciès à Bryozoaires et Echinodermes → faciès oobioclastiques → faciès à débris de Cnidaires → faciès à débris de Cnidaires remaniés.

Ces passages latéraux sont représentés au centre et au Sud du bloc-diagramme de la figure 29.

. **Bordure de type II à faciès oolitiques et biosparites à débris micritisés en bordure** (fig. 31 et 32).

Deux variantes ont pu être reconnues, représentées dans les coupes de Menthères, de Boge/Confort et de la Chambotte.

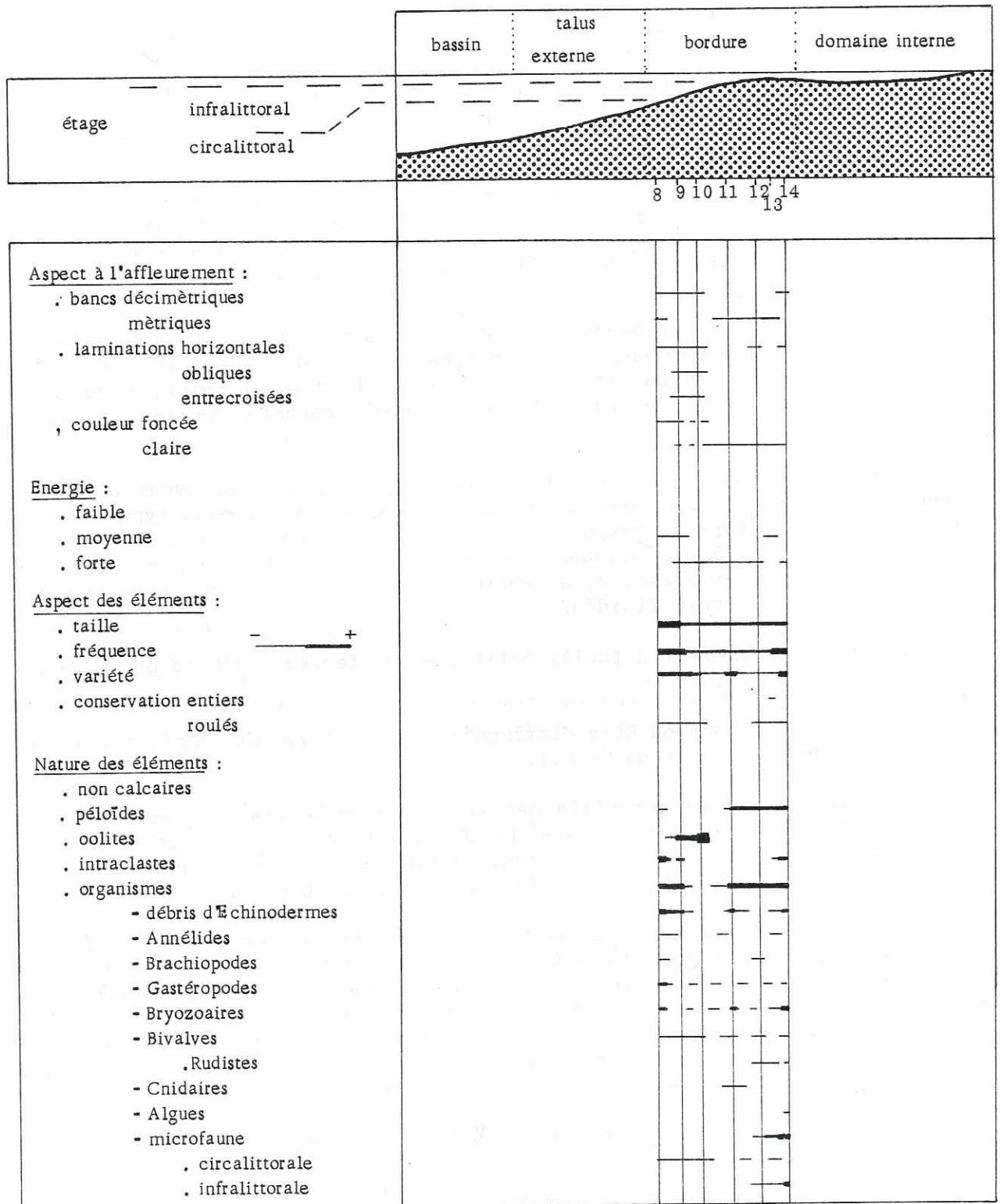


Fig 28 : Principaux caractères des faciès de la bordure de la plate-forme

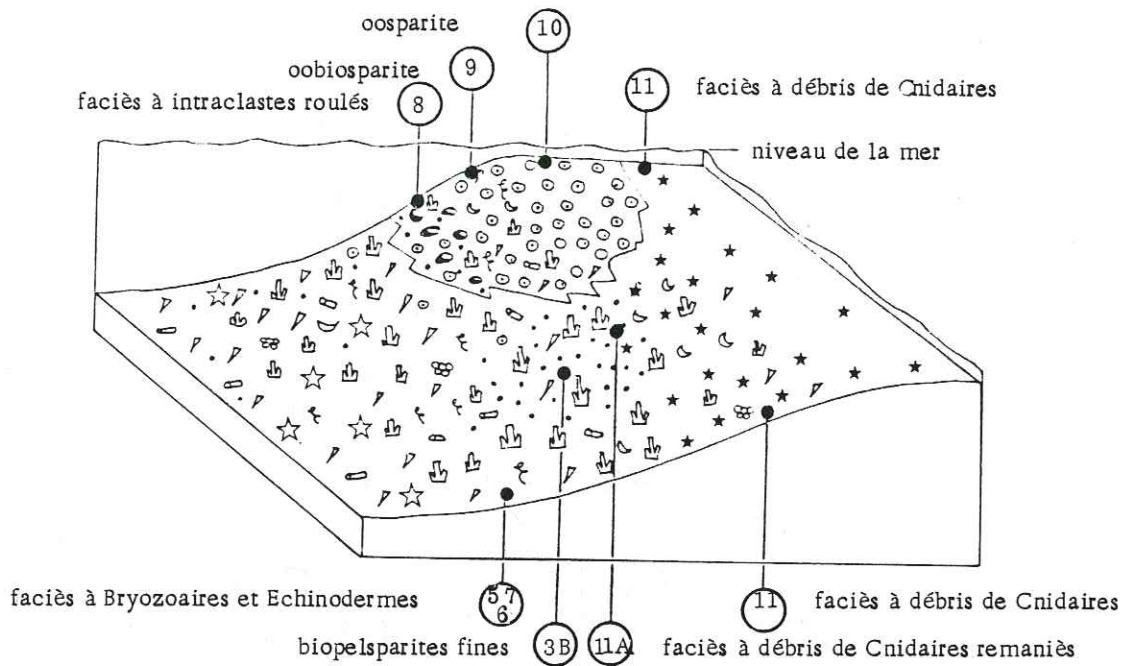


Fig 29 : Bloc-diagramme de la bordure type I

Légende des figurés : se reporter à la fig 14.

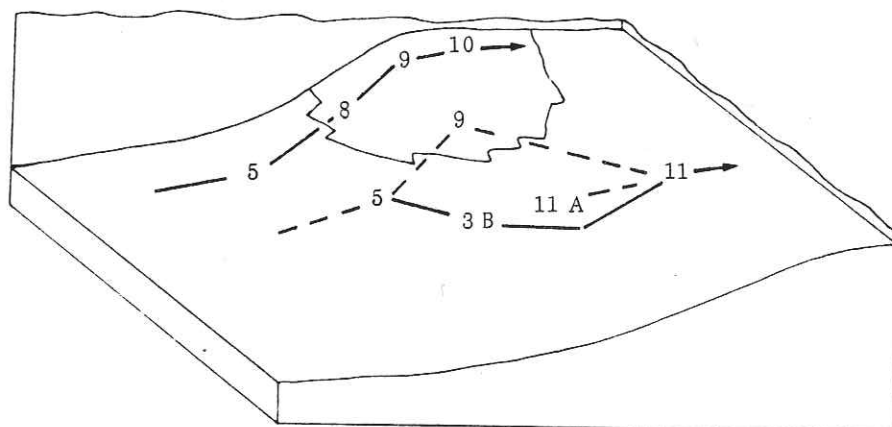


Fig 30 : Superposition verticale simplifiée des faciès de bordure de type I dans les coupes de Sillens (trait plein) et du Semnoz (trait en pointillé)

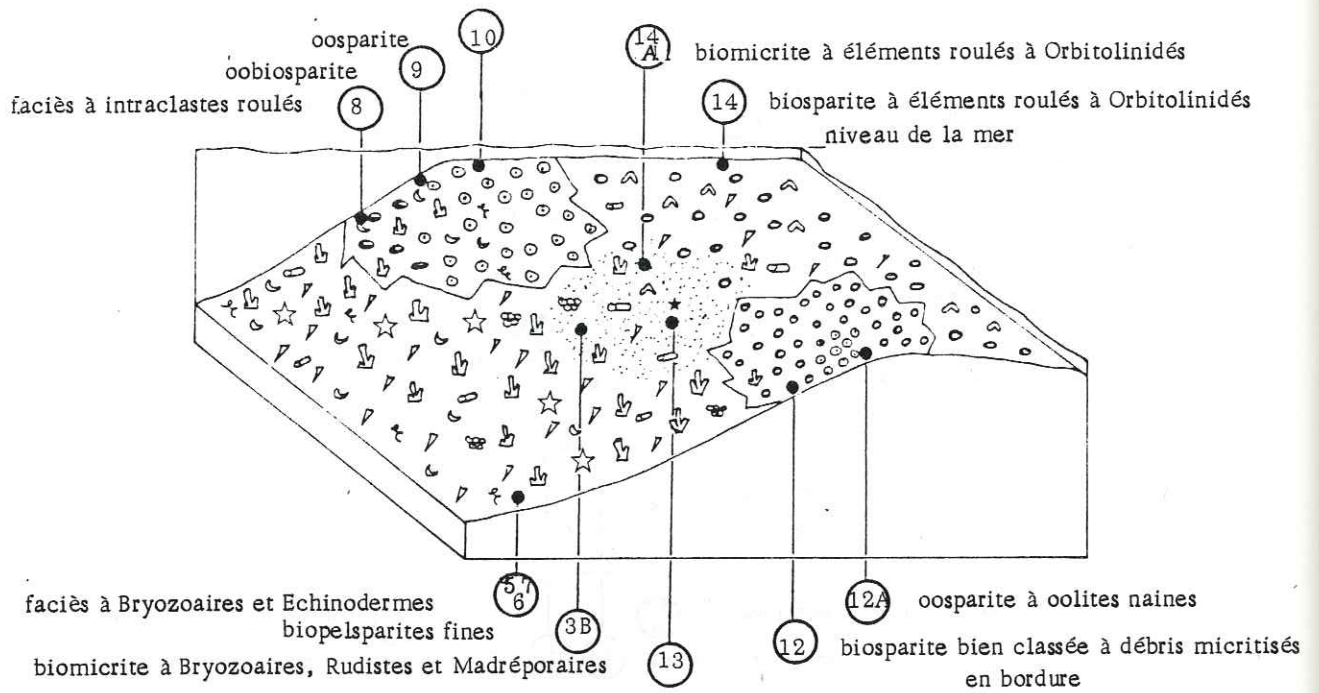


Fig 31 : Bloc-diagramme de la bordure type II

Légende des figurés : se reporter à la fig 14.

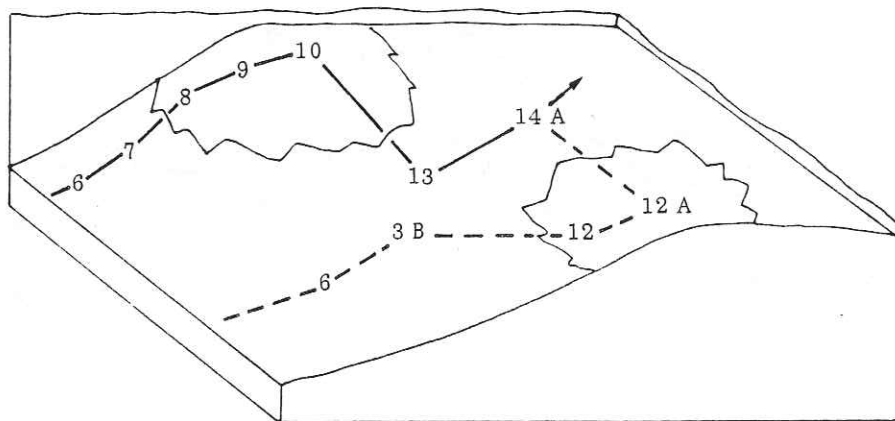


Fig 32 : Superposition verticale simplifiée des faciès de bordure de type II dans les coupes de Mentières, Boge/Confort (trait plein) et de la Chambotte (trait en pointillé).

La première correspond aux passages latéraux suivants: faciès à Bryozoaires et Echinodermes → faciès à intraclastes → faciès oolitiques → faciès à éléments roulés → biomicrites à Bryozoaires, Rudistes et Madréporaires biosparites bien triées à débris micritisés en bordure.

La seconde est représentée par la succession suivante: faciès à Bryozoaires et Echinodermes → biopelsparites fines à Choffatelles → biosparites bien triées à débris micritisés en bordure, parfois à oolites naines → biosparites et biomicrites à éléments roulés et à Orbitolinidés.

La description de ces deux types de bordure qui représentent les successions de faciès dans les quatre coupes étudiées, permet plusieurs observations:

- l'existence de "reliefs" où l'hydrodynamisme paraît élevé et provoque un bon tri des éléments, que ce soit dans les faciès oolitiques (9) et (10), les biosparites à éléments micritisés en bordure (12), ou les biosparites à débris de Cnidaires (11);

- la présence entre ces "reliefs" de zones plus calmes, permettant des communications entre les différents milieux, dans lesquelles les débris sont mal triés et le ciment plus fin; cette disposition pouvant expliquer le mélange de faune et de type de débris dans les biopelsparites fines (3B), les biomicrites à Bryozoaires, Rudistes et Madréporaires (13), les biomicrites à éléments roulés à Bryozoaires et Orbitolinidés (14A);

- enfin, à l'abri de ces "reliefs" du côté du domaine interne, la présence de faciès où l'hydrodynamisme est moyen, où les débris, la macro et la microfaune mettent en évidence la proximité relative des faciès internes, faisant une transition sédimentologique et biologique entre les deux domaines de la bordure et du domaine interne de la plate-forme (faciès 14).

Pour une meilleure visualisation, ces divers types de bordure ont été représentés sur le profil théorique classique de la bordure d'une plate-forme carbonatée, définie par une rupture de pente entre les deux domaines interne et externe. On peut toutefois envisager une morphologie différente avec la distribution de faciès de bordure sur de grandes étendues et sur de faibles pentes, cette disposition pouvant concorder avec la relative ampleur verticale et horizontale des faciès de bordure dans les diverses coupes étudiées.

IV - LES FACIES DU DOMAINE INTERNE DE LA PLATE-FORME

Le domaine interne de la plate-forme se distingue de la bordure par des milieux de dépôt peu profonds, parfois temporairement émergés. Les associations biologiques sont caractérisées par la présence des Rudistes et d'une microfaune infralittorale de grande taille. Sept types de faciès ont pu être distingués, répartis en trois groupes qui sont:

- les faciès caractéristiques de l'étage infralittoral formant le groupe le plus important (15 à 18);
- les faciès typiques de l'étage médio à supralittoral (19 et 20)
- des faciès présentant des caractères mixtes, à la fois infralittoral et circalittoral appelés faciès de transgression (21).

Ces divers faciès s'observent principalement dans les coupes du lac du Bourget et de Barterand, et dans les coupes d'Urgonien levées par CONRAD: Boge/Confort, Rocher des Hirondelles. Dans les autres coupes étudiées, ils sont absents (Semnoz, Menthières, Sillens) ou n'apparaissent que dans les derniers bancs (Chambotte).

A - LES MILIEUX INFRALITTORAUX DU DOMAINE INTERNE

Dans le domaine interne, les milieux typiques de l'étage infralittoral, habituellement protégés et peu profonds, sont caractérisés par:

- de nouvelles associations biologiques avec la disparition progressive des organismes caractéristiques des dépôts du talus externe ou de la bordure (Bryozoaires, Echinodermes, Annélides), et le développement, amorcé dans les faciès de bordure interne, d'une microfaune infralittorale de grande taille, des Rudistes et des oncolites.

- une forte micritisation des débris, liée à la prolifération d'Algues et de Champignons microscopiques qui se développent à faible profondeur.

L'installation des nouvelles associations biologiques se fait progressivement de la bordure de la plate forme vers le domaine le plus interne. Cette évolution permet de distinguer plusieurs types de milieux:

- un domaine proche de la bordure (faciès (15));
- un domaine où l'influence de la bordure est très réduite, et celle des milieux internes dominante (faciès (16));
- un domaine très interne protégé (faciès (17) et (18)).

Chaque type de dépôt est caractérisé par un faciès possédant deux variantes:

- une variante correspondant à un sable, témoin d'un milieu relativement agité;
- une variante correspondant à un sédiment sablo-vaseux, témoin d'un milieu plus calme.

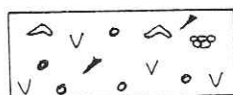
Ces deux variantes portent le même numéro de faciès, avec en index la lettre A pour les sédiments vaseux. Ce sont des faciès équivalents latéralement, ils occupent la même position sur le profil théorique de la plate-forme.

1) Le domaine interne proche de la bordure

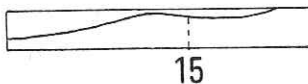
Faciès (15)

Biosparite à biomicrite à microfaune infralittorale abondante, (nombreux Orbitolinidés et à quelques débris externes (Echinodermes, Serpules)

Lames types V 608, Bourget, 21 lames (15)
V 649, Bourget, 7 lames (15 A)



Tm=0,15 à 0,26mm



Chambotte
Bourget
Boge/Confort

Sur le terrain

Ce sont des bancs demi-métriques à métriques, massifs, de calcaire fin, gris en altération et beige clair en cassure. Ce faciès correspond à des biosparites à grain fin ou des biomicrites, où les éléments sont à peu près de même taille, sauf pour les débris de Rudistes, habituellement hétérométriques (Requiénidés, Agriopleura).

En lame mince

Il s'agit d'une biosparite (grainstone) moyennement bien classée ou d'une biomicrite (wackestone-packstone) selon les deux variantes du faciès. Les éléments sont souvent micritisés sombres en lame mince et occupent 60 à 70 % du volume total du sédiment. Ils se partagent pratiquement en deux lots: des bioclastes (25 à 40 %) et des débris micritisés arrondis ou péloïdes de taille variée (30 à 50 %) avec parfois quelques oncolites.

Beaucoup de débris bioclastiques sont soit recristallisés, soit micritisés en bordure mais il y a tout de même un pourcentage notable (quelques %) de débris bien conservés, aux contours nets, non micritisés.

Nature des bioclastes

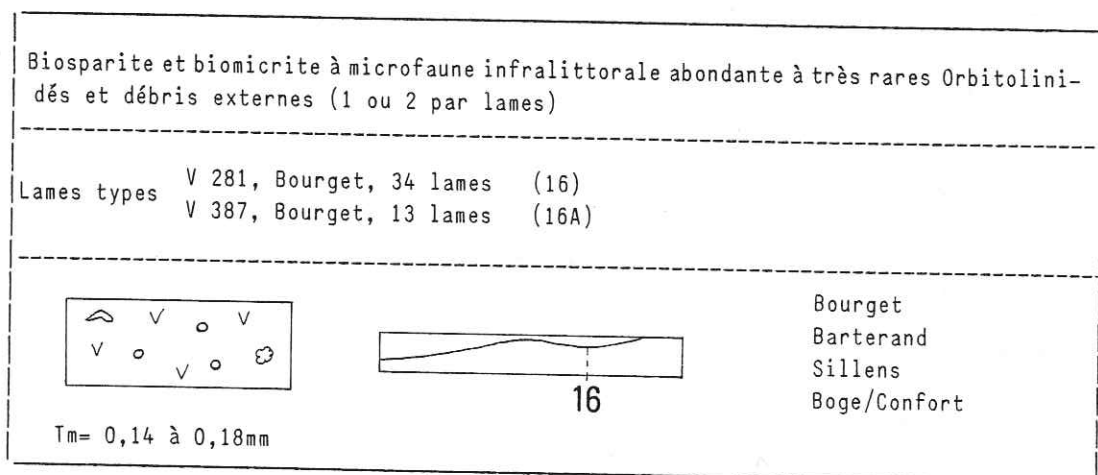
Les bioclastes appartiennent à deux groupes d'origine différente. Un faible pourcentage est issu du domaine circalittoral, avec de rares débris d'Echinodermes, d'Annélides ou de Cnidaires. Un deuxième lot, d'origine infralittorale, comprend des débris de Bivalves, et notamment de Rudistes, quelques microgastéropodes et quelques Algues. La microfaune est très abondante et peut occuper jusqu'à 30 % de la surface de la lame. Elle est variée, de grande taille, surtout représentée par de nombreux Orbitolinidés, des Miliolidés, des Néotrocholines...

On remarque l'absence totale des débris de Bryozoaires. Ceux-ci étaient encore présents dans le faciès précédent (14), appartenant au secteur de la bordure situé à proximité interne de la plate-forme.

Les faciès (13), (14) et (15) peuvent être considérés comme des faciès de transition entre les deux ensembles de la bordure et du domaine interne.

2) Le domaine interne intermédiaire

Faciès (16)



Sur le terrain

Ce faciès se présente en bancs décimétriques à métriques massifs, de calcaire gris en altération, beige en cassure ou bien en alternance de petits lits de biosparite et de biomicrite à petits éléments, correspondant aux deux variantes de ce faciès. On observe parfois des débris de Rudistes (Requiénidés, Agriopleura...).

En lame mince

Ce faciès correspond à une biosparite (grainstone) ou une biomicrite (wackestone-packstone) dont les éléments micritisés sont, dans l'ensemble, plus fréquents que dans le faciès précédent (15). Les pourcentages sont comparables: 60 à 65 % d'éléments qui peuvent se partager là encore en deux lots: 25 à 30 % de bioclastes et 30 à 35 % de débris micritisés de taille variée. Les oncolites sont plus nombreuses que dans le faciès précédent.

Nature des bioclastes

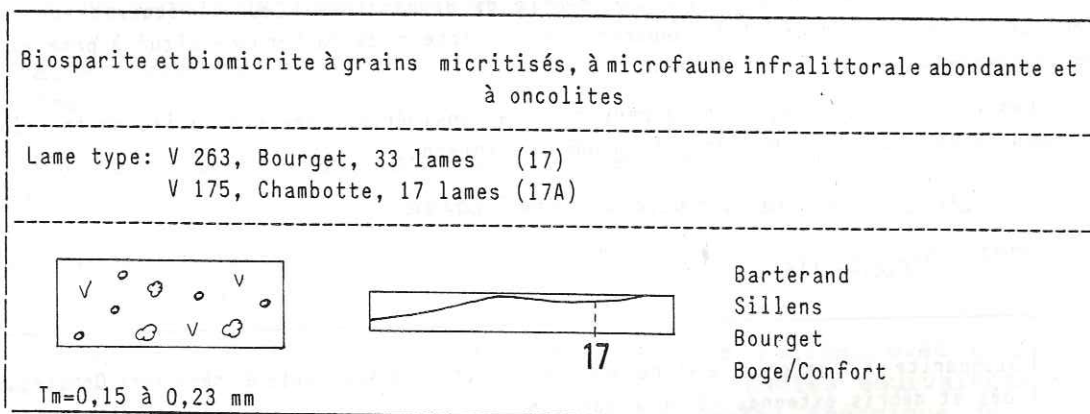
Le caractère particulier de ce faciès est la présence, dans un stock de matériel infralittoral interne, sombre et micritisé, de quelques éléments d'origine plus externe.

Ces débris sont généralement remaniés, mais moins attaqués par les phénomènes de micritisation. Il s'agit de rares débris d'Echinodermes, d'Algues remaniées, de Lenticulines usées. On observe la disparition des Foraminifères de grande taille, bien conservés, encore observables dans le faciès précédent (15). Les quelques Orbitolinidés et gros Foraminifères agglutinés sont le plus souvent remaniés.

Le deuxième lot de bioclastes est constitué par des débris parfois fortement micritisés de Bivalves et en particulier de Rudistes, et par une microfaune infralittorale abondante. Celle-ci peut occuper jusqu'à 20% de la surface de la lame; elle est représentée par de nombreux Miliolidés, Trocholines, Glomospira, Conorboïdes...

3) Le domaine interne protégé

Faciès (17)



Sur le terrain

Ce faciès constitue des bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaire fin beige, contenant parfois des débris de petits Rudistes.

En lame mince

Il s'agit d'une biosparite (grainstone) ou d'une biomicrite (packstone-wackestone) dont les grains sont fortement micritisés, surtout en bordure, ce qui leur donne des contours flous.

Ces éléments occupent 50 à 65 % du volume total du sédiment et peuvent se diviser en deux lots:

- des bioclastes mal conservés, micritisés (20 à 35 %);
- des débris micritisés ou péloïdes (20 à 30 %).

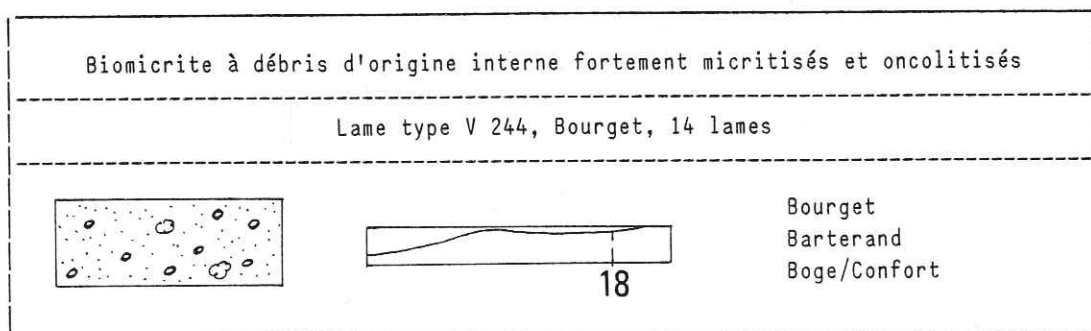
Les oncolites sont parfois abondantes et de grande taille.

Nature des bioclastes

La particularité de ce faciès est l'absence de tout élément témoignant d'apports du domaine externe. La microfaune infralittorale est abondante (Miliolidés, Trocholines, *Glomospira*, *Conorboïdes*...). On observe encore quelques gros Foraminifères et quelques Orbitolinidés mais ils sont rares, et le plus souvent remaniés.

On note d'autre part, quelques rares débris de Rudistes, quelques microgastéropodes et quelques Algues usées (Salpingoporelles).

b) Faciès 18



Sur le terrain

Ce sont des bancs demi-métriques à métriques de calcaire micritique très fin beige, parfois à petits birds eyes, ne présentant pas de gros débris en surface. Dans ces bancs, s'intercalent souvent des lits centimétriques de biosparite à petits éléments.

En lame mince

Ce faciès correspond à une biomicrorite (wackestone) contenant des éléments micritisés, oncolitisés, très sombres, souvent non identifiables (25 à 50 % du volume total du sédiment). On observe souvent des vides intergranulaires de petite taille, montrant parfois un remplissage géopète.

Nature des bioclastes

Les rares bioclastes qui peuvent être identifiés sont des débris de Bivalves microperforés et oncolitisés, de rares microgastéropodes et Algues usées. La microfaune infralittorale est moins abondante et moins variée que celle des faciès précédents: Miliolidés, Trocholines, Pseudotriloculines. Les Orbitolinidés sont pratiquement absents.

4) Conclusion: reconstitution des milieux de dépôt

Les faciès du domaine interne appartenant à l'étage infralittoral sont représentés par 4 faciès principaux, numérotés de 15 à 18. Le passage entre chaque type de faciès est progressif et s'observe bien dans les coupes étudiées (fig.33). Les faciès 15, 16 et 17 possèdent deux variantes traduisant des degrés d'agitation différents dans des sédiments de même nature (pl.I, photos 13 à 18). La superposition et l'agencement de ces faciès sont les suivants:

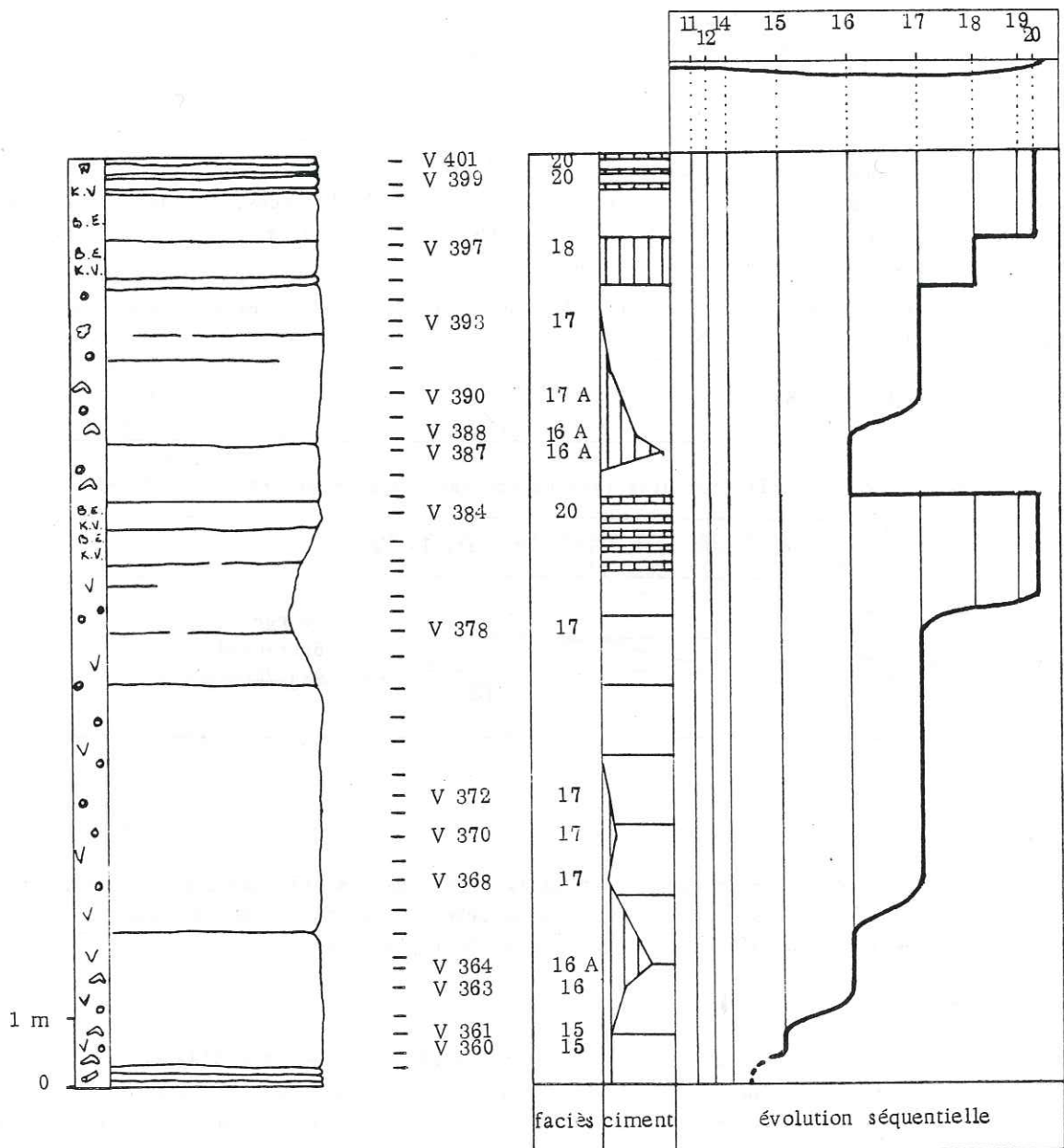


Fig 33 : Superposition et agencement des faciès du domaine interne dans la coupe du Bourget

Dans la première séquence, les passages sont progressifs entre les faciès 15 à 17, le faciès 18 est absent.

Dans la seconde séquence, les passages entre les faciès se font de manière plus saccadée. Le faciès 18 est représenté en sommet de séquence, précédant les faciès de plage.

Légende des figurés : se reporter à la fig 14.

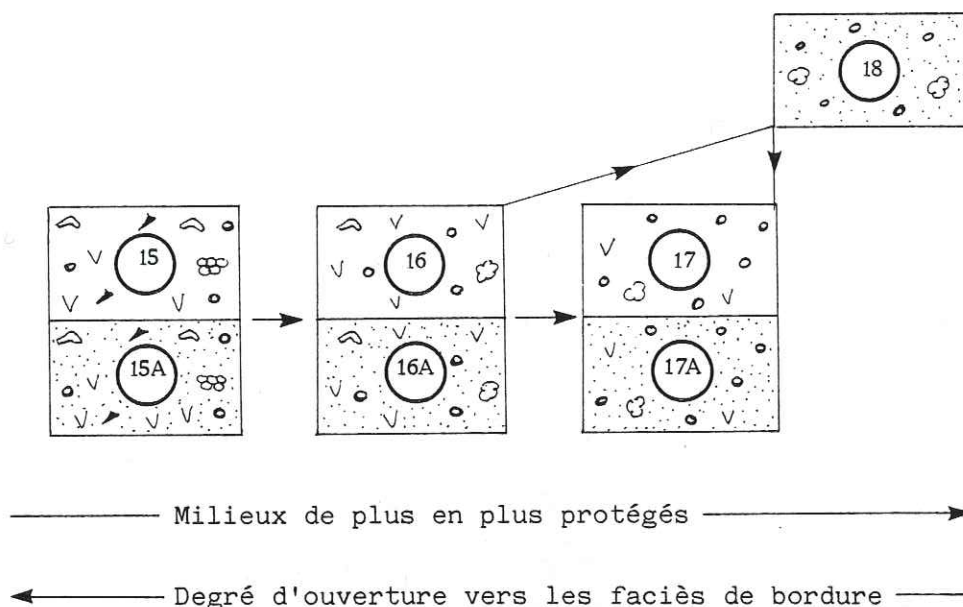
||| micrite = sparite
 w ciment asymétrique

K.V. : keystone vugs

B.E. : birds eyes

	Faciès 15	Faciès 16	Faciès 17	Faciès 18
	Biosparite à biomicrite à microfaune infralittorale abondante (nombreux Orbitolinidés) et à quelques débris externes (Echinodermes, Serpules).	Biosparite à biomicrite à microfaune infralittorale abondante et à très rares Orbitolinidés et débris externes.	Biosparite à biomicrite à grains micritisés, à microfaune infralittorale abondante et à oncolites.	Biomicrorite à débris d'origine interne fortement micritisés et oncolitisés.
- débris d'Annélidés	—	—	—	—
- débris d'Echinodermes	—	—	—	—
- débris de Rudistes	—	—	—	—
- Foraminifères	—	—	—	—
.abondance (grande à nulle)	—	—	—	—
.variété (grande à nulle)	—	—	—	—
.taille (grande à petite)	—	—	—	—
.présence d'Orbitolinidés	—	—	—	—
.présence de Pseudotriloculines	—	—	—	—
- oncolites	—	—	—	—
- micritisation des débris	—	—	—	—

Fig 34 : Caractères principaux des faciès du domaine interne de l'étage infralittoral.



L'évolution de ces faciès correspond à un isolement progressif des milieux de dépôt. Les caractères principaux de cette tendance sont: (fig. 34)

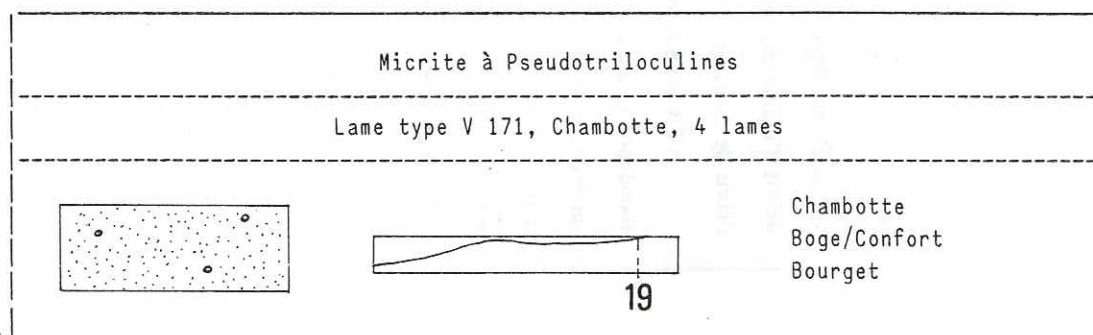
- la disparition des débris d'organismes caractéristiques du talus externe ou de la bordure tels que Bryozoaires, Echinodermes ou Annélides. Quelques débris sont encore présents dans le faciès (14), ils deviennent de plus en plus rares, jusqu'à disparaître totalement dans les faciès (17) et (18).
- une diminution de la taille, de la variété et de l'abondance des Foraminifères.
- la présence d'oncolites dans les faciès (17) et (18).
- une micritisation poussée des débris, surtout à leur périphérie.

B) LES MILIEUX MEDIO A SUPRA LITTORAUX DU DOMAINE INTERNE

Dans le domaine interne, les faciès typiques de l'étage médio à supralittoral caractérisent deux sortes de milieux de dépôt:

- des milieux où le degré d'agitation est très faible, correspondant aux micrites à Pseudotriloculines (faciès 19);
- des milieux où l'hydrodynamisme est très élevé, correspondant aux biosparites à keystone vugs, ciment asymétrique ou microcavernes (faciès 20).

Faciès 19



Sur le terrain

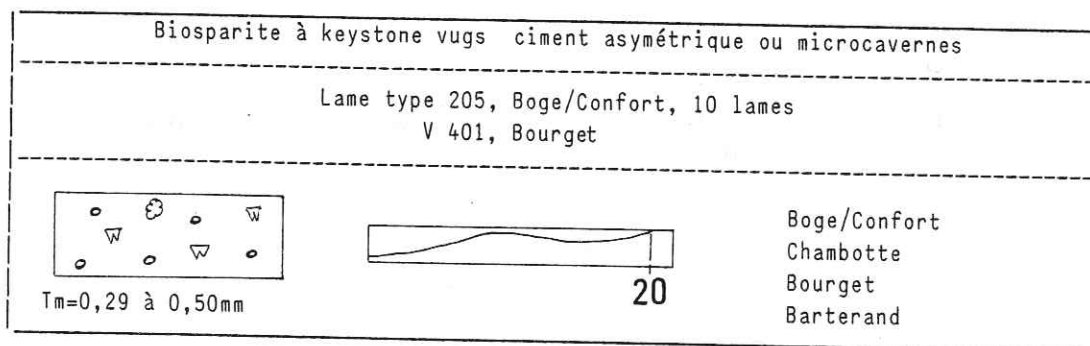
Ce faciès se présente sous la forme de petits bancs décimétriques de calcaire fin micritique sans bioclastes apparents, à pâte grise et à cassure beige. Ces bancs peuvent être intercalés dans des bancs de biosparite grossière où ils apparaissent souvent en retrait.

En lame mince

Il s'agit d'une micrite (mudstone) contenant peu d'éléments (au maximum 10 % du volume total), correspondant à quelques bioclastes (débris de tests très fins représentant des valves d'Ostracodes) et à une microfaune peu variée de petite taille (essentiellement des Pseudotriloculines). Les Schyzophytoïdes sont peu fréquents, mais occupent parfois un volume important. La dissolution des tests des Pseudotriloculines est fréquente, suivie d'un remplissage postérieur, donnant ainsi des figures géopètes.

Les birds eyes sont relativement abondants, généralement de petite taille.

Faciès 20



Sur le terrain

Ce faciès se présente en bancs décimétriques à demi-métriques de biosparite grossière, intercalées de petits lits centimétriques de calcaire fin micritique à birds eyes. Les bancs sont gris clair en pâte, beige en cassure. En cassure fraîche, les biosparites grossières ont une apparence de nougat, beige à rose. Les keystone vugs sont peu nombreux, parfois visibles sur le terrain, représentés par de petites bulles millimétriques de calcite transparente.

On note quelques rares débris de petits Rudistes et parfois de grosses oncolites de couleur blanche.

En lame mince

. Les biosparites à keystone vugs:

Ces biosparites (grainstones) contiennent trois sortes d'éléments: des bioclastes parfois de grande taille (jusqu'à 1 cm), souvent recristallisés et usés (20 à 40 % du volume total), des débris micritisés (20 à 30 %) et des oncolites souvent de grande taille. Les bioclastes sont représentés par des débris souvent recristallisés de Rudistes et parfois de Madréporaires. La microfaune est peu abondante, d'origine infralittorale, de taille moyenne: Miliolidés, Trocholines, Nautiloculines.

Les grains sont très mal classés, leur taille varie de 0,1 mm à 1 cm. Les keystone vugs sont de diamètre supérieur à la taille des grains qui les entourent:

. Biosparites et biomicrites à ciment asymétrique ou microcavernes

Ces faciès contiennent environ 50 % d'éléments, essentiellement de la microfaune de grande taille (Miliolidés, Quinqueloculines, Pseudotriloculines, Arenobulimina, Andersenia...) et quelques Algues remaniées.

Le ciment asymétrique se présente, sous les grains, en une frange jaunâtre irrégulière de cristaux en aiguilles.

Dans le cas des microcavernes, l'induration est précoce, souvent liée à l'activité algaire et c'est dans les vacuoles qu'apparaît le ciment asymétrique, sous forme de microstalactites et plus rarement de microstalacmites.

3) Conclusion: Reconstitution des milieux de dépôt

Les faciès de l'étage médio à supralittoral, définis par les deux faciès types (19) et (20), ont en commun des structures particulières, caractéristiques des milieux habituellement émergés et témoignant parfois d'une induration précoce. Ce sont des figures sédimentaires telles que les birds eyes dans les micrites à Pseudotriloculines (19), les ciments asymétriques, keystone vugs ou microcavernes dans les biosparites grossières (20). (pl.I, photos 19 et 20).

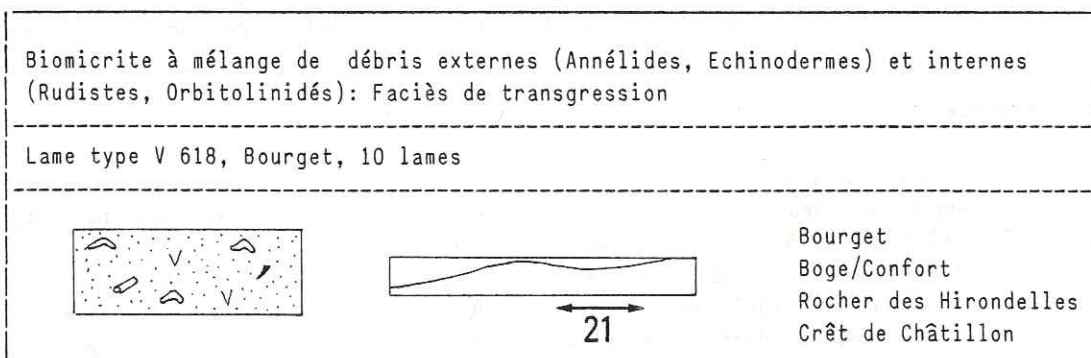
Ces deux faciès types sont paléogéographiquement proches, mais témoignent de conditions de dépôt différentes:

- les micrites à Pseudotriloculines (19) se sont déposées dans un environnement calme, protégé, comparable à celui des marais maritimes.

- les biosparites à keystone vugs et ciment asymétrique correspondent à des dépôts en milieu généralement très agité et temporairement émergé. Ces deux faciès affleurent de façon caractéristique en petits lits décimétriques, alternant sur quelque fois un mètre d'épaisseur (coupe du Bourget). Ils occupent des positions proches sur le profil théorique.

C - LES FACIES DE TRANSGRESSION DANS LE DOMAINE INTERNE

Faciès 21



Sur le terrain

Ce faciès est connu au sommet des coupes du Bourget, de Boge/Confort, du Rocher des Hirondelles et du Crêt de Châtillon, les trois dernières coupes ayant été levées par CONRAD. Il est bien repérable sur le terrain, puisqu'il est représenté par des bancs décimétriques, bien lités de calcaire micritique fin, au-dessus de bancs massifs plurimétriques. La couleur est elle aussi caractéristique, plus sombre et plus colorée que celle des bancs sous-jacents: gris en pâte, gris beige en cassure. C'est un calcaire très fin, où l'on reconnaît des débris d'Annélides.

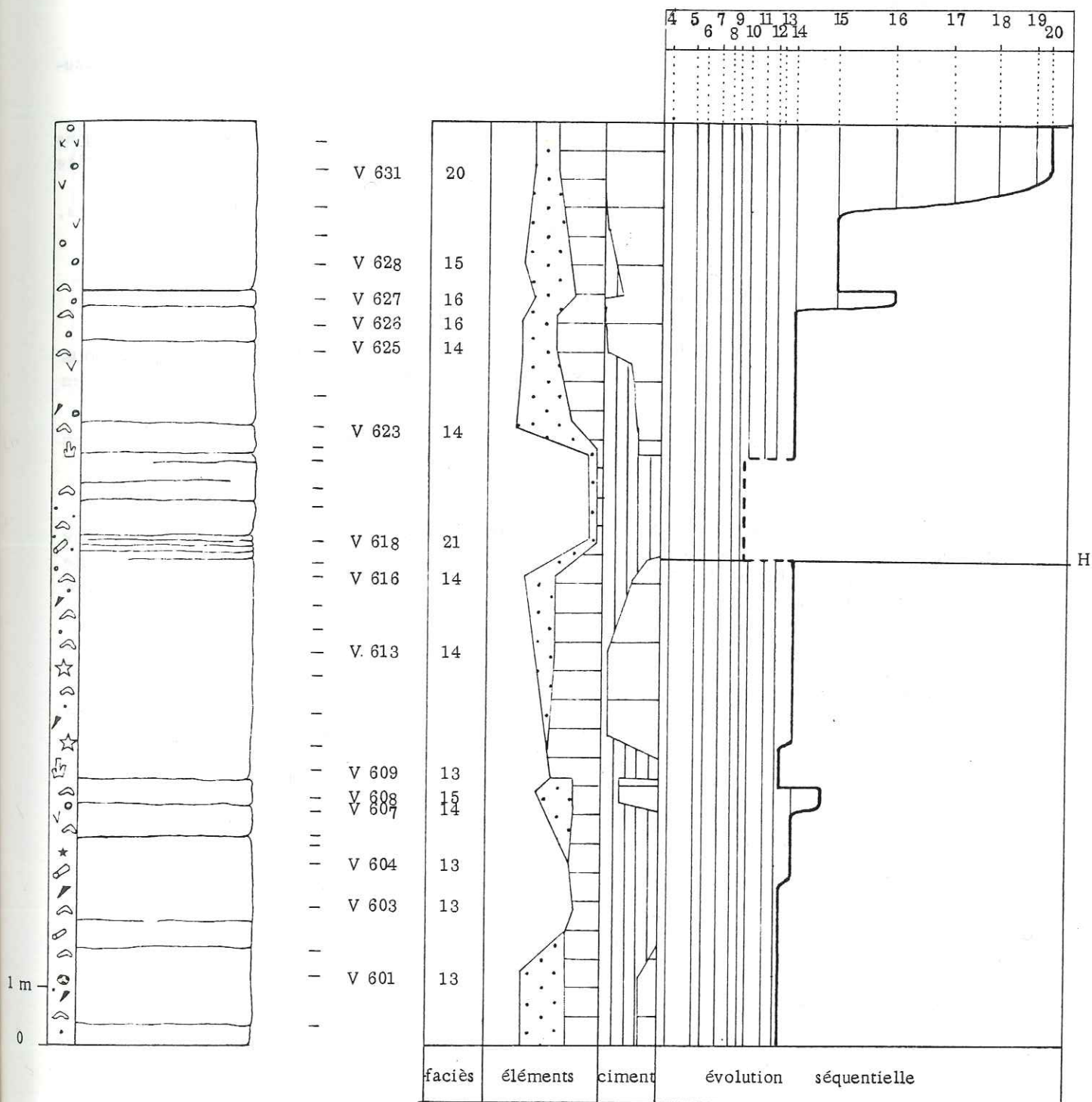


Fig 35 : Position des faciès de transgression 21 dans le sommet de la coupe du Bourget au dessus de l'horizon de discontinuité H

Ces faciès ont été annoncés par les faciès 13 quelques mètres au-dessous. Le faciès 21 est localisé en pointillé car il est difficile de le situer précisément.

Légende des figurés : se reporter à la fig 14

||| micrite ▬ sparite ○ Algues (*Carpathoporella fontis*) K.V. : keystone vugs

En lame mince

Il s'agit d'un mudstone, sombre dont les éléments (essentiellement des bioclastes) occupent environ 10 % du volume total.

Les bioclastes sont d'origine variée et se partagent en deux lots: le premier, d'origine circalittorale, est représenté par des débris d'Annélides libres, des Lenticulines de petite taille, des débris de tests et quelques radioles d'Echinodermes et spicules de Spongiaires. Le deuxième, d'origine infralittorale, comprend des débris de Rudistes, des Néotrocholines, Arenobulimina, Glomospira et Orbitolinidés de grande taille, typiques du domaine interne.

2) Interprétation des milieux de dépôt

Les faciès de transgression (21) sont peu répandus et ne sont connus qu'au sommet de la falaise urgonienne où ils constituent des niveaux repères (fig.35). Ils sont caractérisés par:

- un affleurement en petits bancs grisâtres contrastant avec les bancs massifs beiges des faciès du domaine interne sous et sus-jacents;
- un microfaciès présentant un mélange de faune d'origine variée.

Ces faciès représentent une perturbation dans l'évolution des milieux de dépôt du domaine interne, celle-ci correspondant vraisemblablement à une brusque augmentation de la profondeur et à des communications plus aisées avec les milieux circalittoraux externes.

D - CONCLUSION

Les sept faciès-types du domaine interne se rassemblent en trois groupes:

- des faciès caractérisant l'étage infralittoral (15, (16), (17), (18);
- des faciès typiques de l'étage médio à supralittoral (19), (20);
- des faciès de transgression (21).

Leur raccordement avec les faciès de bordure se fait par l'intermédiaire des faciès de transition (13) et (14) appartenant au domaine de la bordure interne.

Les caractères généraux de ces faciès sont résumés dans la figure 36, d'où l'on peut dégager les critères fondamentaux qui les définissent.

1) Les faciès de l'étage infralittoral du domaine interne sont caractérisés par:

- la disparition totale (Bryozoaires) ou progressive (Annélides, Echinodermes) des organismes observés dans les faciès du talus externe ou de la bordure;
- le développement des Rudistes, qui avaient déjà fait leur apparition dans le faciès (13);
- une micritisation de plus en plus importante des bioclastes, d'abord à leur périphérie, puis totale entre les faciès (15) à (18);
- une modification progressive de la microfaune comprenant deux étapes. Des faciès de bordure au faciès (15), on observe une augmentation de la taille des individus et de leur fréquence (jusqu'à 30 % du volume total).

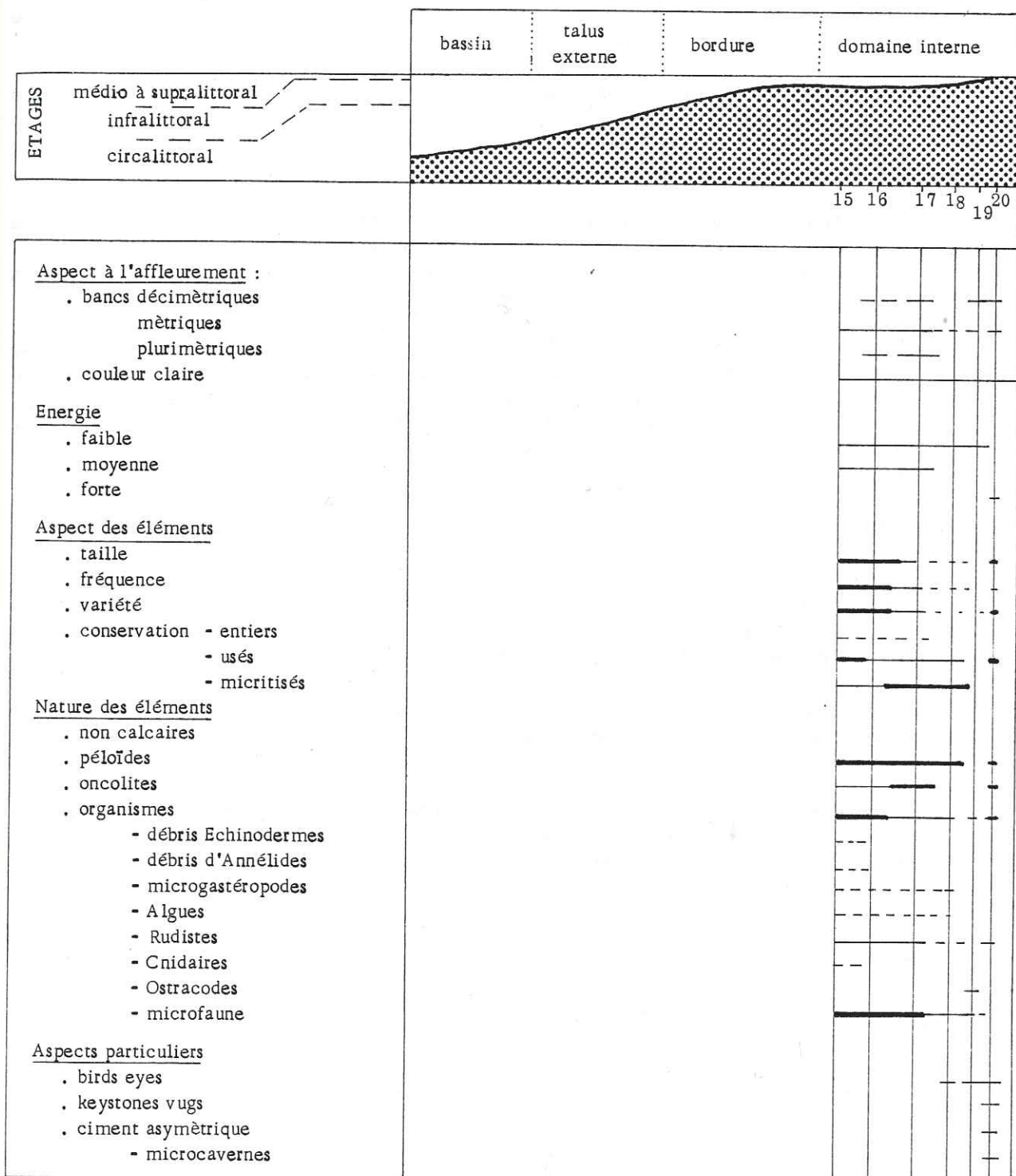


Fig 36 : Principaux caractères des faciès du domaine interne.

Du faciès (15) au faciès (18), la tendance s'inverse, la taille et la variété des Foraminifères décroissent, notamment avec la disparition de certaines familles (Nodosariidés, Orbitolinidés.);

- l'existence de deux contextes sédimentologiques pour chaque type de faciès décrit, l'un en milieu agité, l'autre en milieu calme protégé.

2) *Les faciès de l'étage médio à supralittoral* ont en commun des figures sédimentaires particulières, telles que les birds eyes dans les dépôts vaseux, des keystone vugs, ciments asymétriques ou microcavernes dans les milieux sableux, mettant en évidence une induration précoce.

3) *Les faciès de transgression du domaine interne* sont caractérisés essentiellement par un mélange de faune (Annélides, Echinodermes, Rudistes) et de microfaune (Lenticulines, Néotrocholines et Orbitolinidés) appartenant habituellement à deux domaines distincts.

Hormis les faciès de transgression, les divers caractères des faciès du domaine interne traduisent l'existence d'une paléogéographie irrégulière présentant des zones plus ou moins agitées ou au contraire protégées, ainsi qu'une évolution, du faciès (15) au faciès (20), vers des milieux de dépôt de moins en moins profonds, voire émergés.

V - CONCLUSION

L'étude sédimentologique des faciès de l'Hauterivien et du Barrémo-Bédoulien a permis de reconstituer un ensemble de plate-forme carbonatée à partir de la description de 21 faciès types.

Ces 21 faciès appartiennent à quatre domaines paléogéographiques: le bassin, le talus externe, la bordure et le domaine interne de la plate-forme (fig.13 et planche I).

Le bassin est représenté par des dépôts hémipélagiques de la partie inférieure de l'étage circalittoral: marnes et calcaires marneux colorés parfois riches en quartz ayant fourni la presque totalité des Ammonites et Oursins recueillis dans les diverses coupes.

Le microfaciès correspond à des biomicrites à spicules de Spongiaires et débris d'Echinodermes, faciès (1) et (2). L'évolution vers des milieux moins profonds se traduit par une augmentation de la taille des grains et du pourcentage des débris d'Echinodermes, alors que les spicules de Spongiaires deviennent de plus en plus rares.

Ce sont les dépôts les plus profonds que l'on peut rencontrer dans la série étudiée, ils caractérisent une bonne partie de l'Hauterivien et sont pratiquement inconnus dans les assises barrémiennes.

Le talus externe est caractérisé par deux sortes de dépôts, de signification paléogéographique différente. Les premiers sont représentés par des calcaires de granulométrie fine, renfermant une faune peu variée d'origine circalittorale avec toutefois quelques débris très usés provenant de milieux moins profonds (Bryozoaires, Annélides), faciès (3) et (4). Le deuxième type de dépôt correspond à des calcaires bioclastiques grossiers ocre, renfermant des débris abondants et de grande taille de Bryozoaires, d'Annélides, d'Echinodermes (en particulier de Crinoïdes), de Brachiopodes et de Bivalves. La microfaune est pratiquement absente et peu variée. Ces

associations biologiques appartiennent à la partie supérieure de l'étage circalittoral et caractérisent des dépôts moins profonds que ceux du groupe précédent. Dans de tels faciès, les ralentissements de sédimentation se traduisent par l'abondance localisée d'une macrofaune typique, plus ou moins autochtone, bien conservée (Huîtres, Bryozoaires de grande taille) dans des niveaux qui présentent à l'affleurement des surfaces durcies colorées. Ces faciès bioclastiques du talus externe (faciès (5), (6), (7) sont connus dans l'Hauterivien inférieur, où ils se situent généralement en sommet de séquence; dans l'Hauterivien supérieur et dans le Barrémien inférieur où ils précèdent les faciès bioclastiques et oolitiques de bordure.

La bordure de la plate-forme correspond généralement à des milieux de dépôt où l'agitation est importante, et dont les caractères sont intermédiaires entre ceux des faciès bioclastiques du talus externe et ceux des faciès internes. On peut distinguer deux ensembles caractérisés par l'importance des apports soit du domaine externe pour les faciès (8) à (12), soit du domaine interne pour les faciès (13) et (14). Cette limite peut ainsi être considérée comme une ligne de partage entre les deux domaines interne et externe. Le premier groupe correspond à un ensemble de faciès soit à intraclastes, oolites ou bioclastes usés, bien classés, soit à des débris résultant du démantèlement de biohermes à Cnidaires, témoignant dans les deux cas de milieux peu profonds et agités. Le second groupe caractérise des milieux proches du domaine interne de la plate-forme comme en témoigne l'apparition de groupes particuliers, tels que les Rudistes, et d'une microfaune d'origine infralittorale d'un type nouveau (Orbitolinidés, Miliolidés..). Ces faciès renferment toujours cependant des éléments appartenant au domaine externe (Bryozoaires, Annélides, Echinodermes).

Le domaine interne de la plate-forme correspond à des milieux de dépôt peu profonds, témoignant de deux contextes sédimentologiques différents. Le premier groupe de faciès (15) à (18) appartient à l'étage infralittoral; il est caractérisé par l'installation des Rudistes, par une microfaune variée, de grande taille, et par une micritisation importante des débris. Ces caractères évoluent du faciès (15) au faciès (18), avec une modification de la faune devenant progressivement moins abondante et moins variée, annonçant un deuxième groupe de faciès. Ces faciès, qui possèdent des structures sédimentaires particulières, parfois typiques des niveaux proches de l'émer-sion, caractérisent l'étage médio à supralittoral (faciès (19) et (20)).

Les faciès de transgression dans le domaine interne sont des faciès particuliers, caractérisés essentiellement par un mélange de faune provenant de milieux variés; ils témoignent d'une perturbation importante dans l'évolution sédimentologique, traduisant un approfondissement brutal des milieux de dépôt.

D'une manière générale, de la base de l'Hauterivien au Barrémien supérieur, ces quatre groupes de faciès se succèdent, mettant ainsi en évidence une mégaséquence de comblement. Cette évolution est toutefois interrompue par de nombreuses anomalies sédimentologiques, témoins d'événements majeurs qui vont modifier la paléogéographie régionale. L'étude sédimentologique qui a permis de comprendre et de reconnaître les milieux de dépôt de l'Hauterivien et du Barrémo-Bédoulien, sera ainsi à la base d'une étude stratigraphique régionale.

PLANCHE I

Position des 20 faciès-types décrits sur le profil théorique d'une plate-forme carbonatée

Les faciès hémipélagiques de bassin

- Faciès 1 - Biomicrite à spicules de Spongiaires, à éléments de petite taille. VS 29, Sillens, Hauterivien inférieur.
- Faciès 2 - Biomicrite à débris d'Echinodermes et spicules de Spongiaires, à éléments de taille moyenne. VS34, Sillens, Hauterivien inférieur.

Les faciès du talus externe

Les faciès caractéristiques de la partie inférieure de l'étage circalittoral

- Faciès 3 - Biopelsparite à débris arrondis de petite taille (péloïdes et débris d'Echinodermes dominants). V 5, Chambotte, Hauterivien.
- Faciès 4 - Biopelsparite à débris arrondis ou allongés de taille moyenne. VB 81, Barterand, Barrémien.

Les faciès caractéristiques de la partie supérieure de l'étage circalittoral

- Faciès 5 - Biosparite litée à gros débris allongés d'Echinodermes, de Bryozoaires et d'Annélides VS 12, Sillens, Hauterivien inférieur.
- Faciès 6 - Biosparite à débris de Bryozoaires et Crinoïdes de grande taille. VM 78, Menthières, Hauterivien inférieur.
- Faciès 7 - Biomicrite à Bryozoaires, Huîtres et Serpules autochtones ou subautochtones. VM 238, Menthières, Hauterivien inférieur.

Les faciès de la bordure

Les faciès de la bordure externe

- Faciès 8 - Biointrasparite à éléments de grande taille, roulés. V 23, Chambotte, Hauterivien.
- Faciès 9 - Oobiosparite VS 130, Sillens, Hauterivien supérieur.
- Faciès 10 - Oosparite, VM 165, Menthières, Barrémien.
- Faciès 11 - Biosparite hétérométrique à Bryozoaires, Serpules et Cnidaires. VZ 303, Semnoz, Barrémien.
- Faciès 12 - Biosparite bien classée, à débris micritisés à leur périphérie, parfois à oolites naines-V 83, Chambotte, Barrémien.

Les faciès de la bordure interne

- Faciès 13 - Biomicrite à Bryozoaires, débris de Rudistes et de Madréporaires. VM 182, Menthières, Barrémien.
- Faciès 14 - Biosparite hétérométrique à biomicrite, à éléments roulés, à Bryozoaires, Echinodermes et nombreux Orbitolinidés. V 702, Bourget, Barrémien.

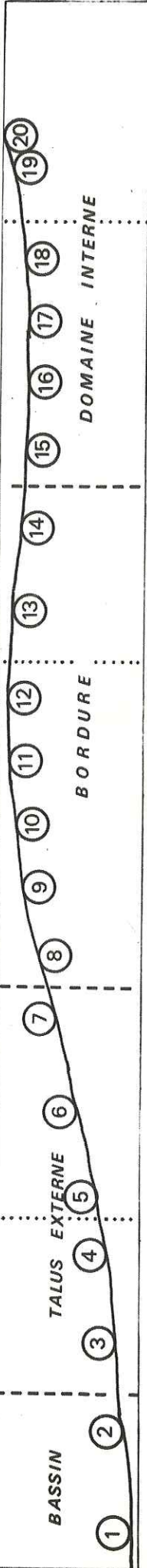
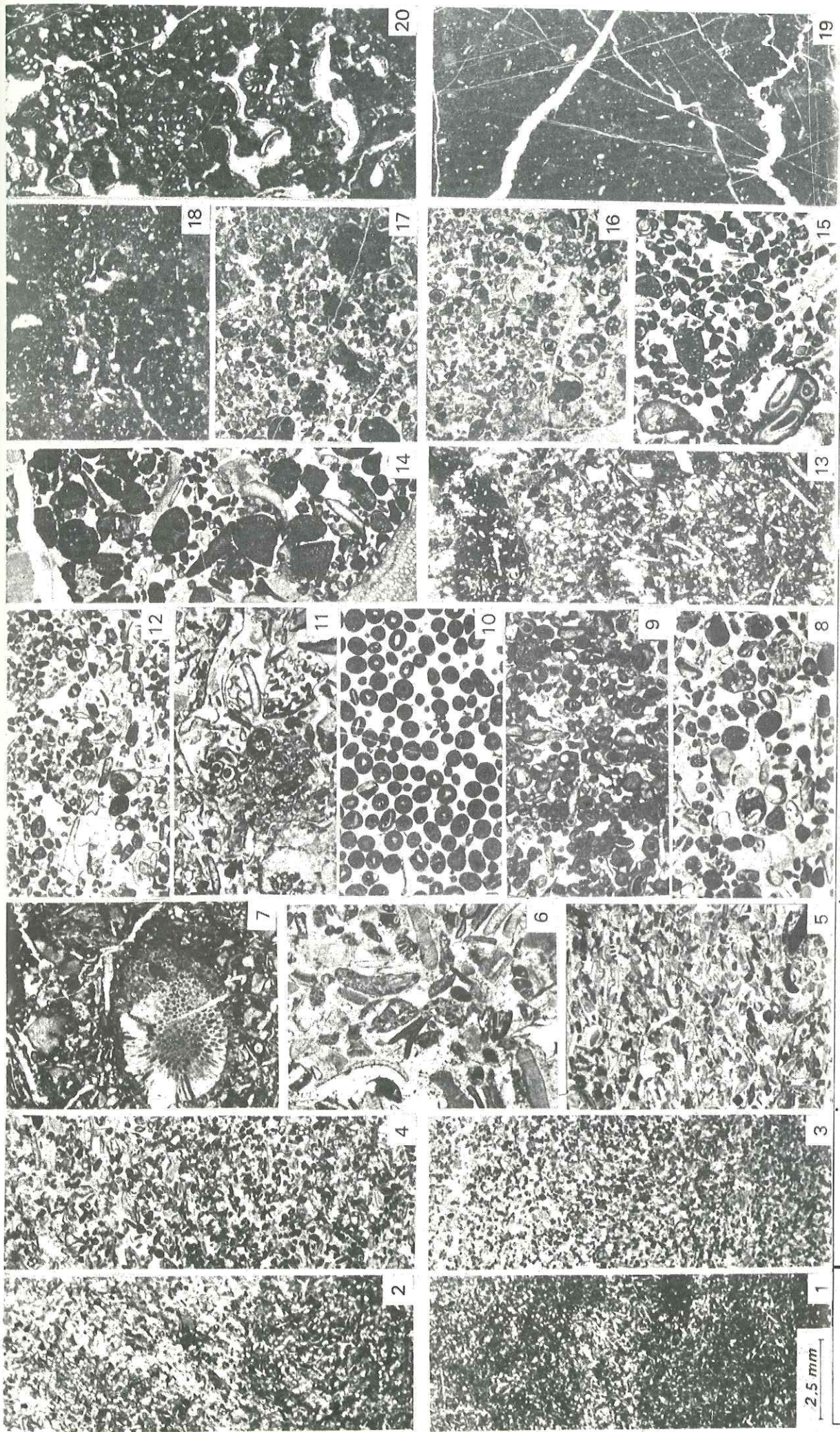
Les faciès du domaine interne de la plate-forme

Milieux infralittoraux

- Faciès 15 - Biosparite à biomicrite à microfaune infralittorale abondante (nombreux Orbitolinidés) et à quelques débris externes (Echinodermes, Serpules) V 608, Bourget, Barrémien
- Faciès 16 - Biosparite à biomicrite à microfaune infralittorale abondante à très rares Orbitolinidés et débris externes, V 281, Bourget, Barrémien.
- Faciès 17 - Biosparite à biomicrite à grains micritisés, microfaune infralittorale abondante et oncolites. V 263, Bourget, Barrémien.
- Faciès 18 - Biomicrite à débris d'origine interne fortement micritisés et oncolitisés. V 244, Bourget, Barrémien.

Milieux médio à supralittoraux

- Faciès 19 - Micrite à Pseudotriloculines. V 171 Chambotte, Barrémien.
- Faciès 20 - Biosparite à keystone vugs, ciment asymétrique ou microcavernes. V 401, Bourget, Barrémien.



ien

CHAPITRE III

ETUDE MINÉRALOGIQUE

- I INTRODUCTION
- II LE CONTEXTE SÉDIMENTOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DES
DEUX COUPES CHOISIES
- III MINÉRALOGIE
- IV CONCLUSION

I - INTRODUCTION

A - PRESENTATION DE L'ETUDE

La série de l'Hauterivien et du Barrémien a été caractérisée, dans les chapitres précédents, par de nombreux critères sédimentologiques et stratigraphiques.

Il nous a paru intéressant, pour une meilleure compréhension des milieux de dépôt et pour une meilleure appréhension du schéma paléogéographique, de compléter ces données par une analyse minéralogique détaillée, menée dans le même état d'esprit et à la même échelle.

Ces analyses ont été effectuées à l'Institut de Géologie de Neuchâtel, sous la direction de B. KUBLER.

B - CHOIX DES COUPES ETUDIEES

L'étude minéralogique a porté sur les coupes de Sillens et de Barterand (localisation fig.2) pour trois raisons:

- ces deux coupes, levées à quelques kilomètres de distance se corrélaient facilement et permettent l'étude d'une coupe à peu près complète, bien datée par Ammonites, Oursins et microfaune (figures en annexe) depuis l'extrême base de l'Hauterivien inférieur jusqu'au Barrémien;

- les corrélations entre ces deux coupes reposant sur des données sédimentologiques et paléontologiques, il était intéressant de savoir si celles-ci coïncidaient ou non avec des corrélations d'ordre minéralogique;

- enfin, C. DARSAC menant le même type d'étude dans le Berriasio-Valanginien de la Chambotte (localisation, fig.2), ces coupes ont été choisies à proximité de ce massif, en vue d'obtenir une analyse minéralogique pratiquement continue depuis le Berriasien jusqu'au Barrémien.

C - MOYENS ET METHODES

Les échantillons prélevés pour l'analyse sédimentologique ont pratiquement tous été utilisés, sauf dans les passages très monotones. Au total, 222 échantillons ont été analysés dont 128 pour la coupe de Sillens, et 94 pour la coupe de Barterand.

Après décarbonatation totale des échantillons par l'acide chlorhydrique, les minéraux argileux et minéraux accessoires inférieurs à 16μ et 2μ ont été extraits par sédimentation, puis analysés par diffraction X d'après la technique des plaquettes orientées, sur échantillon séché à l'air, puis traité à l'éthylène glycol.

L'étude minéralogique a porté seulement sur les diagrammes 2μ . Le dosage relatif des phyllites est obtenu en sommant à 100% les intensités mesurées en hauteur de pic sur les préparations traitées à l'éthylène glycol. Ces hauteurs de pic sont prises à partir du niveau du bruit de fond, en essayant de respecter le même type d'arrondi pour tous les échantillons entre 2° et $10^\circ 2\theta$.

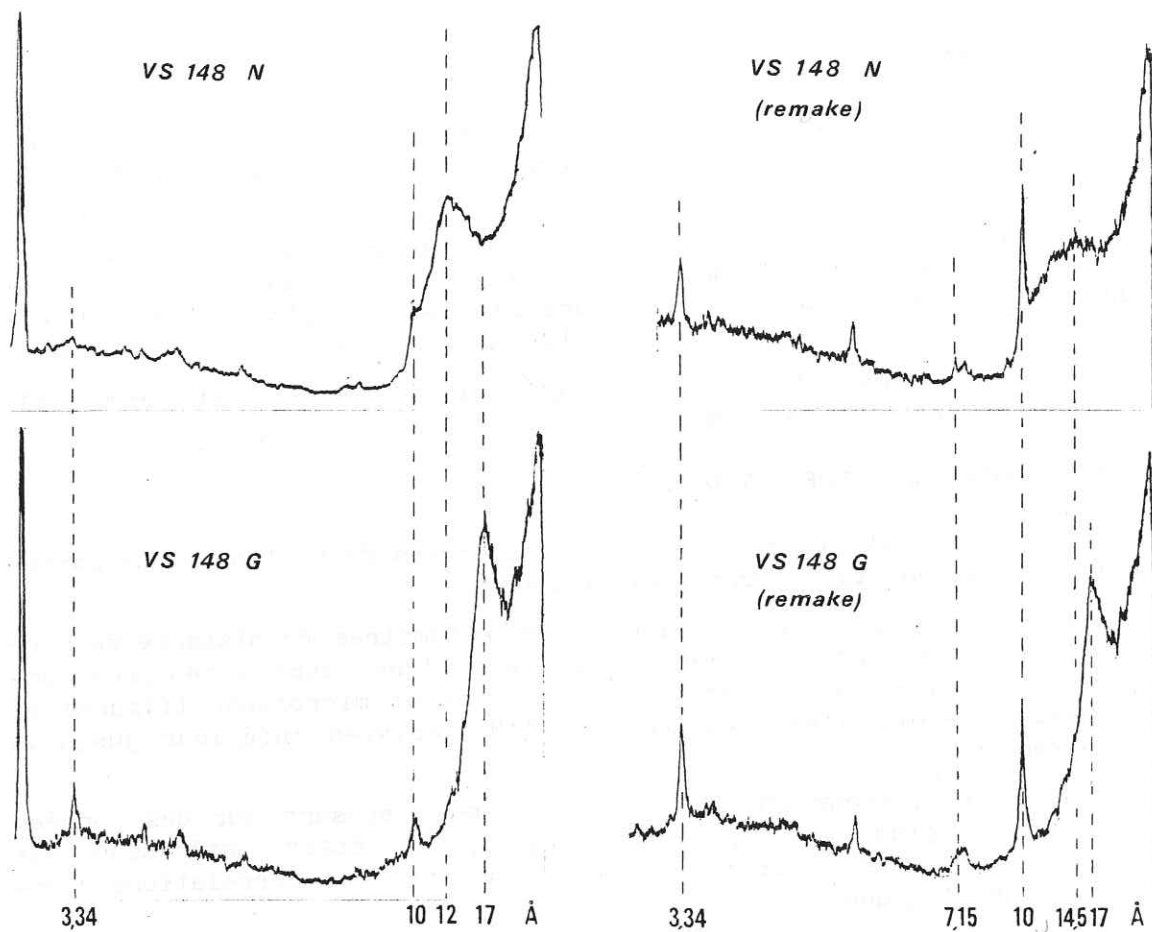


Fig 37 Modification des diffractogrammes après une décarbonatation plus poussée.

VS 148 avec un reste de calcite

- Smectite 12 Å	83%
- Illite	17%
- I.A.E.G.	0,45°2θ

VS 148 après une 2^e décarbonatation

- Smectite 14 Å	46,4%
mal cristallisée	
- Muscovite	41%
- Kaolinite	6,8%
- Chlorite	6,8%
- I.A.E.G.	0,22°2θ

N : passage normal

G : passage à l'éthylène glycol

Remake : second passage.

Les raies sont mesurées à 17 Å pour les smectites, à 12,5 Å pour les interstratifiés de type 1, à 13,5 Å pour les interstratifiés de type 2, à 10 Å pour l'illite-micas et à 7 Å pour la kaolinite.

Le rapport kaolinite-chlorite s'établit sur le pic double vers 3,5 Å. L'indice d'aigu de l'illite a été mesuré à 10 Å sur les échantillons traités à l'éthylène glycol (I.A.E.G.) et correspond à la largeur à mi-hauteur du pic 001.

Les minéraux accessoires (quartz, goethite) sont représentés par la hauteur de leur pic sur échantillons traités à l'éthylène glycol, respectivement à 4,27 Å et 4,20 Å.

D - PROBLEMES DUS A UNE DECARBONATATION INSUFFISANTE DES ECHANTILLONS

La décarbonatation des calcaires purs est particulièrement difficile et il arrive qu'un peu de calcite subsiste dans la suspension. Après une deuxième décarbonatation de ces échantillons, les diffractogrammes sont parfois modifiés de façon importante, montrant des changements dans la nature des minéraux ou dans leur proportion. Un reste de calcite peut, en effet, masquer des minéraux (kaolinite, chlorite..), bloquer les smectites à 12 Å, alors qu'elles apparaissent à 14 Å après une deuxième décarbonatation, modifier les I.A.E.G. avec l'apparition de la muscovite au pic étroit et bien défini à la place de l'illite.

Les diffractogrammes de l'échantillon VS 148 avant et après une décarbonatation poussée illustrent bien ces modifications (fig.37). Tous les échantillons présentent un reste de calcite n'ayant pas subi systématiquement une décarbonatation plus poussée, il faudra donc émettre quelques réserves lors de l'interprétation de certains diffractogrammes.

II - LE CONTEXTE SEDIMENTOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DES DEUX COUPES CHOISIES

Pour une meilleure exploitation des résultats de l'analyse minéralogique, il est important d'avoir à l'esprit les données sédimentologiques et stratigraphiques exposées dans les chapitres précédents.

A - DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES (fig.38)

Les échantillons ont été distribués sur un profil théorique de plate-forme carbonatée en définissant des groupes de faciès qui sont, du moins profond au plus profond: les faciès de bassin et du talus externe, les faciès de "bordure", les faciès du domaine interne de la plate-forme.

L'évolution de ces faciès est traduite par une courbe d'évolution séquentielle mettant en évidence des séquences 1, 2, 3 ..., interrompues par des horizons de discontinuité A, B, C, D, E.

B - DONNEES STRATIGRAPHIQUES

Les deux Ammonites trouvées dans les niveaux marneux au milieu de la coupe de Sillens datent ces bancs de la partie sommitale de l'Hauterivien inférieur. La microfaune (Ostracodes et Lenticulines), les Oursins et les Brachiopodes ont permis de confirmer cette datation.

C - LES CORRELATIONS ENTRE LES COUPES DE SILLENS ET DE BARTERAND

Les corrélations s'appuient sur des données sédimentologiques et en particulier sur l'existence, dans les deux coupes, d'une discontinuité importante dans les faciès oolitiques de bordure. Au-dessus de cette discontinuité appelée D, les faciès caractérisent à nouveau des milieux de dépôt plus profonds typiques du talus externe, mais possèdent dans les deux cas les caractères particuliers qui annoncent une sédimentation beaucoup moins profonde, typique du domaine interne de la plate-forme.

III - MINERALOGIE

L'étude minéralogique s'est déroulée en deux étapes.

. La première consiste à identifier les minéraux phylliteux et les minéraux accessoires, d'évaluer leur pourcentage relatif pour les premiers ou seulement leur présence pour les seconds.

. La deuxième correspond à l'étude des associations minéralogiques représentées dans chaque diagramme; celles-ci sont groupées et classées par ressemblance, afin d'essayer de définir des tendances évolutives entre les différents types de diffractogrammes.

A - IDENTIFICATION ET DISTRIBUTION DES MINERAUX PHYLLITEUX ET DES MINERAUX ACCESSOIRES (fig.39)

Les méthodes d'identification et de mesure ont été exposées dans le paragraphe "moyens et méthodes".

1) *Identification des minéraux phylliteux et accessoires*

a) *Les smectites*

Trois types de smectites ont pu être différenciés sur les diffractogrammes normaux par des pics généralement à 14 Å, plus rarement à 12 Å, ou par des pics "en plateau". Après traitement à l'éthylène glycol, ces minéraux gonflent tous de la même façon en présentant un pic net à 17 Å. Les smectites sont présentes dans tous les échantillons, où elles peuvent atteindre des pourcentages très forts, proches de 90 %.

Les courbes des pourcentages relatifs mettent en évidence trois points (fig.39):

- les valeurs maximales (entre 80 et 90%) sont observées dans la partie inférieure de la coupe de Sillens, et à la base de la coupe de Barterand, dans les faciès de bassin, faciès les plus externes;
- ces valeurs diminuent rapidement dès que les faciès correspondent à des sédiments déposés dans les milieux moins profonds, du talus externe ou de la "bordure";
- elles sont faibles (15 à 30%) au sommet de la coupe de Barterand, dans les faciès du domaine interne de la plate-forme.

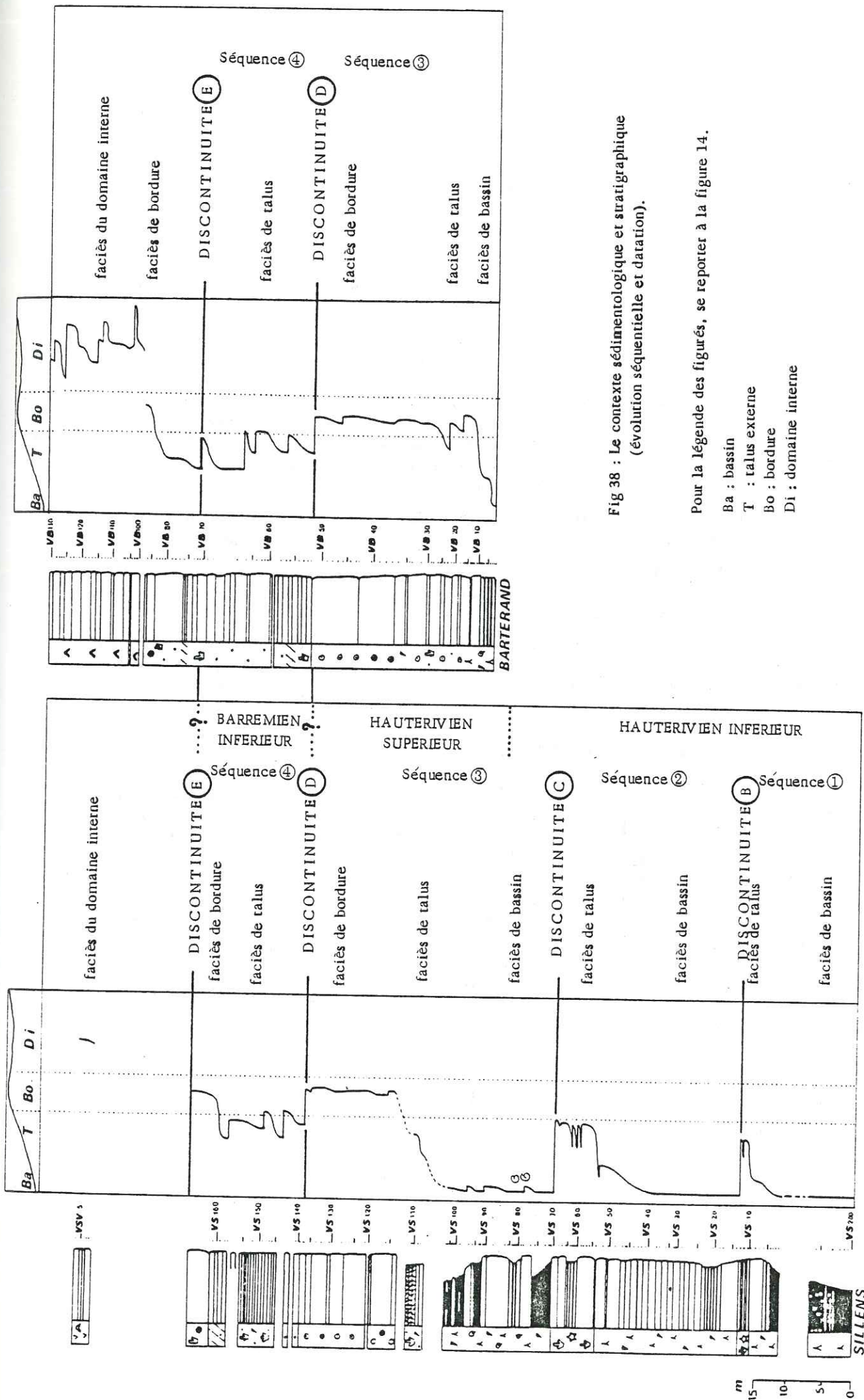


Fig 38 : Le contexte sédimentologique et stratigraphique (évolution séquentielle et datation).

Pour la légende des figurés, se reporter à la figure 14.

- Ba : bassin
- T : talus externe
- Bo : bordure
- Di : domaine interne

La courbe des pourcentages relatifs des smectites respecte l'allure générale de la courbe d'évolution séquentielle avec des valeurs maximales à la base des séquences et des valeurs minimales au sommet.

Les horizons de discontinuité majeurs sont ici aussi très nets, marqués par de brusques changements de valeurs, parfois avec un léger décalage de 1 ou 2 échantillons (discontinuité C).

Par rapport à la discontinuité, ce fait traduit probablement un changement du cortège minéralogique des apports, légèrement antérieur à l'événement sédimentologique.

Les smectites à 14 Å sont légèrement dominantes. Quelques smectites ont un pic à 12 Å bien défini ou un pic en "plateau" sur les diagrammes normaux, dans la partie supérieure de la coupe de Sillens et au sommet de la coupe de Barterand. Les smectites, souvent mal cristallisées, sont présentes à Sillens dans des sédiments typiques des milieux peu profonds de la bordure. Il faut cependant tenir compte, dans quelques échantillons d'un léger pourcentage de calcite résiduelle pouvant bloquer artificiellement les smectites à 12 Å (cf. § I.4).

A Barterand, les smectites à 12 Å ou en plateau apparaissent, de façon ponctuelle, dans des sédiments du domaine interne de la plate-forme.

Les smectites sont donc présentes dans tous les types de sédiments, avec des pourcentages relatifs s'affaiblissant du talus externe vers le domaine interne de la plate-forme.

Ce parallélisme entre la courbe des pourcentages relatifs des smectites et la courbe d'évolution des faciès montre ainsi que l'abondance relative des smectites est liée aux types de faciès et à leur position dans les différentes séquences.

b) Les interstratifiés

Ces minéraux phylliteux complexes ont été schématiquement divisés en deux groupes. Les interstratifiés de type 1 présentent, sur les diffractogrammes normaux un pic très proche de celui de l'illite avec lequel il forme un pic unique, large, situé entre 10,8 Å et 11,5 Å. Après traitement à l'éthylène glycol, ces minéraux gonflent légèrement et le pic se déplace vers 12,5 Å. Les interstratifiés de type 2, plus rares que les précédents, sont caractérisés par un pic à 12 Å sur les diffractogrammes normaux et par un pic à 13,5 Å après passage à l'éthylène glycol.

L'identification minéralogique de ces deux types d'interstratifiés ne sera pas abordée, car elle dépasse largement le but de ce travail. Ces interstratifiés apparaissent de façon irrégulière, et en de faibles proportions dans les deux coupes. A Sillens, ils ne sont présents que dans 10% des échantillons. Au sommet de la séquence 2, dans des faciès du talus externe, leur pourcentage relatif atteint 25%. Il ne dépasse pas 15% du pourcentage total des phyllites dans la coupe de Barterand, et ceci pour six échantillons ne représentant que 6,5 % du nombre total. Dans les deux coupes, les interstratifiés sont présents le plus souvent dans des sédiments du talus externe ou de la bordure, bioclastiques ou oolitiques, sans pour autant les caractériser. En effet, selon leur position séquentielle, ces faciès peuvent présenter d'autres associations minéralogiques où ne figurent pas les interstratifiés.

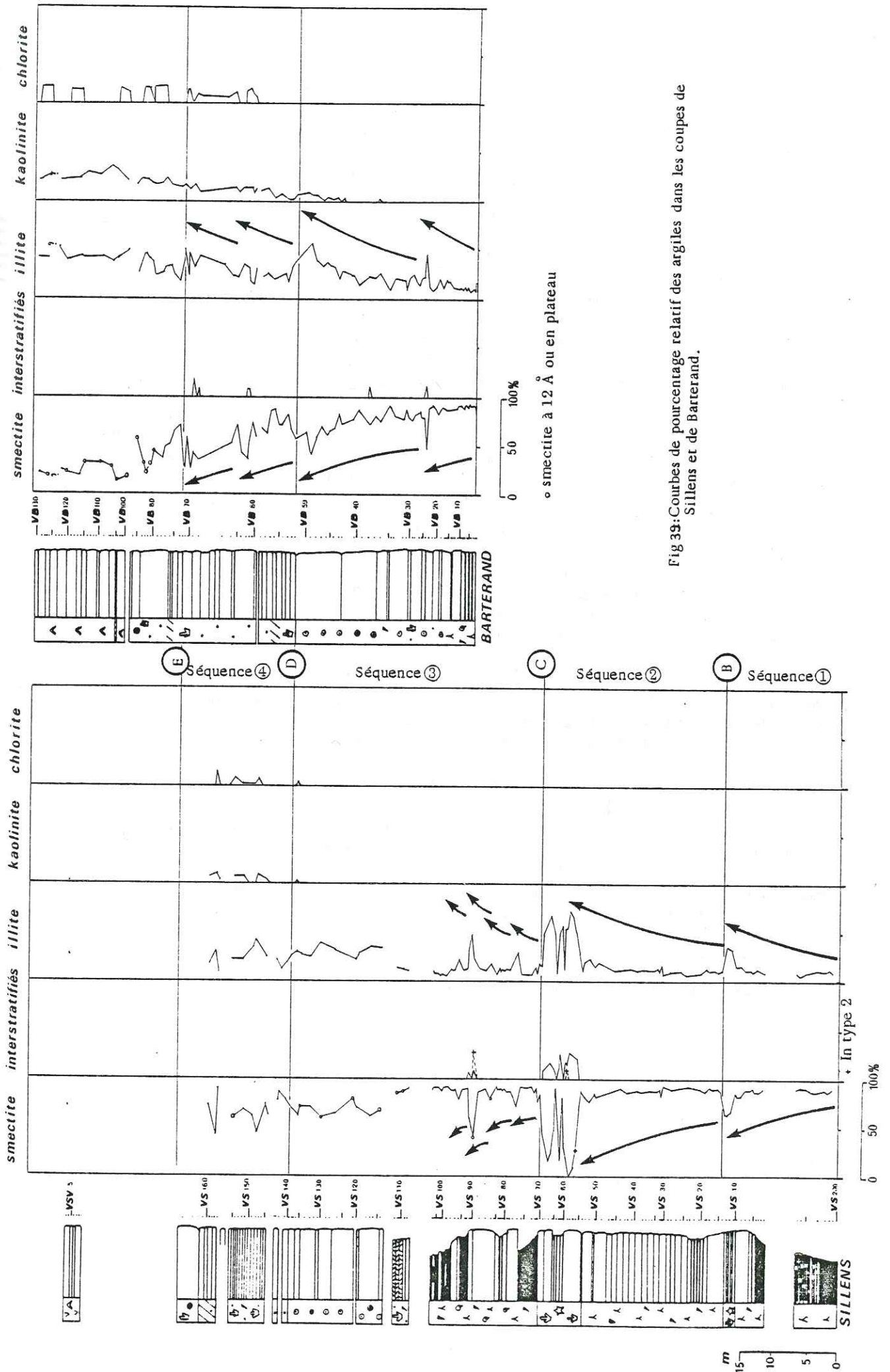


Fig 39: Courbes de pourcentage relatif des argiles dans les coupes de Silleens et de Barterand.

c) L'illite (fig. 40)

Le terme d'illite regroupe en fait les divers types d'illites ou de micas présentant un pic à 10 Å sur les diffractogrammes normaux, non modifié par le traitement à l'éthylène glycol.

c.1 - La courbe de pourcentage relatif

Les illites sont présentes dans tous les échantillons, avec des valeurs comprises entre 5 et 70% du pourcentage total des phyl-lites. Les valeurs minimales, entre 5 et 20%, s'observent dans la partie inférieure de la coupe de Sillens et à la base de la coupe de Barterand. Elles semblent caractériser les milieux de dépôts profonds, "de bassin". Ces valeurs augmentent quand les faciès évoluent vers des milieux de sédimentation moins profonds, appartenant au talus externe ou à la bordure de la plate-forme.

La courbe des pourcentages relatifs de l'illite montre ainsi un certain parallélisme avec la courbe d'évolution séquentielle (base de séquence: valeurs faibles, sommet de séquence: valeurs fortes).

Les horizons de discontinuité majeurs sont bien marqués par une chute brutale des valeurs (B et C à Sillens D (et E?) à Barterand). L'oscillation des pourcentages met aussi en évidence des mini-séquences difficiles à repérer sédimentologiquement dans des faciès monotones de type bassin (exemple du passage marneux entre VS 70 et VS 108 à Sillens). Ces remarques concernant le parallélisme entre courbe de pourcentages et courbe d'évolution séquentielle avaient déjà été faites pour les smectites. On note cependant que les courbes de pourcentages de l'illite et des smectites ont des tendances inversées. Cela vient du fait que les smectites et l'illite sont les éléments largement dominants dans la plupart des échantillons; leurs courbes de pourcentages sont donc souvent complémentaires et évoluent ainsi de façon inverse.

c.2 - Les différents types d'illite (fig. 40)

Six types d'illite peuvent être distingués d'après la forme de leur pic à 10 Å sur les diffractogrammes normaux.

. Les pics des illites a et b ne sont que de légers épaulements du pic important et large de la smectite. Ils sont fréquents dans la partie inférieure de la coupe de Sillens et à la base de la coupe de Barterand alors qu'ils sont pratiquement absents ailleurs. Ils semblent ainsi caractériser les faciès plutôt externes, du bassin ou du talus externe.

. Le type d, rare, montre un pic large qui ne permet pas de distinguer l'illite des interstratifiés de type 1.

. Le pic de l'illite e est large, indiquant une mauvaise cristallisation; il s'agit d'une vraie illite qui ne caractérise que quelques échantillons.

. Les pics de type c et f sont nets, fins, beaucoup plus marqués pour le type f où il s'agit véritablement de muscovites bien cristallisées. Ces deux derniers types s'observent dans la partie supérieure de la coupe de Sillens et dans la coupe de Barterand, caractérisant des faciès plus internes, appartenant à la bordure ou au domaine interne de la plate-forme.

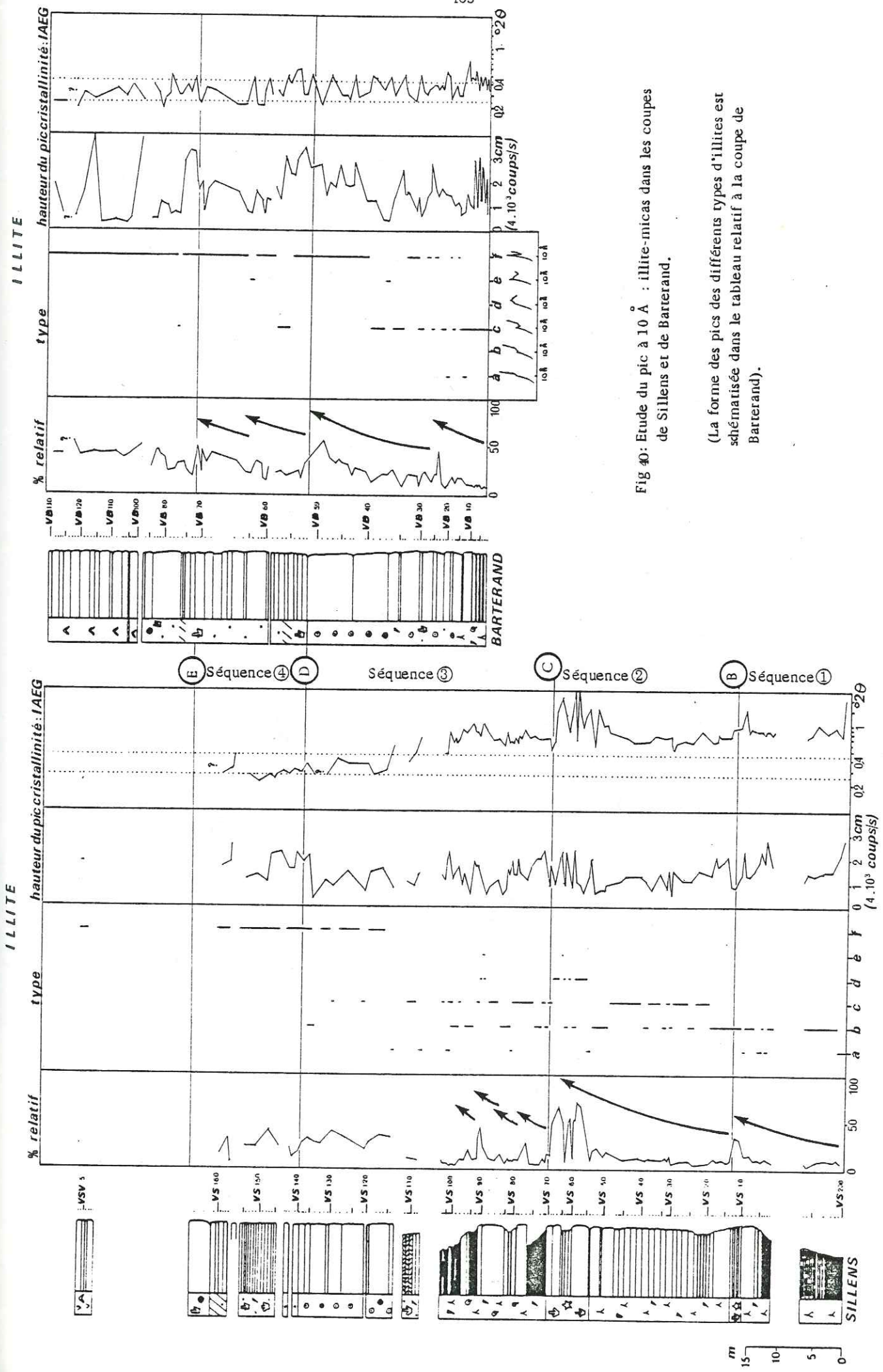


Fig 40: Etude du pic à 10 Å : illite-micas dans les coupes de Sillens et de Barterand.

(La forme des pics des différents types d'illites est schématisée dans le tableau relatif à la coupe de Barterand).

c.3 - La hauteur du pic et l'indice d'aigu I.A.E.G. de l'illite (fig.40)

. Les hauteurs de pic de l'illite sont mesurées sur les diffractogrammes après passage à l'éthylène glycol, à l'échelle de 4.10^3 coups/sec. Difficile à interpréter, la courbe ne permet pas de dégager des tendances particulières. Elle est cependant utile, car elle donne une idée de la morphologie du pic de l'illite.

. L'indice d'aigu ou I.A.E.G. représente la largeur du pic de l'illite à sa mi-hauteur, mesurée après traitement à l'éthylène glycol et exprimé en $^{\circ}2\theta$. Cet indice définit le type de cristallinité de l'illite. On peut limiter deux domaines de cristallinité par la valeur $0,42^{\circ}2\theta$: I.A.E.G. supérieur à $0,42^{\circ}2\theta$ correspondant à un minéral mal cristallisé (pic large), sans doute une illite d'altération; I.A.E.G. inférieur à $0,42^{\circ}2\theta$ correspondant à un minéral bien cristallisé (pic étroit) que l'on peut identifier comme une muscovite d'origine détritique.

Les échantillons étudiés montrent un indice d'aigu de l'illite compris entre $0,2$ et $1,25^{\circ}2\theta$ avec la distribution suivante:

	I.A.E.G. $^{\circ}2\theta$	
	0,2	0,42 1,25
SILLENS	16,8 %	83,2 %
BARTERAND	75 %	25 %
Total des échantillons	41,4 %	58,6 %

Cette distribution, représentée dans la fig.40, permet de diviser les coupes étudiées en deux parties.

- la moitié inférieure de la coupe de Sillens et la base de la coupe de Barterand possèdent des I.A.E.G. nettement supérieurs à $0,42^{\circ}2\theta$. Les valeurs sont plus fortes au sommet de la séquence (1) et maximales au sommet de la séquence (2). Cette dernière observation peut s'expliquer en partie par la présence, à ce dernier niveau, d'interstratifiés qui élargissent le pic à 10 \AA , même après traitement à l'éthylène glycol. La mesure en est ainsi un peu faussée.
- la moitié supérieure de la coupe de Sillens, ainsi que la coupe de Barterand montrent des valeurs d'indice d'aigu inférieures à $0,42^{\circ}2\theta$, avec des valeurs minimales proches de $0,2^{\circ}2\theta$.

Ces observations permettent de définir les associations suivantes:

- indice d'aigu fort à la base des deux coupes, dans les sédiments les plus externes, indiquant la présence d'illite d'altération;
- indice d'aigu faible, au sommet des deux coupes, dans des sédiments des milieux les moins profonds caractérisant le domaine interne de la plate-forme ou sa bordure, ce qui indique la présence de muscovite détritique.

Il est intéressant de remarquer que dans la coupe de Barterand, les valeurs faibles de l'I.A.E.G., liées au type f (muscovite détritique) apparaissent un peu plus tôt qu'à Sillens. Ce décalage pourrait être expliqué par une légère variation du contexte paléogéographique entre les deux coupes, les faciès de la première coupe étant légèrement plus internes que ceux de la seconde.

L'étude de l'illite et de sa cristallinité donne des renseignements intéressants sur le contexte paléogéographique des deux coupes:

- . la distribution des teneurs paraît liée à l'évolution séquentielle
- . les apports détritiques (muscovite) apparaissent plus tôt dans les sédiments plus internes de Barterand que dans ceux de Sillens.

d) La Kaolinite (fig. 39)

La kaolinite est définie sur les diffractogrammes normaux par un pic à 7 Å, et surtout à 3,57 Å, non modifié par le traitement à l'éthylène glycol. Elle n'apparaît à Sillens que dans une dizaine d'échantillons au sommet de la coupe, avec des pourcentages relatifs inférieurs à 10%. A Barterand, elle est plus abondante et peut atteindre 35% du pourcentage total des argiles. Sa présence semble caractériser les dépôts des milieux peu profonds de la bordure, et surtout du domaine interne de la plate-forme.

Il est intéressant de remarquer que l'apparition de la kaolinite ne se fait pas tout à fait au même niveau stratigraphique dans les deux coupes. A Sillens, les indices de kaolinite sont mis en évidence seulement à partir du niveau de la discontinuité D, tandis qu'à Barterand, ce minéral est déjà connu 13 mètres au-dessous de cette discontinuité.

Ce décalage n'est pas lié à une variation sédimentologique puisque la kaolinite apparaît à Barterand dans des faciès oolitiques tout à fait semblables à ceux de Sillens, qui en sont, eux, totalement dépourvus bien que situés au même niveau stratigraphique.

Une variation dans la position paléogéographique des deux coupes pourrait alors expliquer ce décalage. La kaolinite, apparaissant plus tôt et de façon plus importante à Barterand, indiquerait ainsi que cette coupe est plus proche de la zone d'apport que celle de Sillens, et qu'elle appartient alors à un domaine plus interne.

e) La chlorite (fig. 39)

Le pourcentage de chlorite est calculé à partir de la hauteur du pic à 3,53 Å, le premier pic à 14 Å se confondant avec celui des smectites ou des interstratifiés et le second à 7 Å avec celui de la kaolinite. La chlorite est généralement peu abondante. A Sillens, elle apparaît au même niveau que la kaolinite. Elle est présente dans 6 échantillons avec des valeurs ne dépassant pas 15%. Dans la partie supérieure de la coupe de Barterand, les pourcentages peuvent atteindre 18%, mais sont très irréguliers.

D'une manière générale, la chlorite apparaît de façon à peu près synchrone dans les deux coupes, dans des faciès appartenant à la bordure ou au domaine interne de la plate-forme. Sa présence ponctuelle et irrégulière ne permet pas pour autant de caractériser les faciès de ce type.

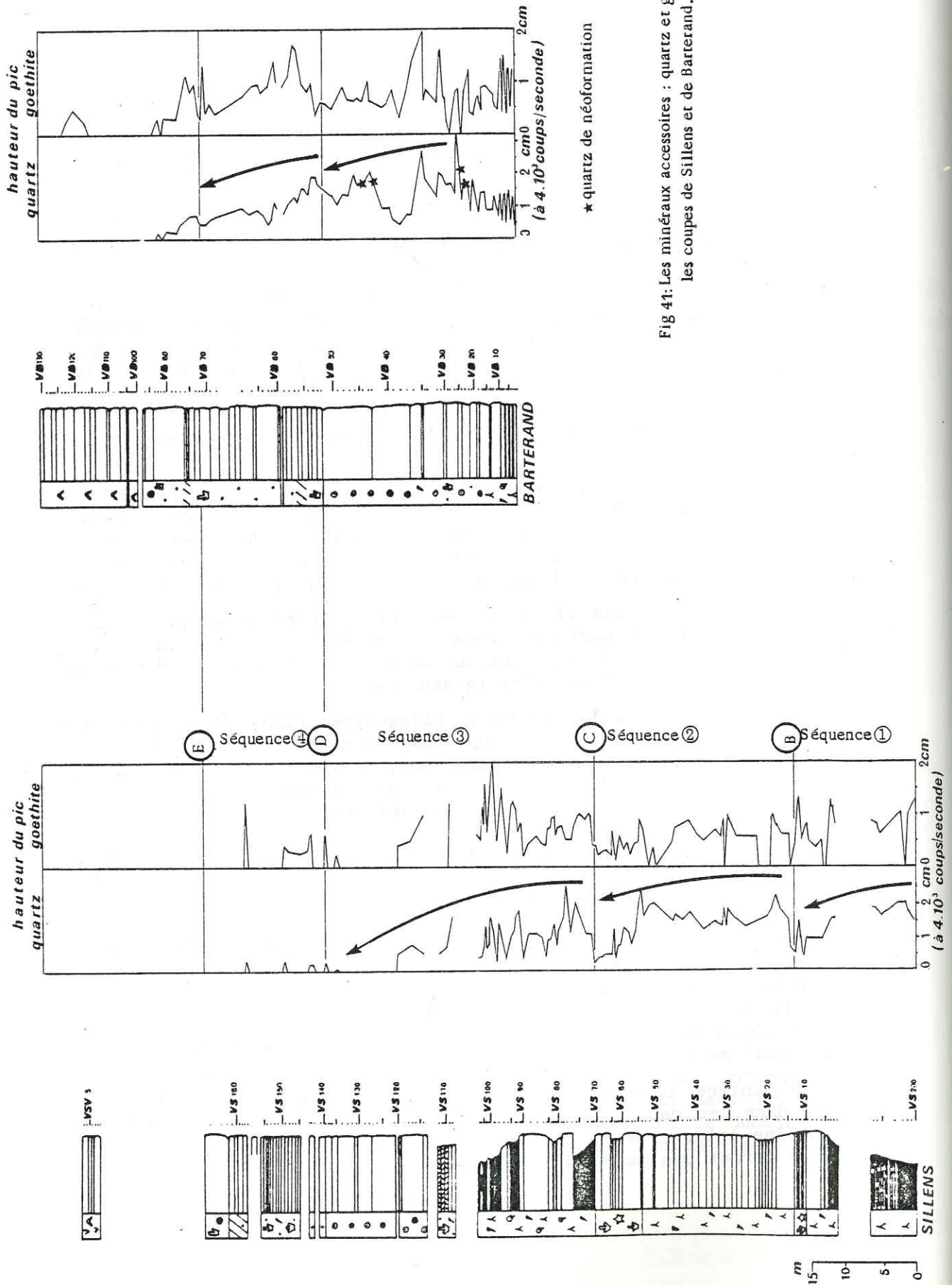


Fig 41: Les minéraux accessoires : quartz et goëthite, dans les coupes de Sillens et de Barterand.

★ quartz de néoformation

f) *Le quartz (fig. 41)*

Le quartz de la fraction inférieure à 2μ est représenté à l'échelle de 4.10^3 coups/seconde, par la hauteur du pic à $4,27 \text{ \AA}$ ($20,8^\circ 2\theta$) sur les diffractogrammes des échantillons traités à l'éthylène glycol. Dans les deux coupes, les valeurs sont maximales dans les faciès les plus externes (de bassin ou de talus) et minimales ou nulles dans les faciès plus internes, appartenant à la bordure ou au domaine interne de la plate-forme. A Sillens, ces valeurs, liées au type de faciès présentent les mêmes tendances que la courbe d'évolution séquentielle avec des valeurs fortes en base de séquence et faibles au sommet. Les horizons de discontinuité B et C sont ainsi nettement mis en évidence.

A Barterand, les valeurs sont généralement plus fortes qu'à Sillens, dans des faciès pourtant comparables. On retrouve toutefois les mêmes tendances évolutives avec un horizon de discontinuité D relativement bien marqué.

Quelques échantillons de la coupe de Barterand montrent un premier pic du quartz à $4,27 \text{ \AA}$ plus important que le deuxième pic à $3,3 \text{ \AA}$ ($26,4^\circ 2\theta$). Il s'agit dans ce cas de quartz de néoformation (VB 22 à VB 25, VB 42 et VB 44). En dehors de ces quelques échantillons, le quartz identifié correspond à un quartz d'origine détritique.

g) *La goethite (fig.41)*

La goethite est représentée par la hauteur du pic à $4,20 \text{ \AA}$ à l'échelle de 4.10^3 coups/seconde. Les oscillations sont difficiles à interpréter mais montrent, globalement, une certaine analogie avec celles du quartz: valeurs maximales dans les dépôts de milieux profonds, valeurs minimales à nulles dans les sédiments du domaine interne de la plate-forme. De même que pour le quartz, les valeurs ont tendance à être plus fortes à Barterand qu'à Sillens, mais avec des oscillations comparables.

2) *Distribution et évolution des minéraux phylliteux et des minéraux accessoires*

L'identification et la distribution des minéraux phylliteux et accessoires permettent trois types de remarques.

a) *La distribution horizontale des argiles et minéraux accessoires est liée en partie au contexte sédimentologique*

Dans le cadre des deux coupes étudiées, cette relation peut être schématisée par les fig.42 et 43 illustrant la répartition de ces minéraux sur la plate-forme.

Alors que l'on trouve des smectites sur l'ensemble de la plate-forme, on observe une distribution préférentielle de l'illite du bassin à la bordure, de la muscovite du talus au domaine interne et des interstratifiés du talus à la bordure. La kaolinite et la chlorite se rencontrent dans les mêmes types de sédiments, de la bordure au domaine interne de la plate-forme. Le quartz et la goethite caractérisent les milieux externes: bassin et talus. Cette distribution des argiles et des minéraux accessoires est valable pour les deux coupes étudiées; elle est représentative d'un contexte sédimentologique précis et ne devra être étendue à un contexte plus général qu'avec une grande prudence.

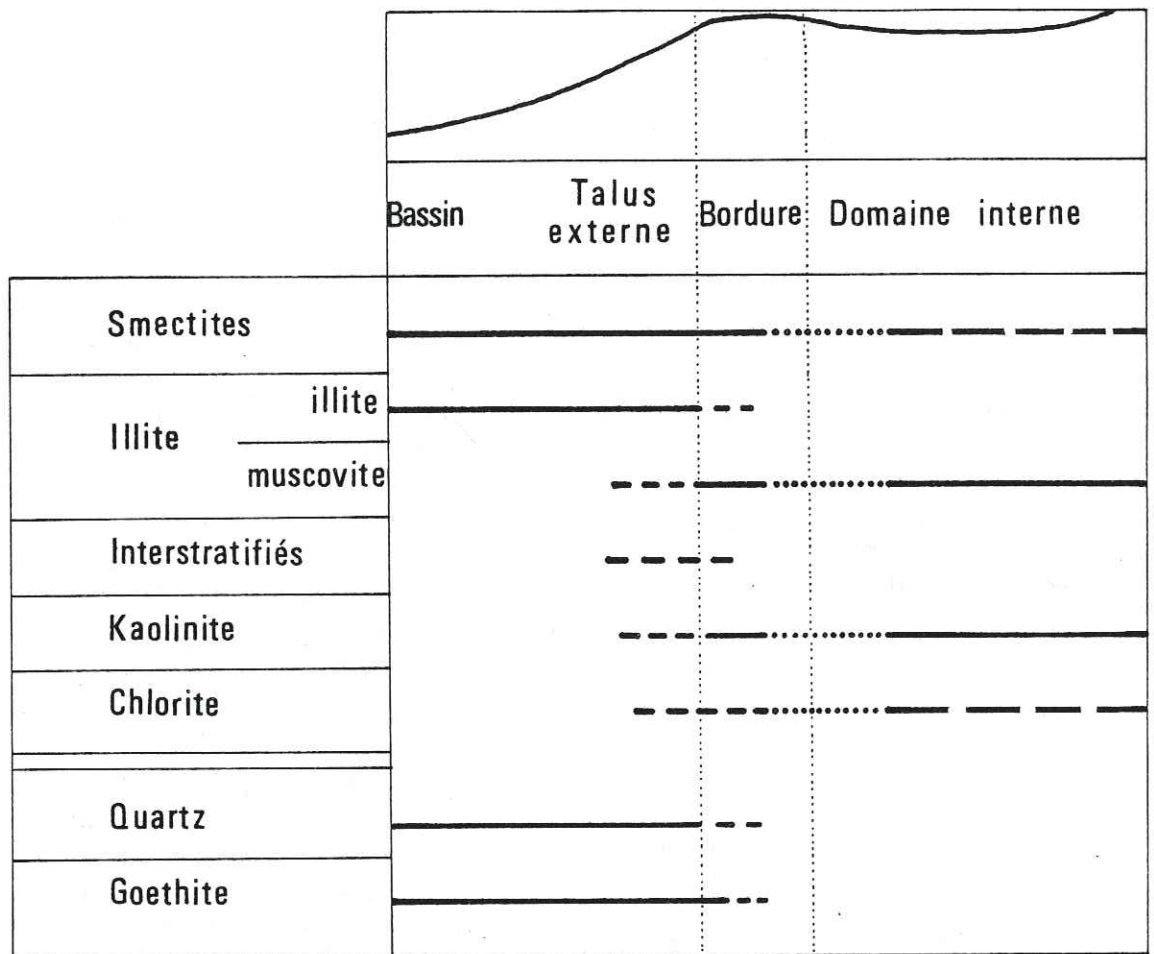


Fig 42 : Répartition des argiles et des minéraux accessoires sur la plate-forme carbonatée

Les faciès de la zone de passage entre la bordure et le domaine interne, correspondant à une lacune d'observation dans les 2 coupes étudiées, ont été figurés en pointillé.

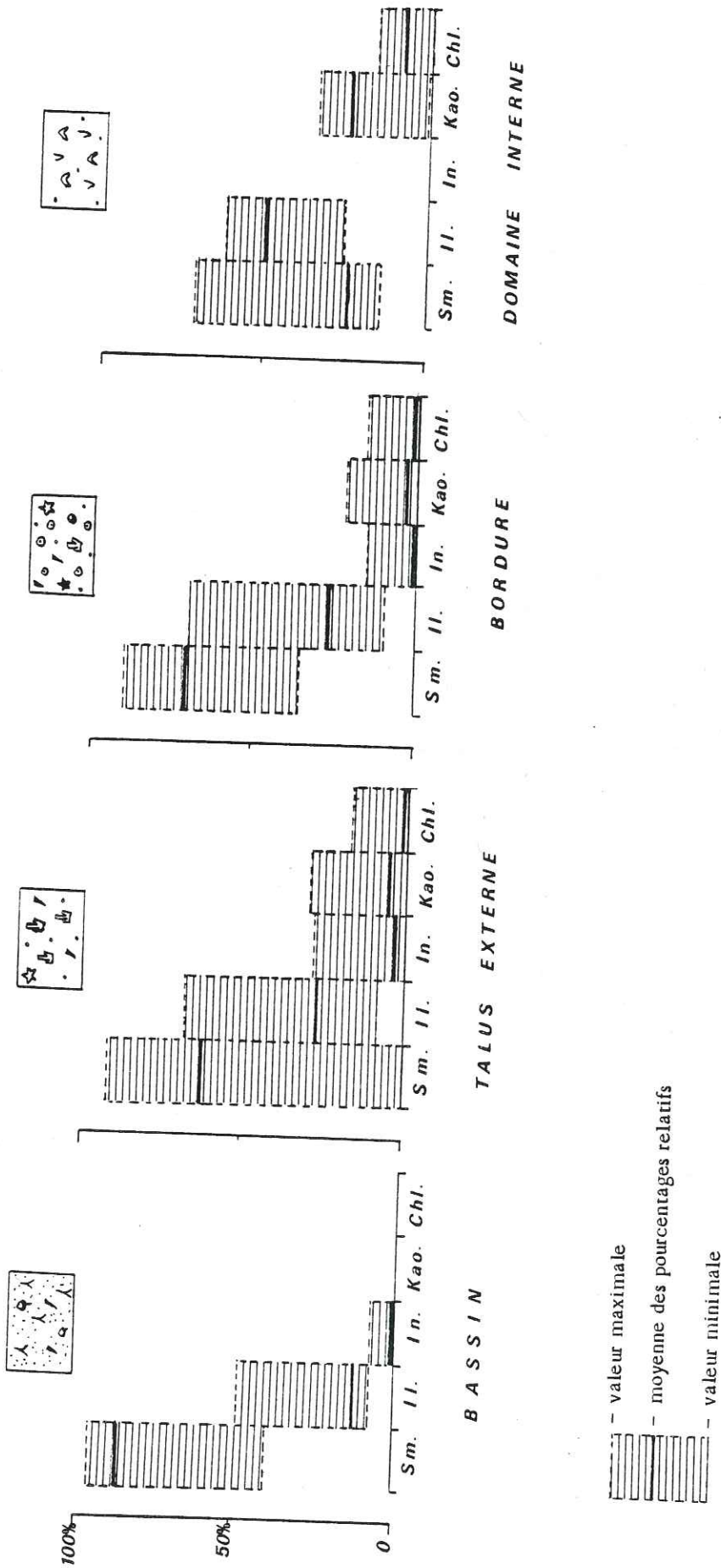


Fig 43 : Distribution des argiles en fonction du milieu de dépôt.

Le bassin est caractérisé par l'association smectite-illite. Le talus externe et la bordure sont des zones de mélange. Le domaine interne est bien différencié avec un pourcentage de smectite plus faible et une plus grande abondance de kaolinite et de chlorite.

Légende des figurés : se reporter à la fig 14,

Sm : smectite ; Ill : illite ; In : interstratifiés ; Kao : kaolinite ; Chl : chlorite.

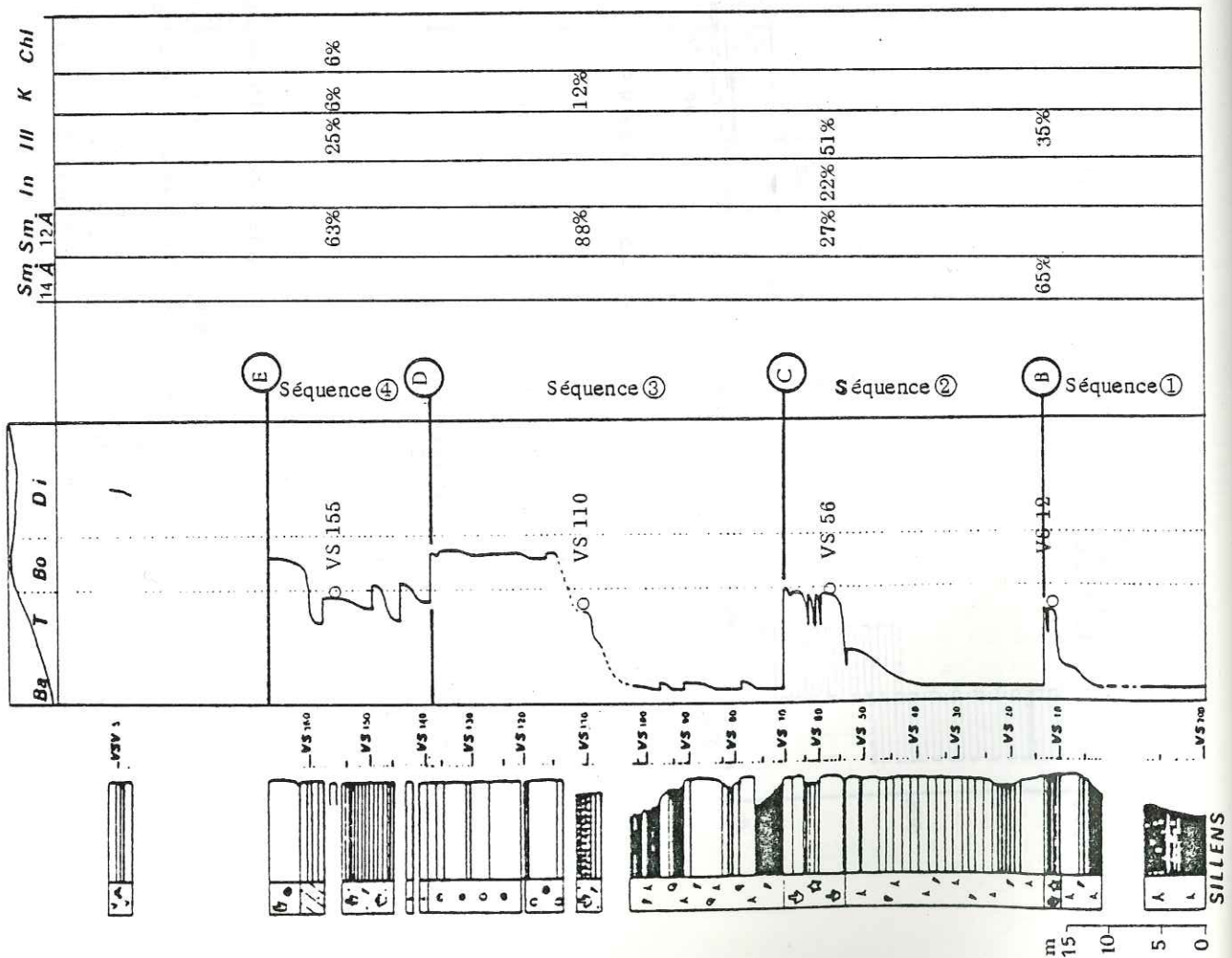
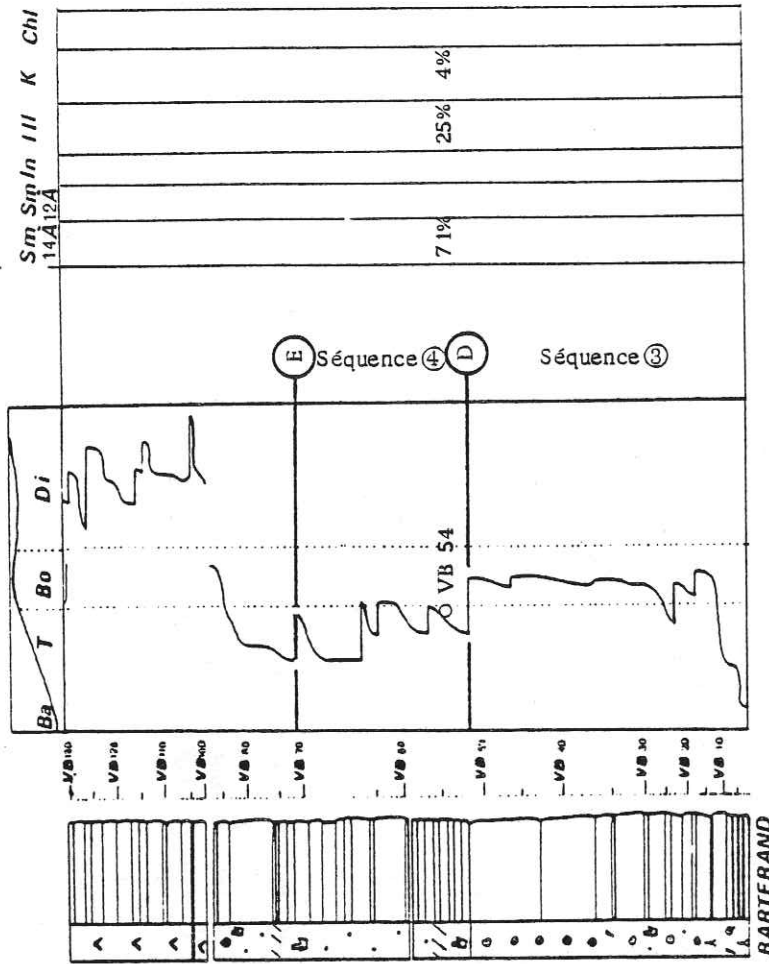


Fig 44 : Associations minéralogiques d'un même type de faciès selon sa position stratigraphique dans une succession de séquences.

b) La distribution verticale des argiles et minéraux accessoires est en relation avec l'évolution séquentielle

Cette relation est particulièrement mise en évidence par le parallélisme qui existe entre l'évolution séquentielle et les courbes de pourcentage des smectites et de l'illite, où se retrouvent séquences et horizons de discontinuité (fig.39). Ce parallélisme est normal puisque nous avons montré que le cortège minéralogique est lié au faciès; toutefois, certains types de faciès au moins, sont caractérisés également par des associations minéralogiques qui évoluent en fonction de leur position stratigraphique dans les différentes séquences. Un exemple en est donné par l'étude d'un même type de faciès bioclastique à Bryozoaires et débris d'Echinodermes dans quatre séquences différentes (fig.44)

c) La distribution horizontale et verticale des phyllites et des minéraux accessoires est liée aux variations du contexte paléogéographique

Cette relation est mise en évidence par l'apparition asynchrone de la kaolinite dans les deux coupes de Sillens et de Barterand. Son apparition plus précoce à Barterand semblerait indiquer que cette coupe se trouve plus près de la zone d'apport pouvant être représentée par un domaine émergé hypothétique.

Admettre cette hypothèse reviendrait à localiser ce dernier au Nord du domaine interne de la plate-forme jurassienne, ce qui est conforme à toutes les données paléogéographiques de ce secteur.

B - DESCRIPTION DES DIFFERENTS TYPES DE DIFFRACTOGRAMMES ET ETUDE DE LEUR EVOLUTION

1) Les différents types de diffractogrammes

Après une comparaison systématique des diffractogrammes entre eux, neuf types principaux ont pu être distingués, regroupant au total 21 variantes. Chacun de ces différents types est caractérisé par une association ou des proportions de minéraux données (fig.45 et 46).

a) Type I (échantillon-type VS 203)

Le caractère dominant est l'association smectite 14 Å-illite avec des pourcentages respectifs de 85 à 91% et de 9 à 15%. Le pic de la smectite est net, bien défini et d'intensité environ 3 fois supérieure à celle du pic de l'illite. Le quartz est toujours présent, la goethite parfois absente (Type I(1) VS 202). Le pic à 10 Å est toujours large (I.A.E.G. $\approx 0,45^\circ 2\theta$) et définit une illite typique dans quelques diagrammes (type I₂ VS 91).

b) Type II (échantillon-type: VS 11)

On retrouve l'association smectite 14 Å-illite du type I mais dans d'autres proportions: 65% environ pour la smectite 14 Å qui présente un pic plus large indiquant une mauvaise cristallisation et 35% environ pour l'illite.

		Smectite 14 Å	Smectite 12 Å	In 1	In 2	Muscovite	Illite	Kaolinite	Chlorite	Quartz	Gaëthite
						Illite-micas					
Type I	VS203	■				■	■			■	■
I ₁	VS202	■				■	■			■	
I ₂	VS91	■					■			■	■
Type II	VS11	■				■	■			■	■
Type III	VS56		■	■		■	■			■	■
III ₁	VS92	■		■		■	■			■	■
III ₂	VS57			■		■	■			■	■
Type IV	VS59	■		■	■	■	■			■	■
Type V	VS90	■		■		■	■			■	■
Type VI	VS87		■			■	■			■	■
VI ₁	VS110		■			■	■			■	■
VI ₂	VS133		■			■					
Type I-VII	VB6	■				■	■			■	■
Type VII	VS139	■				■	■			■	■
VII ₁	VS122	■				■	■			■	■
Type VIII ₁	VS136	■				■		■	■		
VIII ₂	VS160	■				■		■			
VIII ₃	VB50	■				■		■		■	■
VIII ₄	VB61	■				■	■	■	■	■	■
VIII ₅	VB62			■		■	■	■	■	■	■
VIII ₆	VB72		■			■		■	■	■	■

Fig 45: Caractères principaux des différents types de diffractogrammes.
Les caractères dominants sont encadrés.

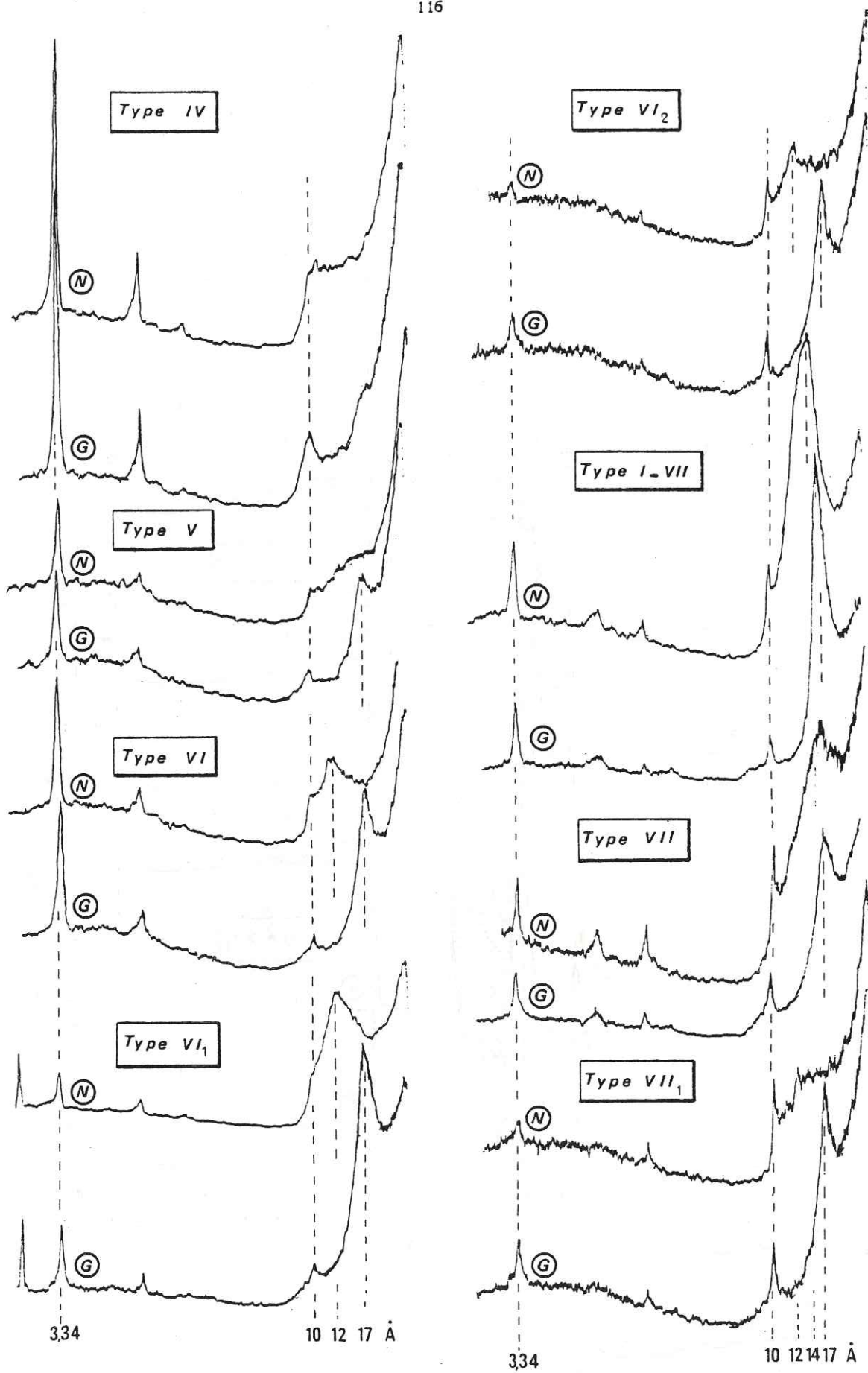


Fig 46b: Les différents types de diffractogrammes.

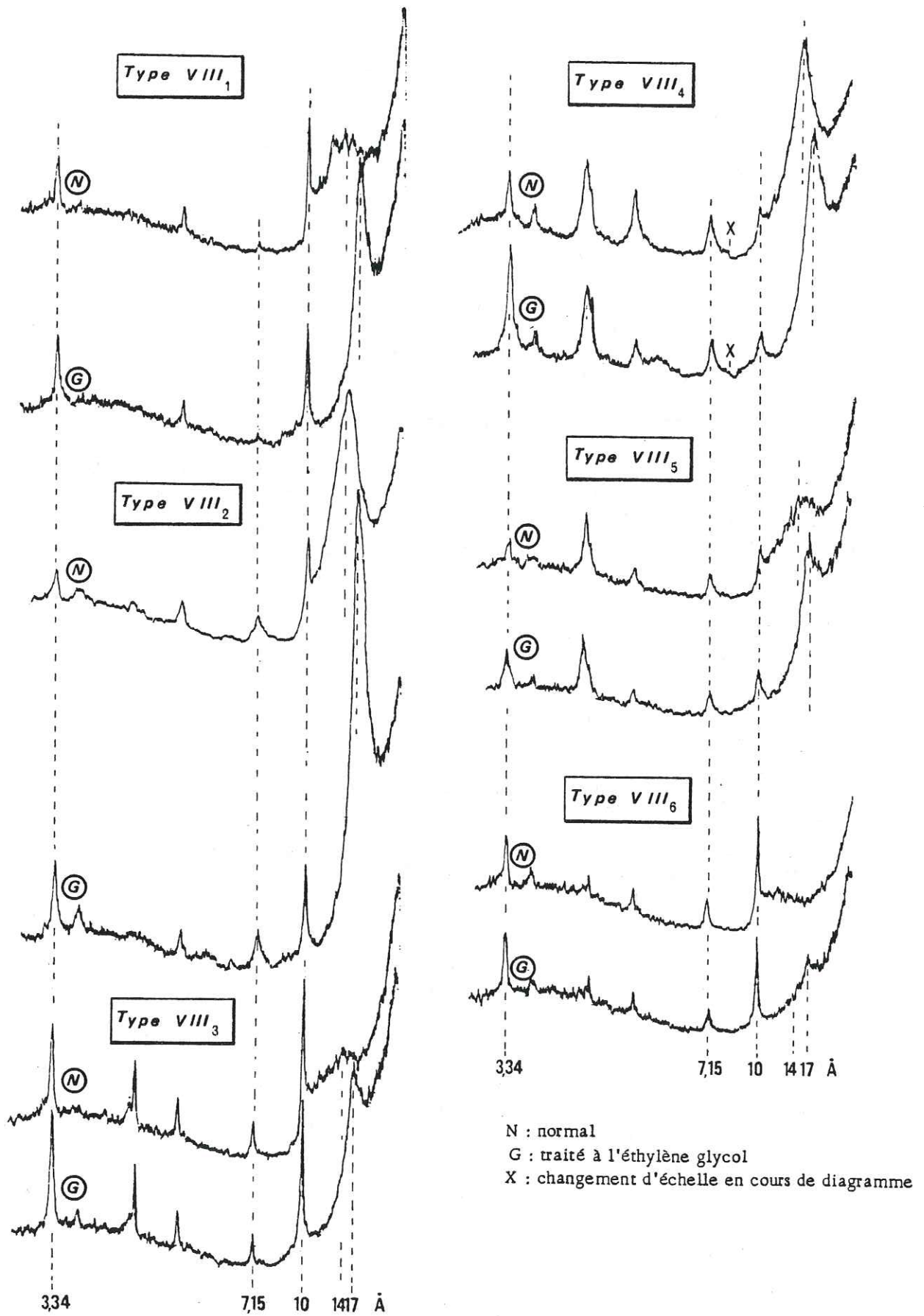


Fig 46c: Les différents types de diffractogrammes.

c) Type III (échantillon-type: VS 56)

Ce type est caractérisé par la présence d'interstratifiés In(1) (10 à 30 %) associés à des smectites 14 Å ou 12 Å (10 à 25%), et à de l'illite (50 à 70 %). Selon les variantes, les smectites sont soit à 14 Å et très mal cristallisées (type III(1) VS 92), soit pratiquement absentes (< 10 %) (type III (2) VS 57).

d) Type IV (échantillon-type: VS 59)

Le caractère particulier de ce type est la présence des deux interstratifiés In(1) (15%) et In(2) (10%) ce qui donne, sur les diffractogrammes normaux un plateau caractéristique entre 10 et 15 Å. La smectite 14 Å atteint 20% et l'illite 55%.

e) Type V (échantillon-type: VS 90)

Il est caractérisé par une association particulière de smectite à 14 Å, d'illite, d'interstratifié In(1) et d'un minéral mal défini, formant un pic large sur les diffractogrammes normaux entre 14 et 20 Å. Après traitement à l'éthylène glycol, ce pic est confondu avec celui de la smectite à 17 Å.

Ne concernant qu'un seul échantillon, ce type V est juste signalé pour mémoire.

f) Type VI (échantillon-type: VS 87)

Le caractère dominant de ce type est la présence de smectite 12 Å (60 à 85%) associée à de l'illite.

Nous avons vu dans le paragraphe I.(4) qu'un reste de calcite pouvait bloquer des smectites à 12 Å. Les échantillons qui présentent à la fois des smectites à 12 Å et un léger pic de calcite dû à une décarbonatation insuffisante seront classés à part (type VI(1) VS 110). Le pic à 10 Å peut être étroit et définir dans ce cas une muscovite bien cristallisée, d'origine détritique (type VI(2) VS 133).

g) Type I - VII (échantillon-type: VB 6)

Ce type est intermédiaire entre les deux types I et VII avec des valeurs d'indice d'aigu I.A.E.G. compris entre 0,55 et $0,45^{\circ}2\theta$ et donc par un type d'illite (de type c à f) intermédiaire entre l'illite au pic large du type I (I.A.E.G. $> 0,45^{\circ}2\theta$, type a et b de la fig. 40) et la muscovite au pic étroit du type VII (I.A.E.G. $< 0,35^{\circ}2$, type f de la fig. 40). Cette illite se trouve en association avec une smectite à 14 Å, rappelant le pic du type I.

h) Type VII (échantillon-type: VS 139)

Ce type est caractérisé par l'association smectite-muscovite détritique (dont l'I.A.E.G. est compris entre 0,2 et $0,45^{\circ}2\theta$) La smectite est moins bien cristallisée que dans les types I et I à VII, avec un pic plus large. Elle peut se présenter en plateau (type VII(1) VS 122).

i) Type VIII

Il est caractérisé par la présence de kaolinite. Celle-ci est toujours en association avec la smectite et l'illite et parfois avec un peu de chlorite ou d'interstratifié de type 1. Le quartz et la goethite sont généralement peu abondants à absents. On peut définir les six associations suivantes:

• Sous-type VIII (1) (VS 136)

Association: smectite 14 Å, mal cristallisée (45 à 70 %), muscovite très nette (25 à 40 %), de la kaolinite et de la chlorite en proportion à peu près égale (1 à 14 %).

• Sous-type VIII(2) (VS 160)

La smectite à 14 Å montre un pic bien défini (35 à 80 %) épaulé par le pic fin de la muscovite (30 à 60 %). La kaolinite est toujours présente (2 à 17 %), la chlorite absente.

• Sous-type VIII (3) (VB 50)

Le pic de la muscovite est très important et très effilé (50 à 60 %) par rapport à celui, large et aplati de la smectite 14 Å (35 à 40 %). Le pourcentage de la kaolinite est de 5 à 10 %.

• Sous-type VIII (4) (VB 61)

Le pic à 14 Å de la smectite est bien défini (25 à 70 %), alors que celui à 10 Å est moins marqué que précédemment (15 à 45 %). La kaolinite (7 à 15 %) est sensiblement dans la même proportion que la chlorite (6 à 12 %).

• Sous-type VIII (5) (VB 62)

Ce type est caractérisé par la présence d'interstratifiés de type I (6 à 7 %). On retrouve la smectite à 14 Å avec un pic large (25 à 55 %), la muscovite (18 à 40 %), la kaolinite (13 %) et la chlorite (8 à 14%).

• Sous-type VIII (6) (VB 72)

La particularité de ce sous-type est la présence d'un pic à 10 Å très marqué définissant une muscovite détritique (25 à 50 %), suivi d'un plateau entre 11 et 17 Å caractérisant une smectite particulière, en plateau (15 à 45 %).

La kaolinite atteint des valeurs maximales (15 à 30 %), et le pourcentage de chlorite est de 15 %.

2) Distribution et évolution

Ces neuf familles de diffractogrammes ne sont pas distribuées avec la même fréquence dans chacune des coupes étudiées, comme l'indique le tableau suivant:

	I	II	IV	V	VI	VII	I à VII	VII	VIII
SILLENS-126 éch.	66,7%	4%	7,1%	0,8%	0,8%	5,6%		7,1%	7,9%
BARTERAND-92 éch.	21,7%	2,2%	1,1%				15,2%	2,2%	57,6%
Total-218 éch.	47,7%	3,2%	4,6%	0,5%	0,5%	3,2%	6,4%	5%	28,9%

Fig 47 Représentativité des différents types de diffractogrammes

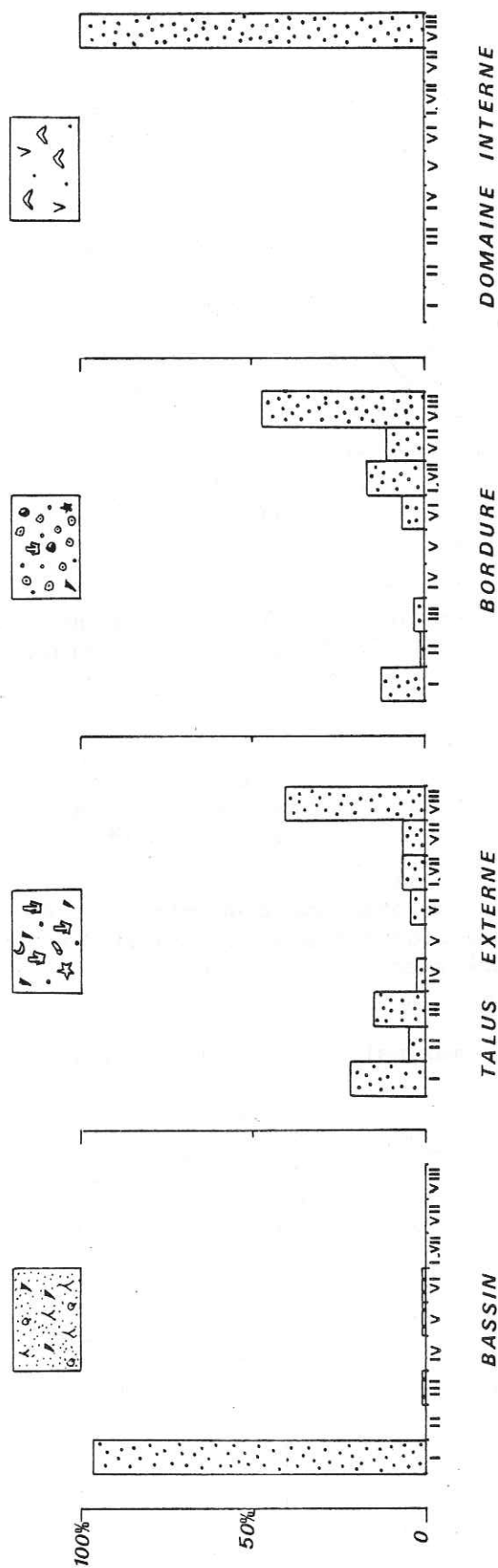


Fig 48: Distribution des diffractogrammes en fonction du milieu de dépôt.

Le bassin est caractérisé par les diffractogrammes de type I, le talus externe et la bordure sont des zones de mélange, le domaine interne est caractérisé par les diffractogrammes de type VIII.

Légende des figurés: se reporter à la fig 14.

	Bassin	Talus externe	Bordure	Domaine interne
Type I	—		—	
Type II			—	
Type III			—	
Type IV			—	
Type V	—			
Type VI	—		—	
Type I à VII		—	—	
Type VII		—	—	
Type VIII		—	—	—

Fig 49: Répartition des 9 types de diffractogrammes sur la plate-forme carbonatée.

Le type I est majoritaire dans la coupe de Sillens, alors que dans la coupe de Barterand, c'est le type VIII qui est le plus fréquemment représenté. Ces neuf groupes de faciès ont été définis au fur et à mesure de leur apparition dans la coupe de Sillens, puis de Barterand et traduisent, de ce fait, une évolution qui va grossièrement des faciès les plus externes vers des faciès plus internes. Dans le détail, cette évolution est complexe et, de par son parallélisme avec l'évolution sédimentologique, fournit des renseignements complémentaires pour une meilleure interprétation des milieux de dépôt.

a) Roentgénofaciès et microfaciès

La distribution des neuf types de diffractogrammes (ou roentgénofaciès) en fonction des quatre groupes de micro-faciès (fig.48) illustrée par leur répartition sur la plate-forme (fig.49), conduit à plusieurs constatations:

a.1. On ne peut pas faire de corrélations précises entre microfaciès et types de diffractogrammes. Il est cependant possible de dégager de grandes tendances:

- . les faciès très externes (de bassin) sont associés aux diffractogrammes de type I (smectite 14 Å très abondante et illite);
- . aux faciès du domaine interne correspondent les diffractogrammes de type VIII (présence de kaolinite et/ou chlorite);
- . les zones de transition (faciès du talus externe ou de la bordure) montrent une grande variété de diffractogrammes, sans associations caractéristiques.

Un exemple mettant en évidence la difficulté de corrélérer diffractogrammes et faciès est donné par la distribution du diffractogramme type I dans les coupes de Sillens et de Barterand. Ce type I se rencontre dans trois contextes sédimentologiques différents:

- . à Sillens, dans des faciès profonds de "bassin" où il est dominant;
- . à Sillens, dans des faciès du talus externe, au niveau de joints marneux, au sommet de la séquence (2);
- . à Barterand, dans des faciès de bordure indiquant ainsi une variation dans les conditions de sédimentation.

a.2. La distribution des roentgénofaciès (fig. 50) très parlante à Sillens, est plus complexe à Barterand. Elle traduit peut-être de cette manière une sorte d'indépendance vis-à-vis de l'évolution des microfaciès qui aurait pour origine des conditions de sédimentation différentes, ou bien met en évidence des variations dans l'évolution des milieux de dépôt passés inaperçues dans l'étude sédimentologique. Cette dernière hypothèse paraît tout à fait probable, au moins en ce qui concerne les faciès très externes et monotones de la moitié basale de la séquence 3.

b) Roentgénofaciès et évolution séquentielle

D'une manière générale, et de façon plus marquée dans les milieux de dépôt les plus externes, l'évolution des types de diffractogrammes respecte les grandes tendances de l'évolution sédimentologique.

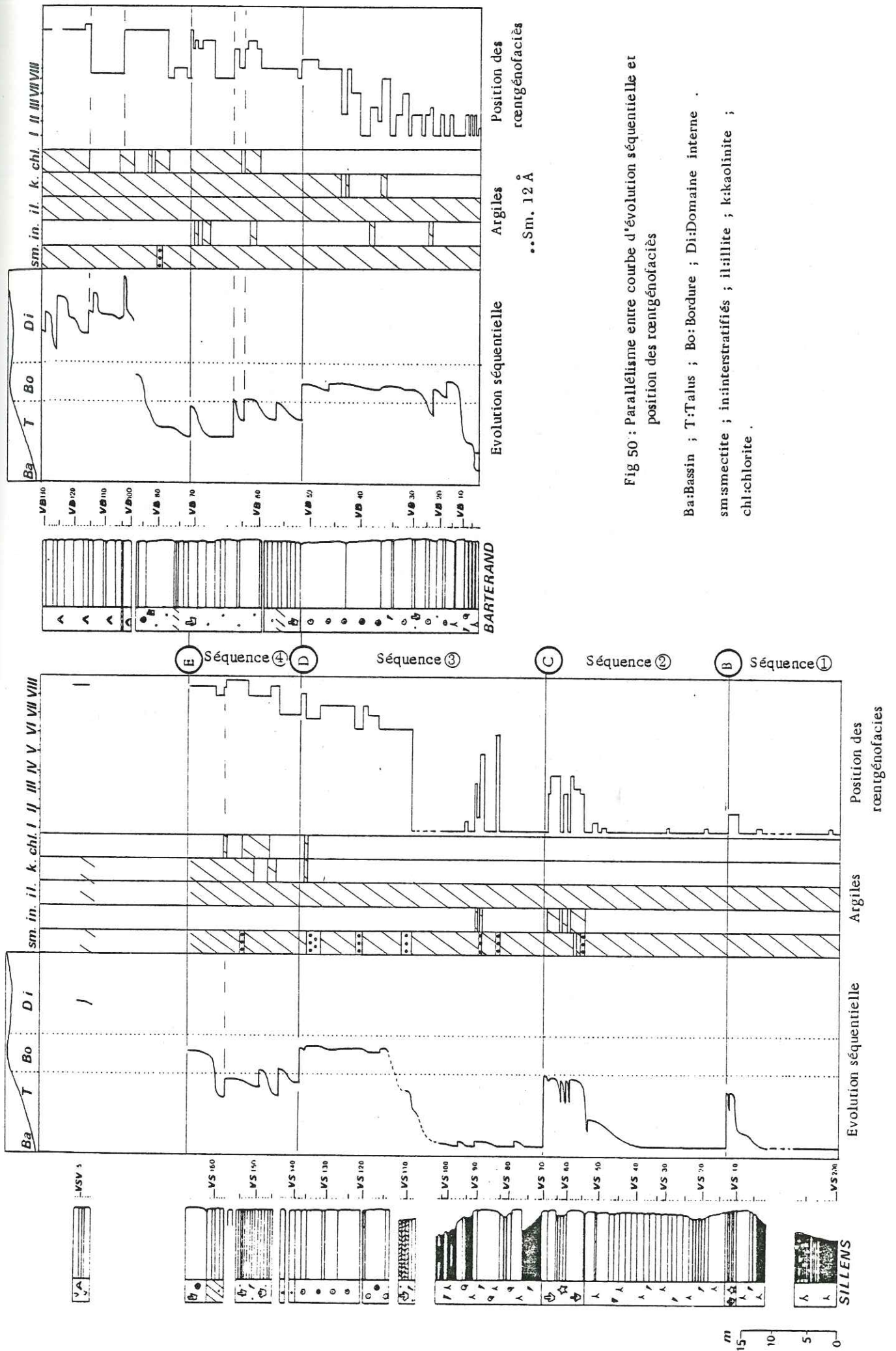


Fig 50 : Parallélisme entre courbe d'évolution séquentielle et position des réogénofaciès

Ba: Bassin ; T: Talus ; Bo: Bordure ; Di: Domaine interne
 sm: smectite ; in: interstratifiés ; il: illite ; k: kaolinite ;
 chl: chlorite

b.1. Séquence (1) et horizon de discontinuité (B)

L'évolution est bien marquée, elle se traduit par le passage des diffractogrammes de type I à ceux de type II, c'est à dire par un appauvrissement en smectite 14 Å par rapport aux teneurs en illite en sommet de séquence. La discontinuité B est nette et synchrone dans les deux courbes.

b.2. Séquence (2) et horizon de discontinuité (C)

Les faciès de la base de cette séquence sont, du point de vue des microfaciès et des diffractogrammes, analogues à ceux de la base de la séquence (1). En sommet de séquence, les faciès évoluent vers les types III, avec l'apparition des interstratifiés. Quelques retours en arrière de la courbe vers le type I correspondent à des joints marneux intercalés dans ces niveaux (la signification de ces joints marneux est mal connue). La discontinuité C est marquée par un retour des faciès de type III aux faciès de type I, mais avec un décalage d'un échantillon (VS 70), légèrement antérieur, par rapport à la courbe d'évolution sédimentologique. Il est intéressant, en effet, de remarquer que cette discontinuité C, bien marquée dans l'évolution des microfaciès est annoncée auparavant par une modification de la minéralogie.

b.3. Séquence (3) et horizon de discontinuité (D)

A la base de cette séquence, on retrouve dans les deux coupes des faciès de "bassin" caractérisés par des diagrammes de type I.

. A Sillens, de petites oscillations sont mises en évidence dans la courbe d'évolution séquentielle, mais sont d'avantage marquées par les positions des différents types de diffractogrammes. Cela est dû à la brusque apparition de minéraux nouveaux (smectite 12 Å, interstratifiés de type 1 ou 2..). On peut remarquer que ces oscillations coïncident avec la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur et, dans la mesure où elles peuvent être retrouvées dans d'autres coupes, représentent peut-être une sorte de niveau repère.

. A Barterand comme à Sillens, les faciès de bordure du sommet de la séquence (3) sont marqués par de nombreuses oscillations dans la courbe des diffractogrammes et par l'apparition de la kaolinite qui se fait plus tôt à Barterand qu'à Sillens. La discontinuité D est marquée dans les deux coupes par une petite variation des deux courbes, après une stabilisation des faciès en sommet de la séquence (3) sous-jacente.

b.4. Séquence (4)

Du point de vue sédimentologique, cette séquence est marquée à la base par un retour à des faciès plus profonds, de talus externe, et au sommet, par l'apparition des faciès du domaine interne de la plate-forme. D'une manière générale, il y a une correspondance entre les oscillations de la courbe d'évolution séquentielle et les variations des types de diffractogrammes.

La discontinuité E, ainsi que les discontinuités mineures sont nettement marquées, dans les deux coupes, par un retour en arrière de la courbe d'évolution minéralogique, cependant de façon moins tranchée que pour les précédentes.

b.5. Séquence sommitale

D'une manière générale, les microséquences et les petites discontinuités du sommet de la coupe de Barterand correspondent à des oscillations de la courbe d'évolution minéralogique beaucoup moins marquées que dans les séquences sous-jacentes. Cela peut s'expliquer par le fait que, dans cet environnement du domaine interne de la plate-forme, les classes de faciès représentent des intervalles sédimentologiques moins "larges" que pour les classes de faciès externes alors qu'elles sont caractérisées par des associations minéralogiques variées.

IV - CONCLUSION

Les formations carbonatées de l'Hauterivien et du Barrémien des coupes de Sillens et de Barterand sont caractérisées par la présence de minéraux phylliteux (smectite, illite, interstratifiés, kaolinite, chlorite), et de minéraux accessoires (quartz, goethite) en proportions variables et associés de diverses façons. Les résultats de l'étude de ces associations minéralogiques, comparés à ceux de l'étude sédimentologique et stratigraphique des mêmes formations, ont permis quatre types de constatations.

.Du point de vue sédimentologique

Il existe une relation entre la nature des sédiments et les associations minéralogiques. Quelques grandes tendances apparaissent: les smectites sont plus abondantes dans les faciès les plus externes, de bassin; à l'inverse, la kaolinite et la chlorite sont surtout localisées dans le domaine interne de la plate-forme. Le talus externe et la bordure correspondent, au contraire, à une zone de transition ou de mélange caractérisée par des associations aussi variées que peu typiques.

.Du point de vue de l'évolution séquentielle

Le parallélisme entre l'évolution minéralogique et l'évolution séquentielle a pu être mis en évidence de deux façons différentes. D'une part, séquences et discontinuités sont nettement marquées dans les courbes de pourcentages relatifs de l'illite, des smectites et du quartz, d'autre part la courbe d'évolution des différents types de diffractogrammes montrent des oscillations qui correspondent souvent aux variations de la courbe d'évolution séquentielle.

.Du point de vue du contexte paléogéographique

Des modifications du contexte paléogéographique général ont pu être mises en évidence avec d'une part, l'apparition de muscovite détritique et de kaolinite, et d'autre part, la disparition du quartz et de la goethite. De plus, ces éléments n'apparaissent pas de manière synchrone dans les deux coupes, pourtant géographiquement proches; ils indiquent de cette façon l'appartenance de chacune de ces coupes à des contextes sédimentologiques légèrement différents. En effet, l'ensemble des données permet de penser que la coupe de Barterand appartient à un domaine plus interne que celle de Sillens, et donc plus proche de la zone d'apport, représentée par un domaine émergé hypothétique.

.Du point de vue stratigraphique

Les deux séquences de l'Hauterivien inférieur sont marquées aussi bien par la sédimentologie que par la minéralogie. Le passage entre Hauterivien inférieur et Hauterivien supérieur coïncide avec des oscillations faibles de la courbe séquentielle, bien marquées dans la courbe d'évolution minéralogique. La séquence de l'Hauterivien supérieur se différencie nettement des séquences précédentes par l'apparition de nouvelles associations minéralogiques, liées à des faciès plus internes de bordure.



CHAPITRE IV

ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

- I INTRODUCTION
- II LES DONNÉES PALEONTOLOGIQUES
- III LES HORIZONS DE DISCONTINUITÉ MAJEURS, LIMITES DES SÉQUENCES PRINCIPALES
- IV LIMITES STRATIGRAPHIQUES ET CORRÉLATIONS
- V DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE
- VI CONCLUSION

I - INTRODUCTION

A - PRINCIPAUX CARACTERES DES COUPES ETUDIEES

Les neuf coupes étudiées se situent dans une zone de transition entre le Jura et les massifs subalpins. Ce sont les coupes de Menthières, de Boge/Confort et du Rocher des Hirondelles pour le Jura, les coupes de Sillens, de Barterand, de la Chambotte et du Bourget pour la terminaison méridionale du Jura, les coupes du Semnoz et du Crêt de Châtillon pour les massifs subalpins (localisation, fig. 2).

D'une manière générale, l'Hauterivien et le Barrémien sont des formations qui se repèrent bien dans la topographie régionale, les assises hauteriviennes formant le talus en pente douce, couvert de végétation, situé au pied de la falaise barrémienne.

D'un point de vue lithologique, les coupes étudiées présentent certaines analogies:

- la base et la partie inférieure, représentant très approximativement la base de l'Hauterivien inférieur, correspondent à des marnes, où à des alternances marnes-calcaires, caractérisées par les faciès les plus externes, appartenant au domaine du bassin. Dans ces niveaux, la macrofaune est relativement abondante avec des Oursins, des Brachiopodes, des Bivalves, et surtout quelques Ammonites réparties dans quatre gisements. La microfaune circalittorale est bien représentée;

- la partie médiane, correspondant approximativement à l'Hauterivien supérieur et au Barrémien inférieur, est caractérisée par l'apparition de calcaires bioclastiques ou oolitiques, témoins d'un milieu plus agité. Malgré leur richesse en débris d'organismes, ces niveaux renferment peu de faune déterminable, à part quelques Bivalves;

- la partie supérieure, datée du Barrémien supérieur correspond au développement des carbonates de plate-forme, affleurant en bancs massifs et formant les falaises urgoniennes, si typiques de ces régions. La macrofaune est représentée essentiellement par les Rudistes qui sont malheureusement indéterminables puisqu'ils ne peuvent pas être dégagés. La microfaune infralittorale est abondante, avec notamment de nombreux Orbitolinidés. La partie sommitale est bien souvent tronquée par l'érosion.

B - LES CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES. DEFINITIONS ET METHODES

Les corrélations stratigraphiques entre les deux domaines du Jura et des massifs subalpins ont, de tous temps, posé des problèmes importants, dont l'historique est résumé dans le paragraphe I.D. du chapitre I.

La base des coupes, correspondant à la limite Valanginien-Hauterivien, est caractérisée d'une part par l'apparition de marnes au-dessus des derniers bancs de la plate-forme valanginienne et, d'autre part par la présence de niveaux riches en Ammonites de la zone à radiatus. Cette limite est facilement corrélable d'une coupe à l'autre, bien que la base des marnes hauteriviennes n'affleure pas toujours dans de bonnes conditions.

		SELON V. PAQUIER, 1900 ET JUSQU'EN 1976		CONCEPTIONS ACTUELLES	
		Nom des formations	Age attribué	Membres	Age
		Lumachelle	Aptien supérieur		Apt. sup. Clav.
		Couche sup. à Orbitolines		Ai3	
		URGONIEN Masse supérieure	APTIEN INFERIEUR	Ai2	Aptien inférieur
		Couche inférieure à Orbitolines		c b a Ai1	
		URGONIEN Masse inférieure	BARREMIEN SUPERIEUR	b BsAi a	?
		Calcaires à Panopées	BARREMIEN INFERIEUR	c b a Bs2 Bs1	Barrémien supérieur
		Calcaires à miches	HAUTERIVIEN	Bi6 à Bi2 Hsbi-Bi1	Barrémien inférieur Hauterivien

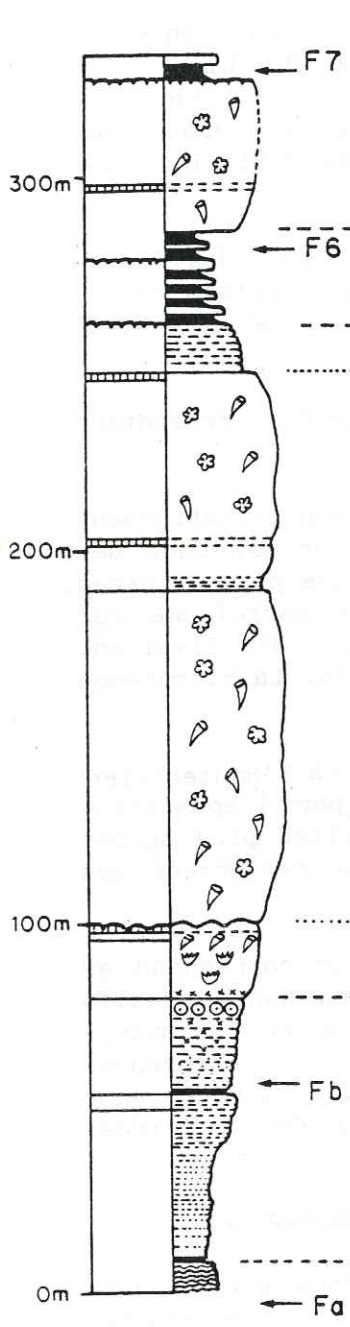


Fig 51 : Schéma stratigraphique des dépôts urgoniens de la région grenobloise.
D'après ARNAUD-VANNEAU (1980).

Fa : Ammonites de la zone à Pl. ligatus (Hauterivien supérieur), gorges du Nant .

Fb : Silesites seranonis (Barrémien supérieur), col de Pré Coquet .

Au-dessus de cette limite, dans les formations de l'Hauterivien et du Barrémien, les corrélations sont difficiles pour deux raisons:

- la macro ou microfaune pouvant dater précisément les niveaux n'existe que de façon ponctuelle;
- entre les diverses coupes, éloignées géographiquement et situées dans des domaines structuraux différents, les variations de faciès et d'épaisseur sont importantes.

Il apparaît ainsi qu'il est nécessaire d'utiliser d'autres moyens pour obtenir des corrélations stratigraphiques correctes. La méthode employée, basée sur une étude sédimentologique détaillée, consiste à repérer les événements majeurs qui ont perturbé l'évolution normale de la sédimentation. Ces événements se traduisent par une modification des milieux de dépôt. Ils peuvent être considérés comme isochrones dans une région de superficie restreinte, et déterminent alors des horizons de discontinuité, correspondant à "une modification isochrone des paramètres biochimiques du milieu marin qui se traduit dans les séries géologiques soit par une variation lithologique, soit par une rupture ou une inversion brusque de la courbe d'évolution des microfaciès, soit enfin par une interruption de la sédimentation" (H. ARNAUD, 1980).

Ces horizons de discontinuité limitent des "membres" ou séquences régionales qui sont des "unités lithostratigraphiques de rang intermédiaire entre la formation et le banc, constituées d'un ensemble de roches sédimentaires admettant des passages latéraux et/ou verticaux de faciès et limitée par des horizons de discontinuité isochrones d'extension régionale" (H. ARNAUD, 1980).

Dans le Vercors, A. ARNAUD-VANNEAU, H. ARNAUD, J.P. THIEULY (1976) ont défini 14 membres dans les dépôts barrémo-bédouliens. Ce découpage stratigraphique sera, dans la mesure du possible utilisé dans les essais de corrélation des coupes étudiées. Le cadre de référence, pour le Barrémien est celui proposé par A. ARNAUD-VANNEAU dans son schéma stratigraphique des dépôts urgoniens de la région grenobloise (Thèse 1980, p. 144) (fig.51).

II - LES DONNEES PALEONTOLOGIQUES

La macrofaune et la microfaune ont été déterminées par de nombreux spécialistes:

- THIEULY (Grenoble) pour les Ammonites;
- PETIT-BOIS (Paris) pour les Bivalves et Gastéropodes;
- MIDDLEMISS (Londres) pour les Brachiopodes;
- CLAVEL (Lyon) pour les Oursins;
- OERTLI (Pau) pour les Ostracodes;
- BARTENSTEIN (Celle en R.F.A.) pour les Nodosariidés;
- ARNAUD-VANNEAU (Grenoble) pour les Orbitolinidés et autres Foraminifères benthiques des formations carbonatées;
- SEYVE (Pau) pour les Nannoconidés.

Une minorité seulement des fossiles examinés ont des répartitions qui permettent des datations précises. Il est toutefois important de les recenser systématiquement, leur répartition, fréquence et mode de distribution pouvant donner des renseignements complémentaires pour une meilleure compréhension des milieux de dépôt.

A- DATATIONS ET GISEMENTS

1) Les Ammonites

Les zonations utilisées pour l'Hauterivien et le Barrémien ont été exposées dans le paragraphe I.E. du chapitre I.

Les Ammonites recensées ont été récoltées dans les trois coupes du Semnoz, de Menthières et de Sillens.

a) Dans la coupe du Semnoz

Cette coupe a été levée en deux parties. La partie inférieure d'une trentaine de mètres environ, se situe dans un ravin, près des Chalets du Villard, à 1,5 km environ au Sud du sommet du Crêt du Châtillon. Le toit du Valanginien supérieur est représenté par une dalle calcaire où l'on peut voir quelques moules d'Ammonites indéterminables. A la base de la coupe, 2 mètres au-dessus de cette limite lithologique, de nombreuses Ammonites ont été récoltées dans un banc noduleux décimétrique de calcaire argileux grisâtre (échantillon VZ 4). Ce petit banc qui peut se suivre sur plusieurs dizaines de mètres dans le ravin, a fourni environ 25 spécimens, généralement incomplets, car difficiles à dégager. Ces Ammonites appartenant à 8 espèces, permettent la reconnaissance de la zone à Acanthodiscus radiatus de l'Hauterivien basal (fig. 96 en annexe).

La partie supérieure de la coupe du Semnoz (125 m d'épaisseur environ) a été levée le long de la route qui passe à proximité et au Sud du sommet du Crêt de Châtillon. Dans sa partie médiane, au sommet d'un ensemble marneux épais d'une quarantaine de mètres, la présence de Subsaynella sayni (VZ 235), date ces niveaux de la base de l'Hauterivien supérieur (fig. 96 en annexe).

b) Dans la coupe de Menthières

La partie inférieure de cette coupe est constituée par un ensemble marneux épais de 90 m environ, fréquemment interrompu par des bancs décimétriques de calcaires bioclastiques grossiers présentant parfois des surfaces durcies. Acanthodiscus sp. (VM 13) (60 m au dessus de la base) et 4 fragments de Leopoldia cf. leopoldi (VM 37) (à 80 m au-dessus de la base) datent les marnes de ces niveaux de l'Hauterivien basal (fig. 102 en annexe).

c) Dans la coupe de Sillens

La partie médiane de la coupe correspond à une alternance de marnes et de bancs de calcaires fins, sur une épaisseur d'une vingtaine de mètres. Deux Ammonites, Saynella neocomiensis (VZ 79') et Saynella clypeiformis (VZ 82) datent les premiers bancs calcaires de cette alternance du sommet de l'Hauterivien inférieur et plus précisément de la zone à Lytoceras nodosoplicatum (fig. 78 en annexe).

Ces quatre gisements d'Ammonites ont permis des datations précises; ils seront le point de départ des corrélations stratigraphiques entre les diverses coupes. Malheureusement, ces datations ne concernent que l'Hauterivien inférieur et la limite inférieure de l'Hauterivien supérieur; d'autres moyens devront donc être utilisés pour les limites et les différentes subdivisions du Barrémien.

2) Les Bivalves et Les Gastéropodes

Les Bivalves et les Gastéropodes recueillis n'ont pu donner de renseignements stratigraphiques précis, à part quelques spécimens comme Exogyra couloni de l'Hauterivien. Toutefois, pour une meilleure compréhension des milieux de dépôt, il est intéressant de noter la distribution des organismes fouisseurs typiques des fonds meubles (Pleuromia, Homomia...) et des organismes fixés sur des fonds durs (Huîtres, Cyprines, corbis..) (fig.75 à 109 en annexe).

3) Les Brachiopodes

Les 60 Brachiopodes, récoltés dans les marnes des parties inférieures et médianes des coupes de Sillens et de Menthières, sont typiques des marnes d'Hauterive, à l'exception cependant d'un spécimen, Costithyris marcousana (VM 114), caractéristique de la "Pierre Jaune" (fig.75 à 109).

4) Les Oursins

Une centaine d'Echinides ont été recueillis dans les marnes des parties inférieures des diverses coupes. Ils apportent généralement des renseignements stratigraphiques intéressants, en accord avec les datations par l'Ammonitofaune.

a) Dans la coupe du Semnoz

A la base de la coupe et à quelques centimètres au-dessus de la dalle valanginienne (VZ 1), et jusqu'au banc décimétrique riche en Ammonites (VZ 4), les Oursins caractérisent la base de l'Hauterivien, grâce à la présence d'Holaster relativement nombreux, et surtout de Toxaster sp. A. CLAVEL (base de la zone à radiatus à Hauterive, zones à radiatus loryi à Castellane, d'après B. CLAVEL). Les autres niveaux, jusqu'à VZ 242, ont fourni de nombreux Toxaster amplus, marquant l'Hauterivien et ne pouvant donner de datations plus précises.

b) Dans la coupe de Menthières

Dans les marnes, à 60 m au-dessus de la base de la coupe, les Oursins des niveaux VM 4 à VM 17 suggèrent fortement la base de la zone à radiatus, c'est-à-dire l'extrême base de l'Hauterivien. Au-dessus, jusqu'au VM 114, les Oursins sont caractéristiques de l'Hauterivien.

c) Dans la coupe de Sillens

De la base de la coupe (VS 200), à la partie médiane (VS 104), les Oursins sont typiques de l'Hauterivien. Toutefois, on peut noter une légère modification entre VS 79 et VS 89 où les Holaster sont seuls représentés. Ces échantillons se situent au niveau et juste au-dessus des Saynella neocomiensis et clypeiformis du sommet de l'Hauterivien inférieur; cette anomalie, remarquée par B. CLAVEL, pourrait ainsi coïncider avec la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur (fig.78 en annexe).

d) Dans la coupe de la Chambotte

Les seuls Echinides pouvant donner des renseignements stratigraphiques ont été fournis par l'ensemble marneux de la partie médiane de la coupe. Il s'agit de Nucleolites schencheri (V 65), d'Heteraster couloni (V 71) et d'un Toxaster amplus de grande taille (V 71). D'après B. CLAVEL, le spécimen Nucleolites schencheri peut être considéré comme marquant le Barrémien où il est généralement abondant, bien qu'il ait été également trouvé dans l'Hauterivien. Par contre, toujours d'après B. CLAVEL, le Toxaster amplus semble caractéristique de l'Hauterivien. A ce propos, il est intéressant de faire une remarque concernant la taille de cet Oursin. En effet, ce spécimen est tout à fait comparable par sa grande taille (7 cm environ de diamètre) à ceux trouvés par A. ARNAUD-VANNEAU dans la coupe du Mont Noir. Dans cette coupe du Massif du Vercors, ces Toxaster amplus de grande taille ont été récoltés au-dessus d'un niveau ayant fourni l'Ammonite de zone Silesites seranonis, caractéristique du Barrémien supérieur (p. 147 et p. 250 ARNAUD-VANNEAU, Thèse 1980).

Ces interprétations contradictoires concernant la position stratigraphiques de ces Oursins exigent donc une grande prudence quant à la datation des niveaux dont ils sont issus.

5) Les Ostracodes

Plus de 150 Ostracodes ont été recueillis dans les marnes des diverses coupes et extraits par les techniques de lavage.

a) Dans la coupe de Sillens

Grâce à l'abondance et la variété des échantillons, H. OERTLI a pu mettre en évidence deux coupures stratigraphiques:

- la première, située entre VS 72 et VS 75, correspond à une limite entre l'Hauterivien inférieur basal et "une partie supérieure" de l'Hauterivien inférieur;
- la seconde, localisée entre VS 76 et VS 93, peut être identifiée à la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur.

Cette hypothèse est tout à fait compatible avec les datations données par les Saynella et les renseignements fournis par la distribution des différents types d'Oursins (fig. en annexe). En ce qui concerne les milieux de dépôt, H. OERTLI remarque la présence de Saxellacythere ? sp. à l'extrême base de la coupe (VS 200), une tendance à des milieux plus profonds. Cette constatation montre que dans les marnes, là où l'observation des variations des microfaciès est pratiquement impossible, l'étude de certaines espèces permet d'avoir des informations sur les modifications des milieux de dépôts.

b) Dans la coupe du Semnoz

De la base de la coupe jusqu'à VZ 233, les Ostracodes recueillis sont typiques de l'Hauterivien inférieur. Dans les échantillons VZ 233, J. OERTLI a déterminé Schuleridea extranea, caractéristique de la partie supérieure de l'Hauterivien inférieur. Cette indication confirme les autres données (présence de Subsaynella sayni, juste au-dessus, détermination des Nodosariidés) qui permettent de situer la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur à proximité des échantillons VZ 233-VZ 234 (fig. 96 en annexe).

Dans les niveaux sus-jacents, la faune est très mal conservée et ne permet pas de datations précises.

c) Dans la coupe de Menthières

Les échantillons de la base de la coupe contiennent des espèces typiques de l'Hauterivien inférieur jurassien avec Schuleridea thoerenensis werlensis, Rehacythereis bernardi et Hechticythere pumila.

Dans les marnes de la partie inférieure de la coupe, les Ostracodes sont typiques de l'Hauterivien inférieur. Au-dessus, des niveaux marneux intercalés dans les calcaires bioclastiques à Bryozoaires ont fourni une faune bien conservée, et en particulier Schuleridea thoerenensis werlensis (VM 96), typique de l'Hauterivien inférieur.

Cette détermination permet donc de situer la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur au dessus de cet ensemble bioclastique, sans doute dans les passées marneuses qui le surmontent.

Dans la partie supérieure de la coupe, des joints marneux ont fourni quelques spécimens (VM 140), mal conservés, souvent indéterminables, d'aucune valeur stratigraphique. (fig. 102 en annexe).

d) Dans la coupe de la Chambotte

Deux échantillons, localisés dans les marnes de la partie médiane de la coupe, montrent quelques Ostracodes, trop peu nombreux pour permettre une datation (fig. 87 en annexe).

6) Les Nodosariidés

Près de 200 Nodosariidés ont été récoltés dans les marnes des diverses coupes.

a) Dans la coupe de Sillens

Les Nodosariidés sont généralement très corrodés et peu d'entre eux ont une valeur stratigraphique. Un échantillon à l'extrême base de la coupe (VS 200) a fourni Citharina seitzi typique du Valanginien supérieur et/ou de l'Hauterivien inférieur. D'après BARTENSTEIN, il serait plus vraisemblable de dater ce niveau de l'Hauterivien inférieur (fig. en annexe).

b) Dans la coupe du Semnoz

La partie basale, levée dans le ravin des Chalets du Villard, a fourni une grande variété de Nodosariidés. La présence de Lenticulina (Marginulinopsis) bettenstaedti dans l'échantillon VZ 6 permet de dater ce niveau de l'Hauterivien inférieur basal, ce qui correspond, tout à fait, aux datations dues aux Ammonites du banc sous-jacent (VZ 4). Au sommet de l'ensemble marneux de la partie médiane de la coupe, deux mètres en-dessous de la Subsaynella sayni, l'échantillon VZ 233 a permis la détermination de Lenticulina aff. humilis, forme de transition à Lenticulina pachynota. Ce Foraminifère a une valeur stratigraphique importante, car il est caractéristique de la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur.

Cette datation coïncide tout à fait avec les résultats donnés par les Ammonites et les Oursins et permet ainsi de placer cette limite stratigraphique avec beaucoup de précision (fig.96 en annexe).

c) Dans la coupe de Menthières

Les Nodosariidés recueillis sont très corrodés, parfois indéterminables; ils n'apportent pas de précisions stratigraphiques.

7) Les Orbitolinidés et autres Foraminifères benthiques

Une des possibilités de dater les carbonates de plate-forme de falaises urgoniennes réside en la reconnaissance des Foraminifères benthiques, et en particulier des Orbitolinidés. La répartition utilisée est celle de A. ARNAUD-VANNEAU (chapitre I, paragraphe I.E.).

Les spécimens intéressants du point de vue stratigraphique et paléogéographique sont figurés dans les planches II et III.

a) Les Orbitolinidés (pl. III)

a.1. Dans la coupe de la Chambotte

Dans le quart supérieur de la coupe, on note l'apparition simultanée de quatre espèces d'Orbitolinidés: Dictyorbitolina ichnusae, Dictyoconus sp.1, Paleodictyoconus, forme de transition (= D ? aff. ichnusae in A. A.V. 1981), Paracoskinolina sunnilandensis. Cette apparition est un des arguments permettant de fixer la limite inférieure de la séquence BS 2c (cf. fig.51) à proximité de l'échantillon V 106. Au dessus de cette limite, Dictyorbitolina ichnusae est très fréquente et abondante, puis disparaît brutalement à proximité de l'échantillon V 170, disparition qui correspond à la limite entre les séquences 6 et 7, donc probablement entre les membres BS 2 et BS 3.

a.2. Dans la coupe du Bourget (partie inférieure)

De nombreuses espèces d'Orbitolinidés ont pu être déterminées, mais n'apportent que peu de renseignements sur les limites stratigraphiques. Toutefois, l'apparition de Falsurgonina cf. pileola semble coïncider avec la limite inférieure du BS 3 et celle de Cribellopsis neolongata, marquer la limite BS 3 - BS Aia - (fig. 91a en annexe).

a.3. Dans la coupe du Bourget (partie supérieure)

Les Orbitolinidés qui ont été fournis par ces niveaux sont fréquents dans le Barrémien supérieur et à la limite Barrémien-Aptien, mais ne peuvent apporter ici de renseignements stratigraphiques précis. On remarque cependant que l'apparition de Cribellopsis neolongata pourrait coïncider avec la limite BS 3 - BSAia, comme dans la partie inférieure de la coupe du Bourget (fig. 91b en annexe).

a.4. Dans la coupe du Rocher des Hirondelles

Comme dans les autres coupes précitées, l'apparition des Orbitolinidés semble coïncider avec la limite des séquences 5 et 6, correspondant probablement à la limite BS2b-BS2c. De plus la répartition de D. ichnusae est limitée à l'intervalle du BS2c (fig. 109 en annexe).

a.5. Dans la coupe de Boge/Confort

Cette coupe présente peu d'Orbitolinidés. Plusieurs espèces apparaissent simultanément et sembleraient typiques de la limite Bs3 -BsAia: Cribellopsis schroederi, Cribellopsis neolongata, Pa (Eop) charollaisi... (fig.105 en annexe).

a.6. Dans la coupe du Crêt de Châtillon

L'échantillonnage étant très espacé, la répartition des quelques Orbitolinidés déterminables n'est pas significative.

a.7. Dans la coupe de Barterand

Les associations d'Orbitolinidés, présentes dans la partie sommitale de la coupe de Barterand, sont difficilement comparables avec celles des autres coupes. En effet, on ne retrouve pas les espèces citées précédemment, mais de nouvelles associations qui sembleraient caractériser des niveaux peut-être antérieurs. au Bs2.

b) *Autres Foraminifères benthiques*

Certains Foraminifères benthiques autres que les Orbitolinidés ont une répartition stratigraphique intéressante et méritent d'être signalés. C'est le cas notamment de Neotrocholina friburgensis qui s'observe essentiellement dans les coupes de la Chambotte et du Bourget et qui caractérise, d'après ARNAUD-VANNEAU (1980) le Barrémien supérieur.

Inversement, les datations précises par l'ammonitofaune de la base des coupes de Sillens, du Semnoz et de Menthières peuvent apporter des indications sur la répartition de certaines espèces. Citaella favrei et Gaudryina tuchaensis (pl.II) ont été identifiées dans des niveaux datés de l'Hauterivien inférieur, dans des faciès toujours très externes. Choffatella decipiens (pl.II) dont la présence caractérise une variante du faciès 3 (biopelsparite à débris arrondis) est reconnue au même niveau stratigraphique dans les coupes de la Chambotte et du Bourget, plus précisément au sommet de la quatrième séquence (probablement dans le Barrémien inférieur).

8) *Les Nannoconidés*

Les 18 échantillons analysés, provenant des coupes de la Chambotte, du Semnoz et de Menthières se sont révélés très pauvres en nanno-fossiles calcaires. Deux Nannoconidés apportent cependant quelques renseignements stratigraphiques dans la coupe de la Chambotte. Il s'agit en V 63 de Nannoconus cf. aquitanicus (Barrémien à Aptien inférieur) et en V 72 de Nannoconus steinmani minor (Tithonique au Valanginien).

On remarque que N. steinmani minor a son top stratigraphique au sommet du Valanginien, alors que plus haut dans la série, N.cf. aquitanicus daterait la base du Barrémien, ce qui supposerait, alors, le remaniement de N.steinmani minor. Devant la rareté et la mauvaise conservation de ces individus, toute attribution stratigraphique reste tout de même hasardeuse.

B - FREQUENCE ET DISTRIBUTION

L'étude de la faune dans les diverses coupes montre qu'il existe: une relation entre sa distribution et l'environnement sédimentologique d'une part (Ammonites, Oursins et Brachiopodes liés aux faciès de bassin; Orbitolinidés liés aux faciès du domaine interne de la plate-forme..), une relation entre sa fréquence et sa position stratigraphique d'autre part.

L'abondance et la diversité des espèces dans certains niveaux font apparaître des zones privilégiées qu'il est intéressant de repérer. En effet, ces zones se retrouvent d'une coupe à l'autre et coïncident généralement avec des limites stratigraphiques ou des coupures sédimentologiques (figures en annexe).

Quatre niveaux repères peuvent être distingués:

- Le premier à quelques mètres au-dessus de la limite Valanginien-Hauterivien (Semnoz: VZ 4 à VZ 6; Sillens: VS 200 à VS 202);
- le second se situe à proximité de la limite entre Hauterivien inférieur et Hauterivien supérieur et d'une façon très nette (Sillens: VS 71 à VS 104; Semnoz: VZ 231 à VZ 242; Menthières: VM 104 à VM 130);
- le troisième, moins marqué que le précédent, est à proximité de la limite supposée entre Hauterivien supérieur et Barrémien inférieur;
- le quatrième se localise au-dessus de la limite supérieure de la 5e séquence (Bs2c supposé) alors que la 4e séquence (Bs1, Bs2 a et b) (sauf dans la coupe de Barterand) se caractérise par une absence totale de faune, ce qui représente aussi un autre type de niveau de repère.

III - LES HORIZONS DE DISCONTINUITÉ MAJEURS, LIMITES DES SÉQUENCES

PRINCIPALES

Les sept horizons de discontinuité majeurs, utilisés pour les corrélations stratigraphiques entre les différentes coupes, limitent les 8 séquences principales définies dans l'Hauterivien et le Barrémo-Bédoulien.

Chacun d'entre eux présente des caractères propres qui facilitent leur identification. Ils sont notés de A à H, du plus ancien au plus récent.

A - HORIZON DE DISCONTINUITÉ A, LIMITE INFÉRIEURE DE LA PREMIÈRE SÉQUENCE DE L'HAUTERIVIEN, SÉQUENCE 1

Cet horizon souligne un net approfondissement des milieux de dépôt marqué par l'interruption de la sédimentation carbonatée de plate-forme externe du sommet du Valanginien. Il correspond à une surface nette entre les bancs de calcaires bioclastiques du Valanginien terminal et les marnes et calcaires marneux de l'Hauterivien basal.

Au Semnoz, deux mètres au-dessus de l'horizon A, un niveau particulier, marqué par un léger approfondissement des milieux de dépôt correspond à une discontinuité mineure notée A'. Il est caractérisé par la condensation, dans un banc décimétrique noduleux d'une faune variée avec notamment de

nombreuses Ammonites typiques de la zone à Acanthodiscus radiatus (fig.96).

A Menthières, des Ammonites de l'Hauterivien basal ont été récoltées 60 m au-dessus de la discontinuité A, quelques centimètres au-dessus d'un hard-ground pouvant correspondre à la discontinuité mineure A' (fig.102). Devant cette variation importante d'épaisseur d'une coupe à l'autre (2 à 60 m), deux solutions peuvent être proposées.

La première est que la discontinuité basale de la coupe de Menthières, assimilée à la discontinuité A ne correspondrait pas à la limite Valanginien-Hauterivien (dans ce cas, la partie basale de ces marnes appartiendrait au Valanginien supérieur sous un faciès marneux et non plus calcaire; hormis l'épaisseur des assises, cette disposition serait semblable à celle du stratotype du Valanginien de Valangin).

La seconde, en accordance avec les déterminations et datations des Ostracodes récoltés dans ces niveaux, ce qui la rend plus plausible, est que l'Hauterivien basal est à Menthières, très épais et très marneux. Il en résulte que les variations latérales d'épaisseur pourraient donc être particulièrement importantes dans ces niveaux, alors qu'elles sont très faibles dans le Barrémien, comme nous pourrions l'observer ultérieurement.

B - HORIZON DE DISCONTINUITÉ B, LIMITE SUPÉRIEURE DE LA SÉQUENCE 1

Cet horizon est visible dans les trois coupes de Sillens, de Menthières et du Semnoz. Il est peu marqué au Semnoz, où il affecte des faciès très externes (calcaires et marno-calcaires à spicules de Spongiaires). Il correspond alors à un passage plus tendre et plus marneux qui se repère bien dans la falaise. A ce niveau, on note une nouvelle apparition de la faune (Ostracodes, Nodosariidés) et une légère augmentation du pourcentage de quartz détritique (fig.94, 95 et 96).

A Sillens et à Menthières, cet horizon, souligné là aussi par une légère augmentation de quartz détritique, correspond à un net approfondissement des milieux de dépôt avec la superposition de calcaires marneux ou de marnes argileuses hémipélagiques sur les calcaires bioclastiques grossiers à Bryozoaires et Crinoïdes (fig.76, 77 et 78, 100,101 et 102).

D'un point de vue minéralogique, cette discontinuité B est marquée à Sillens par une chute du pourcentage relatif d'illite (de 37 à 13 %), alors que celui des smectites augmente (de 63 à 87 %) (fig. 39 et 50).

Dans les trois coupes de Sillens, de Menthières et du Semnoz, on peut noter, dans les faciès bioclastiques de la partie supérieure de la deuxième séquence de l'Hauterivien inférieur, une discontinuité mineure B', correspondant à un léger, mais net approfondissement des milieux de dépôt. Cette discontinuité mineure délimite deux miniséquences qui se corrélaient très bien d'une coupe à l'autre et représente ainsi un "niveau repère" intéressant.

C - HORIZON DE DISCONTINUITÉ C, LIMITE SUPÉRIEURE DE LA SÉQUENCE 2

Cet horizon est très net dans les trois coupes de Sillens, de Menthières et du Semnoz. Dans les trois cas, il correspond à la superposition de marnes argileuses sur des calcaires bioclastiques grossiers à Bryozoaires

et Crinoïdes. Il est souligné par une arrivée massive de quartz détritique (pouvant atteindre 25 % du volume total du sédiment), et par une surface durcie rousse, bien visible à Sillens. Il est annoncé parfois dans les bancs sous-jacents par la présence de faciès bioclastiques à Bryozoaires grêles, ne présentant en section que deux ou trois loges (faciès 7A). Ces Bryozoaires pourraient correspondre, soit à des formes résistantes à l'envasement, soit au contraire à des formes typiques des ralentissements de sédimentation, ce qu'il est difficile de préciser. Quoi qu'il en soit, ils soulignent dans les deux cas une anomalie dans le taux de sédimentation.

De part et d'autre de la discontinuité C, on observe dans la coupe de Sillens un changement brusque des associations minéralogiques (fig.50). Au sommet de la séquence 2, les calcaires bioclastiques sont caractérisés par des associations de type III (smectite à 14 Å 45%, illite 45%, interstratifiés 10%) alors qu'à la base de la séquence 3, au-dessus de l'horizon de discontinuité, on retrouve les associations de type I (smectite 14 Å 85%, illite 15%) (fig. 46) caractéristiques des sédiments de la base des séquences 1 et 2.

De plus, il est intéressant de remarquer que cette discontinuité minéralogique ne correspond pas exactement à la discontinuité lithologique observée sur le terrain. En effet, cette variation dans le pourcentage des argiles est sensible quelques centimètres au-dessous de cette discontinuité dans les faciès bioclastiques et semble "annoncer", de la même façon que les espèces de Bryozoaires grêles, un événement majeur dans l'évolution de la plate-forme carbonatée.

Au-dessus de cet horizon de discontinuité, la faune devient variée et abondante avec des Ammonites, des Oursins, des Ostracodes et des Nodosariidés qui permettent de situer précisément la limite Hauterivien inférieur-Hauterivien supérieur (fig. en annexe).

D - HORIZON DE DISCONTINUITÉ D, LIMITE SUPÉRIEURE DE LA SÉQUENCE 3

Cet horizon est peu visible dans la morphologie, mais est généralement souligné par un joint marneux d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Il ne peut être mis en évidence que par une étude sédimentologique détaillée, à la différence des trois horizons A, B, C décrits précédemment qui étaient bien repérables sur le terrain.

A Sillens et à Barterand, il correspond à une discontinuité nette, par l'intermédiaire de laquelle des faciès fins, à débris d'Echinodermes succèdent à un ensemble oolitique ou bioclastique grossier. Aucun apport particulier de quartz détritique n'est observé dans ces deux coupes. On note cependant une légère modification des associations argileuses, toutefois moins marquée que pour la discontinuité C.(fig.50).

Plus à l'Est, à la Chambotte et au Semnoz, l'horizon de discontinuité D se situe généralement au sommet d'un ensemble oolitique et bioclastique, mais il est marqué, dans les deux cas, par une arrivée importante de quartz détritique (les pourcentages sont cependant toujours plus faibles que pour l'horizon C).

A Menthrières, on ne remarque aucune arrivée anormale de quartz; il sera plus difficile de mettre en évidence cette discontinuité parmi les nombreuses oscillations de la courbe séquentielle.(fig.100).

D'une manière générale, dans ces faciès de bordure externe, la faune déterminable est peu abondante, et ne permettra pas une datation précise de ces niveaux.

E - HORIZON DE DISCONTINUITÉ E, LIMITE SUPÉRIEURE DE LA SÉQUENCE 4

Cet horizon est généralement bien visible, étant souvent marqué par un niveau marneux, d'épaisseur centimétrique à métrique, sauf dans les coupes de Sillens et de Barterand, où il n'est souligné que par un approfondissement des milieux de dépôt.

Il correspond, dans tous les cas, à la dernière apparition de faciès relativement externes (faciès fins à débris d'Echinodermes à Sillens, Barterand et la Chambotte, faciès à Bryozoaires et à Crinoïdes à Menthrières ou faciès à spicules de Spongiaires au Semnoz, selon les variations latérales de faciès), au-dessus de faciès bioclastiques grossiers.

Dans les bancs sus-jacents, la sédimentation est d'un type nouveau, annonçant des faciès de plate-forme, avec une nette augmentation de la teneur en carbonates, une couleur plus claire, et une morphologie typique en gros bancs massifs. La faune est généralement rare dans ces niveaux.

F - HORIZON DE DISCONTINUITÉ F, LIMITE SUPÉRIEURE DE LA SÉQUENCE 5

Cet horizon de discontinuité n'est pratiquement pas décelable morphologiquement. Il sépare, par l'intermédiaire de faciès témoignant de milieux relativement profonds, deux séquences sédimentologiquement bien différentes.

Le sommet de la séquence 4 sous-jacente, marqué par d'importantes variations latérales de faciès à l'échelle de la région, correspond à des milieux de bordure externe (oolitiques à Menthrières, au Rocher des Hirondelles, à Boge/Confort; à Cnidaires au Crêt du Châtillon) ou bien de bordure interne (bioclastes roulés et oolites internes à la Chambotte).

Au-dessus de la discontinuité se développent des faciès typiques de milieux proches du domaine interne de la plate-forme, dans lesquels les Orbitolinidés et les Rudistes font leur apparition.

G - HORIZON DE DISCONTINUITÉ G, LIMITE SUPÉRIEURE DE LA SÉQUENCE 6

Cet horizon est faiblement marqué et correspond à un léger et bref approfondissement des milieux de dépôts dans le contexte du domaine interne de la plate-forme.

Dans la partie supérieure de la 7^e séquence, on note une discontinuité mineure G' délimitant deux sous-séquences. Celle-ci est facilement corrélable d'une coupe à l'autre.

H - HORIZON DE DISCONTINUITÉ H, LIMITE SUPÉRIEURE DE LA SÉQUENCE 7

Très bien marqué dans la morphologie, il correspond à un approfondissement important des milieux de dépôt. Sur le terrain, il se traduit par la superposition, sur les bancs massifs du sommet de la séquence 7,

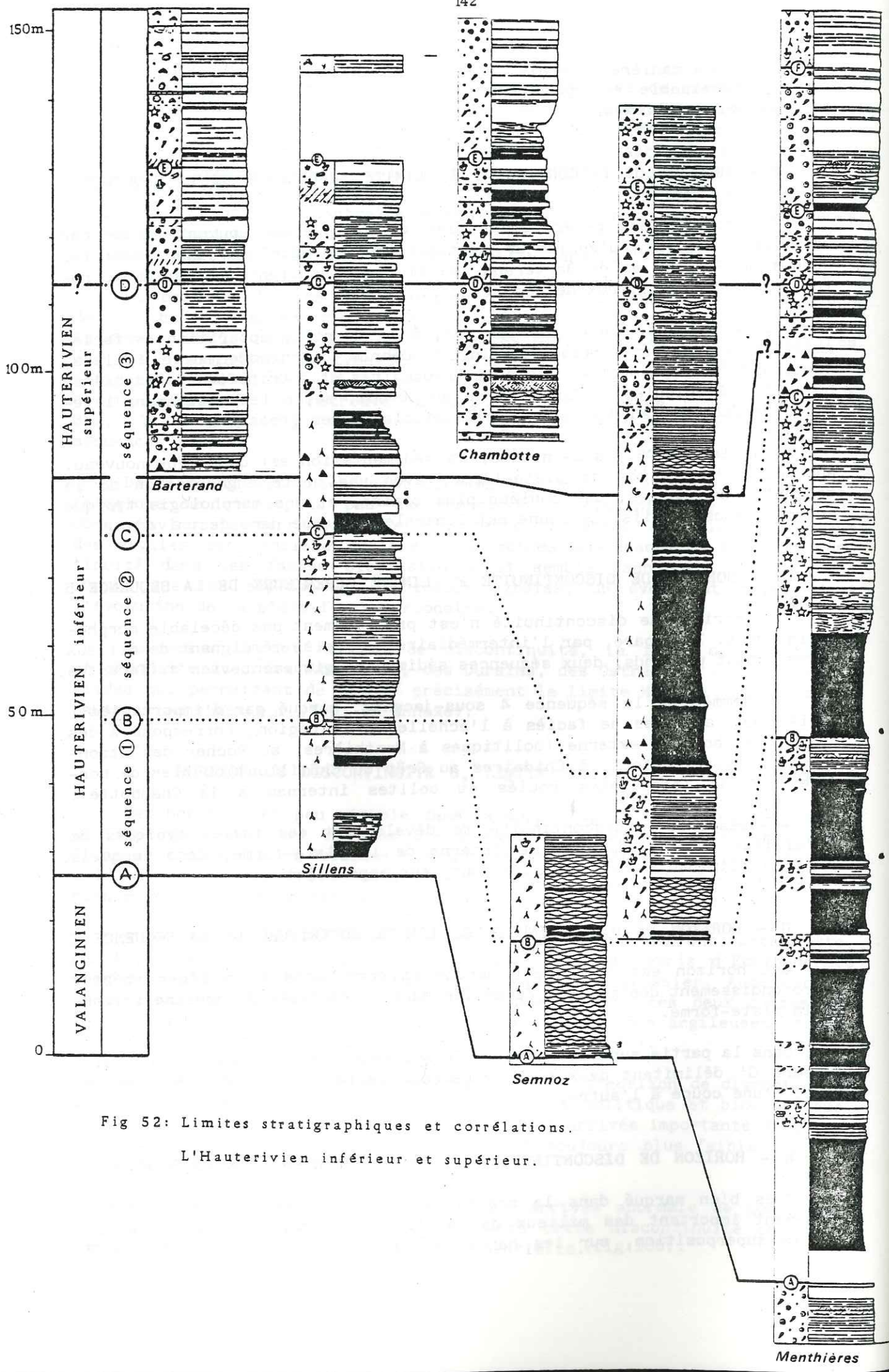


Fig 52: Limites stratigraphiques et corrélations.

L'Hauterivien inférieur et supérieur.

de petits bancs plus tendres, plus lités et plus colorés (gris ocres) de calcaires finement bioclastiques. Ces "faciès de transgression" (faciès 21, § IV.C. du chapitre II) correspondent aux "calcaires marneux de la Rivière" décrits par CONRAD (1969) dans la vallée de la Valserine; ces calcaires affleurent au sommet de la coupe du Rocher des Hirondelles, et s'observent en rive droite de la Valserine. Cet horizon de discontinuité est aussi visible dans la coupe du Bourget.

Dans tous les cas, ces niveaux renferment une microfaune aussi variée qu'abondante et sont notamment caractérisés par l'association Valserina bronnimanni et de Palorbitolina (Eopalorbitolina) charollaisi.

IV - LIMITES STRATIGRAPHIQUES ET CORRELATIONS

Dans la région étudiée, l'Hauterivien et le Barrémo-Bédoulien comprennent huit séquences principales limitées par sept horizons de discontinuité majeurs. Les attributions stratigraphiques s'appuient sur plusieurs types d'éléments: les données paléontologiques, l'analyse séquentielle, les schémas de corrélations entre les diverses coupes, les comparaisons avec les régions voisines.

La base et le sommet de la série (Hauterivien inférieur et Barrémien supérieur) ont pu être facilement datés grâce à une macro et microfaune abondante et variée. Par contre, les données paléontologiques étant insuffisantes dans la partie médiane de la série, des problèmes se sont posés pour la datation de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur, ainsi que pour la définition de leurs limites.

A - LA LIMITE VALANGINIEN-HAUTERIVIEN (fig.52)

Cette limite a pu être définie dans les deux coupes de Menthrières et du Semnoz. Les niveaux directement sus-jacents ont fourni des Oursins, des Ostracodes, des Nodosariidés et une ammonitofaune typique de l'extrême base de l'Hauterivien (zone à Acanthodiscus radiatus); ils correspondent à la base des marnes d'Hauterive des auteurs suisses.

B - LA LIMITE HAUTERIVIEN INFÉRIEUR - HAUTERIVIEN SUPÉRIEUR (fig.52)

Cette limite a pu être fixée avec une grande précision d'une part grâce à l'abondance de la faune récoltée dans les niveaux sous et sus-jacents (Ammonites, Oursins, Ostracodes et Nodosariidés) et d'autre part grâce à la finesse des corrélations séquentielles entre les diverses coupes.

Ces corrélations s'appuient notamment sur la reconnaissance de l'horizon C, discontinuité repère (caractérisée essentiellement par une arrivée massive de quartz détritique dans les niveaux sus-jacents, connue à une échelle régionale, jusque dans le Jura Vaudois (CONRAD, 1983, article sous presse).

On peut remarquer que la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur ne coïncide pas avec un horizon de discontinuité majeur, elle se situe dans la partie inférieure de la séquence 3, au sommet de l'épisode marneux qui surmonte la discontinuité C. D'après la terminologie des

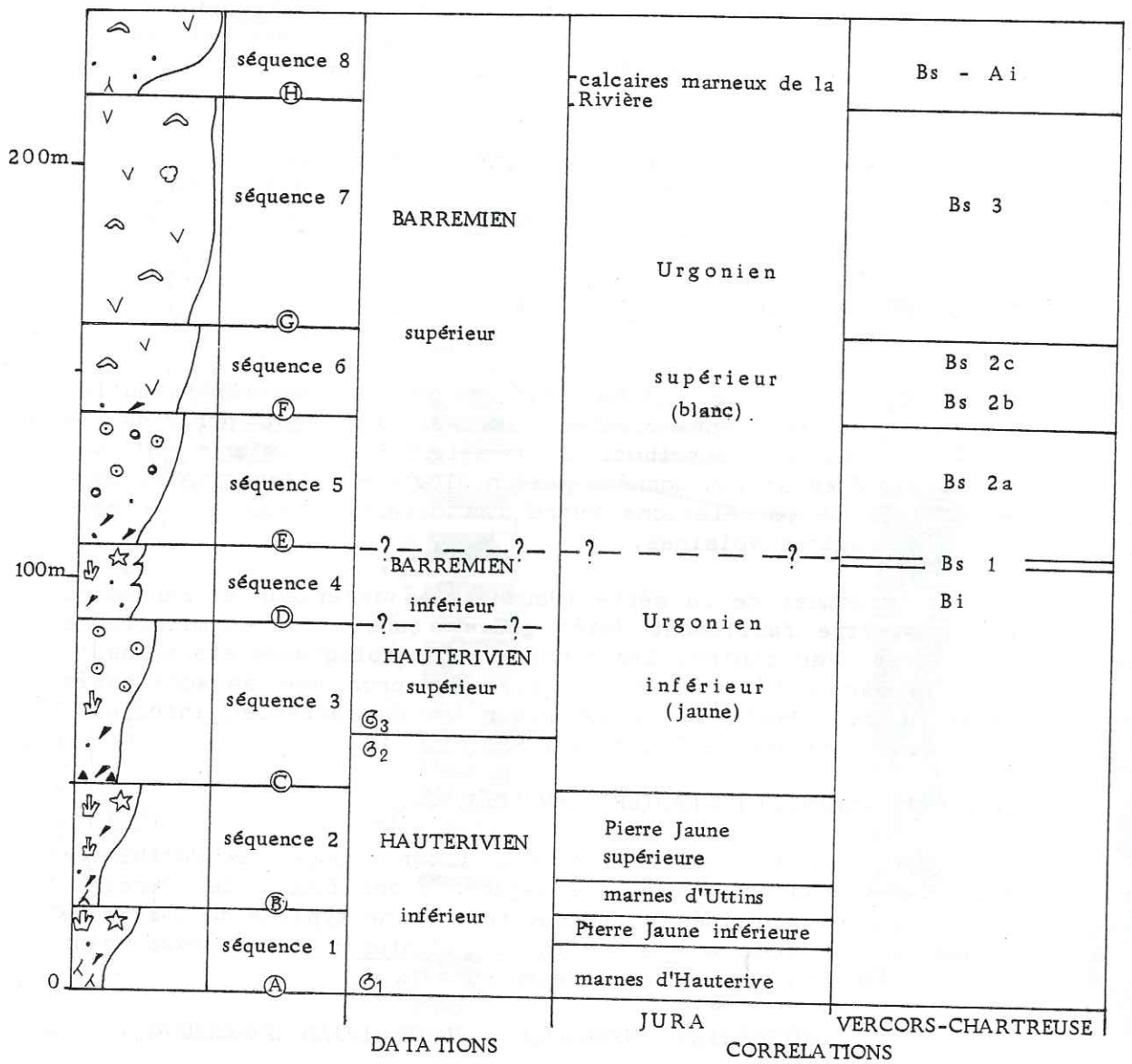


Fig 53: Limites stratigraphiques . Comparaisons avec les régions voisines.

- Ⓒ₃ Ammonite de la zone à *S. sayni*.
- Ⓒ₂ Ammonites de la zone à *L. nodosoplicatum*.
- Ⓒ₁ Ammonites de la zone à *A. radiatus*.

Légende des figurés : se reporter à la figure 14 .

auteurs suisses, cette limite stratigraphique se localise dans la partie basale de l'Urgonien inférieur ou Urgonien Jaune (fig.53).

L'intervalle d'incertitude dans la définition de cette limite est pratiquement nul dans les coupes de Sillens et du Semnoz, il est de quelques mètres dans la coupe de Menthières.

C - LA LIMITE HAUTERIVIEN - BARREMIEN (fig. 54 et 55)

La limite Hauterivien-Barrémien n'a pu être définie avec certitude par manque de données paléontologiques. Cependant, tout porte à penser qu'elle se situe à proximité de l'horizon de discontinuité D, et ceci d'après plusieurs constatations.

D'un point de vue paléontologique, il est tout de même intéressant de rappeler qu'elle est comprise entre de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien supérieur datés.

D'un point de vue lithologique, il n'y a guère de différences, hormis les épaisseurs légèrement plus faibles, entre la coupe de la Chambotte et les coupes géographiquement proches de Chartreuse. Or ces dernières se corrèlent aisément avec les coupes datées par Ammonites du rebord occidental du Vercors (Gorges du Nant et région de Malleval, fig. 51).

D'un point de vue séquentiel, c'est entre les discontinuités D et E, correspondant à la séquence 4, que s'observent de rapides oscillations de la courbe de faciès, dues à de nombreuses discontinuités mineures. Dans le Vercors, ces oscillations sont très nettes dans la succession du Barrémien inférieur; elles correspondent aux séquences principales du haut-fond du Vercors méridional (fig. 56).

D'un point de vue sédimentologique, les sédiments du Barrémien inférieur (séquence 4) correspondent à des milieux plus profonds que ceux du sommet de l'Hauterivien supérieur (séquence 3), avec notamment une abondance de faciès marneux. Ce caractère, là encore, est observé dans le massif du Vercors et peut servir de critère de reconnaissance.

En conclusion, malgré l'absence de preuves paléontologiques, il s'avère possible, d'après les arguments et observations de tous ordres exposés ci-dessus, de placer la limite Hauterivien-Barrémien au sommet de la séquence 3. D'après les corrélations entre les diverses coupes, cette limite pourrait se situer dans la partie sommitale de l'Urgonien inférieur ou Urgonien Jaune (fig. 53).

D - LA LIMITE BARREMIEN INFÉRIEUR - BARREMIEN SUPÉRIEUR (fig. 54 et 55)

les données paléontologiques étant insuffisantes pour situer avec précision cette limite stratigraphique, celle-ci sera déterminée d'après un raisonnement basé sur l'analyse séquentielle, sur les comparaisons avec les régions voisines et aussi, bien sur, sur le fait que les bancs sus-jacents ont été datés par la microfaune du Barrémien supérieur.

Fig 54: Limites stratigraphiques et corrélations.
Le Barrémien inférieur et supérieur dans les coupes méridionales.

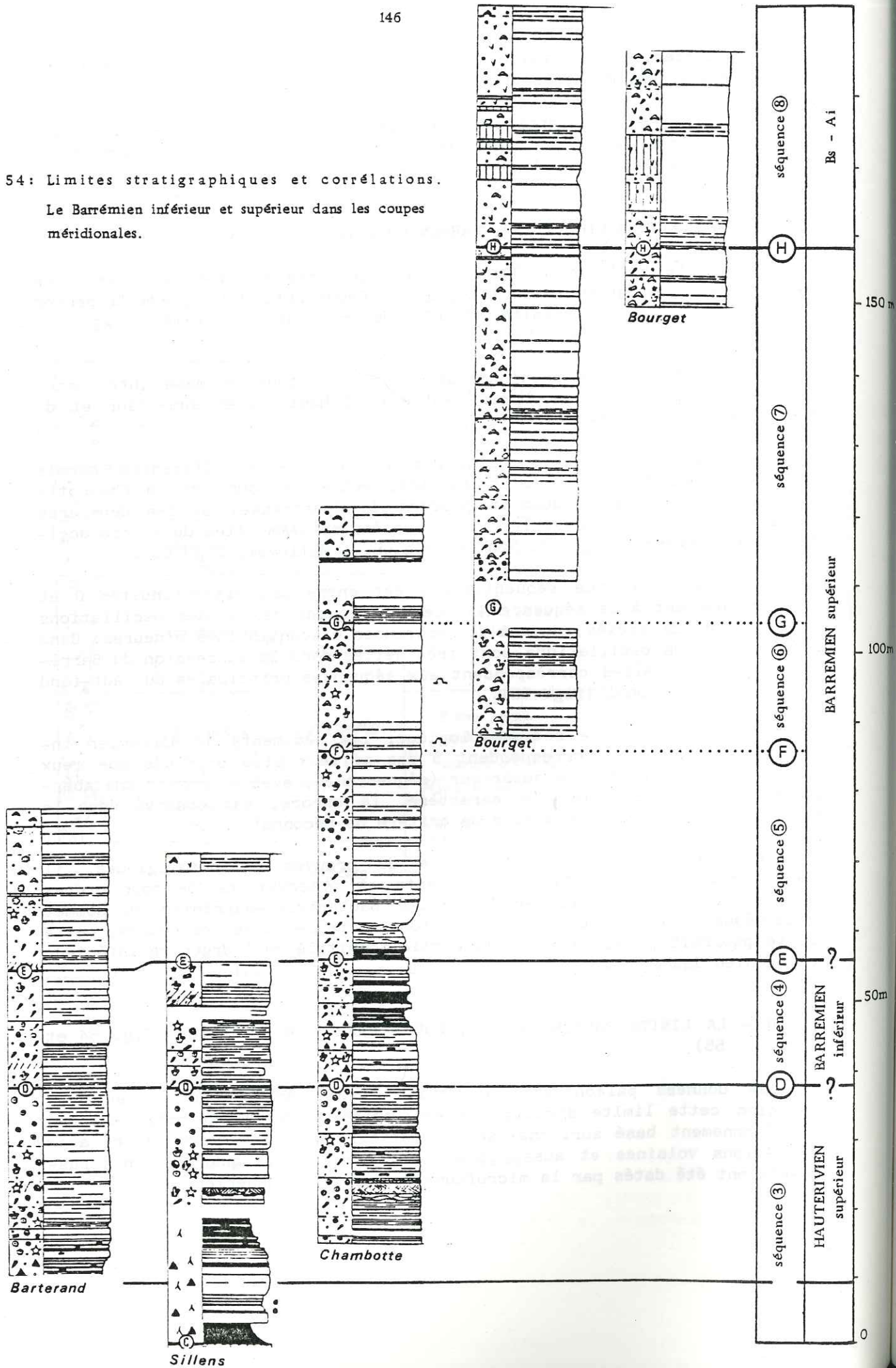
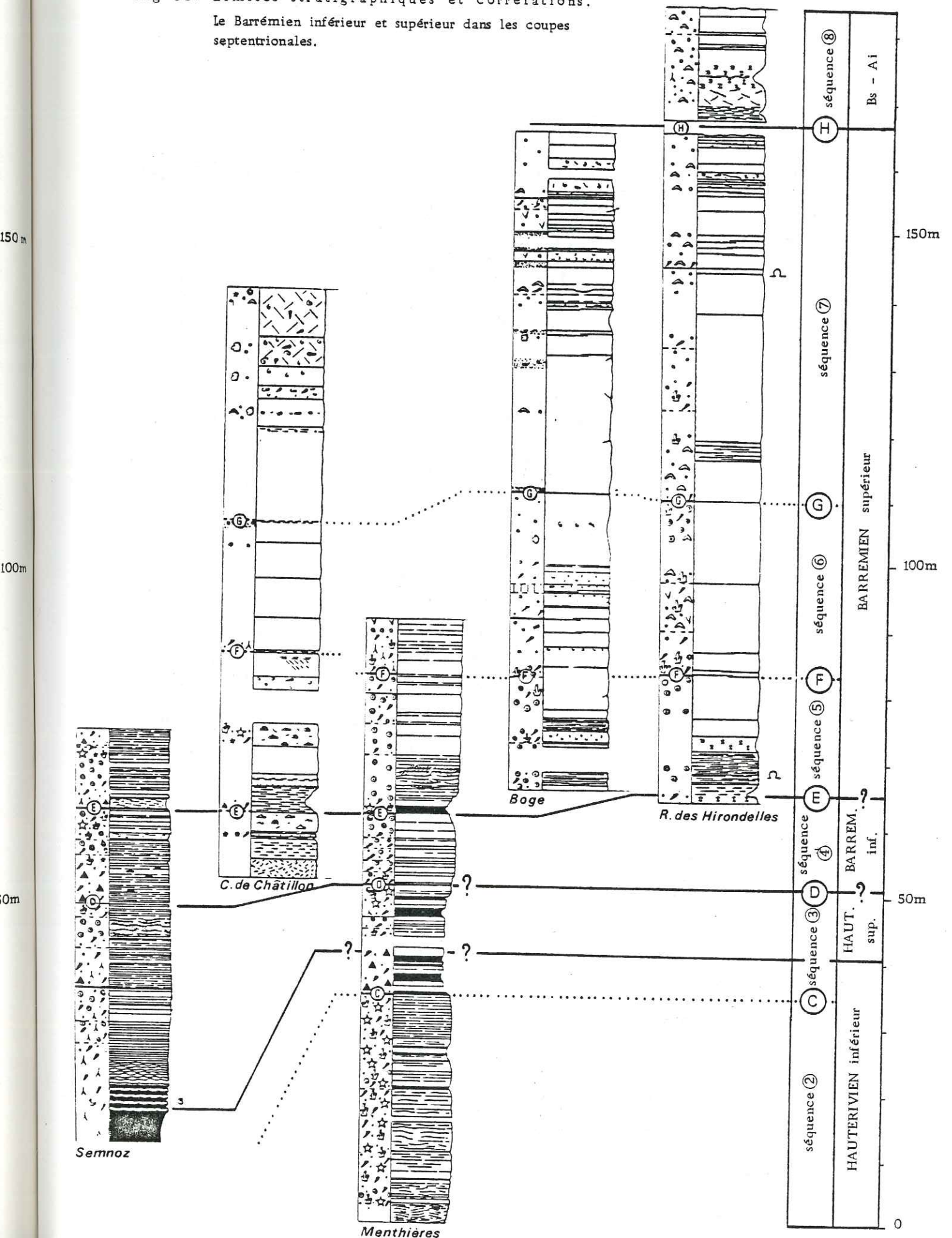


Fig 55: Limites stratigraphiques et corrélations.
Le Barrémien inférieur et supérieur dans les coupes septentrionales.



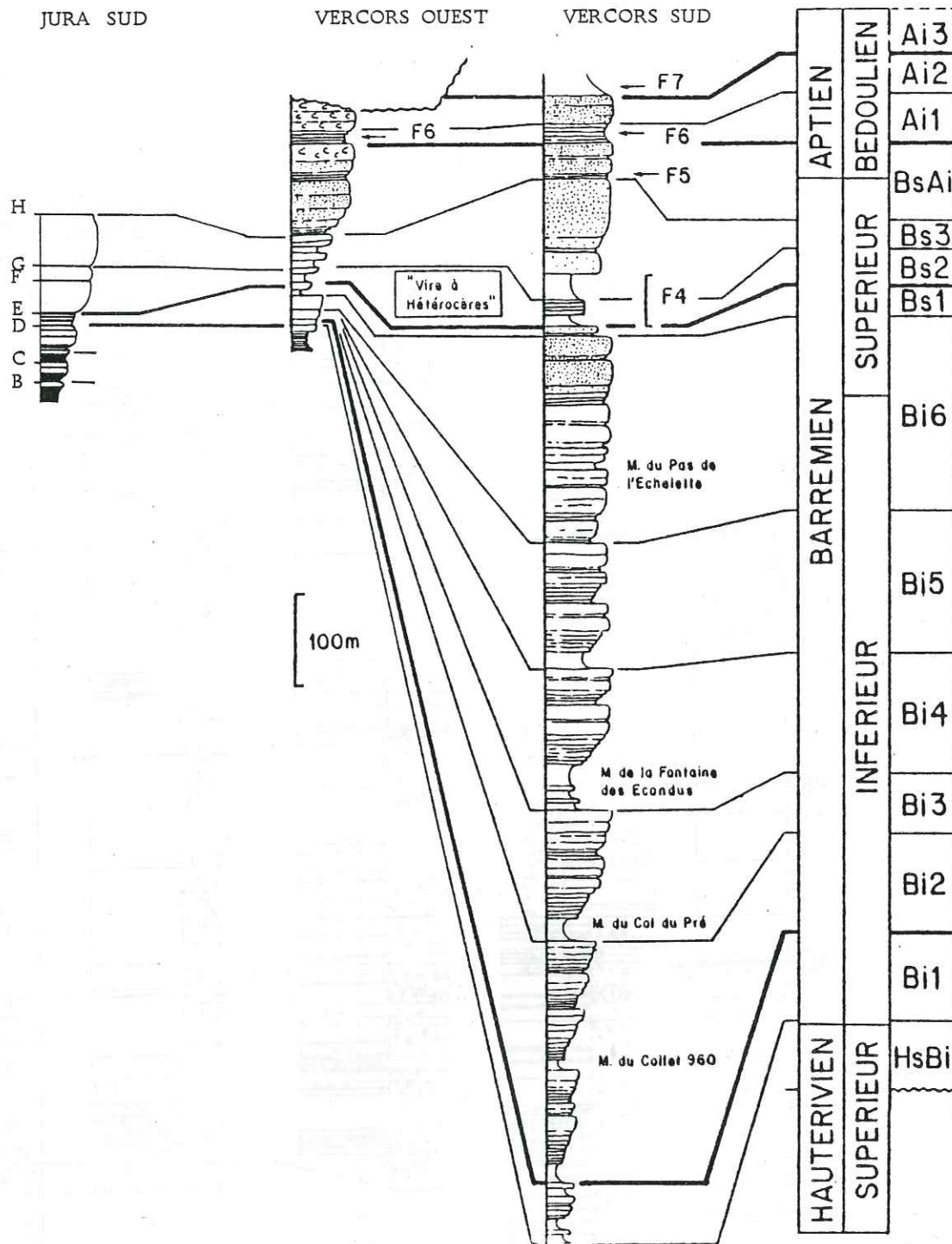


Fig 56 : Corrélations entre le Sud du Vercors et le Jura méridional .

Dans le Vercors méridional , le Barrémien inférieur comporte 6 séquences principales qui peuvent être corrélées , malgré l'importante variation d'épaisseur aux "mini-séquences" de l'intervalle D-E (séquence 4).

B, C, D, E, F, G, H: horizons de discontinuité majeurs .

Corrélations Vercors Ouest-Vercors Sud : d'après H. ARNAUD (1981).

En effet, grâce à la précision des corrélations avec les coupes de Chartreuse et du Vercors, il est possible de placer la limite Barrémien inférieur - Barrémien supérieur à proximité de l'horizon de discontinuité E, au sommet de la séquence 4. Cet horizon majeur est souligné, non seulement dans la région étudiée, mais aussi dans le Vercors jusqu'au Jura Vaudois, par un niveau marneux d'épaisseur centimétrique à métrique. Dans le Vercors, il correspond à une vire bien visible à la base de la falaise urgonienne. Les dépôts sus-jacents sont datés du Barrémien supérieur grâce à Silesites seranonis: gisement Fb (in ARNAUD VANNEAU, 1980) (fig. 51).

Dans le Jura cependant, il pourrait être assimilé, sans preuves paléontologiques au niveau transgressif à Choffatella decipiens du sommet de l'Urgonien inférieur. Ces bancs marneux à Choffatelles sont aussi signalés dans les coupes de la Chambotte et de Barterand au même niveau stratigraphique.

E - LA LIMITE BARREMIEN SUPERIEUR p.p. - MEMBRE BsAi (sensu ARNAUD-VANNEAU, 1980)

Cette limite a pu être précisément définie d'une part grâce à la reconnaissance de l'horizon de discontinuité majeur H avec lequel elle se confond et d'autre part grâce à la détermination des associations d'Orbitolinidés des niveaux sous- et sus-jacents.

Elle se situe à la base de niveaux particuliers, témoins d'un approfondissement important des milieux de dépôt. Ces derniers correspondent aux "calcaires marneux de la Rivière" du Jura méridional (Vallée de la Valserine, CONRAD, 1969), aux "faciès de transgression" de Chartreuse et du Vercors septentrional (ARNAUD-VANNEAU, 1980) et aux "marnes du Pas-de-la-Couronne" datées par des Ammonites du Barrémien sommital dans le Vercors méridional (ARNAUD, 1981). De ce fait, l'horizon de discontinuité H du Jura méridional correspondrait à la discontinuité régionale DRBas (ARNAUD-VANNEAU et al., 1978) connue également en Ardèche et en Provence c'est à dire dans tout le SE de la France.

V - DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE ET PALEO GEOGRAPHIQUE

Les données sédimentologiques, minéralogiques et stratigraphiques ont permis de découper la série hauterivo-barrémienne en huit séquences principales définissant, de la base de l'Hauterivien au sommet du Barrémien une mégaséquence de comblement. L'étude descriptive et analytique de cette mégaséquence va aboutir à la reconstitution de l'évolution (progradation et régression) de la plate-forme carbonatée ainsi qu'à la datation des événements majeurs qui marquent sa sédimentation.

L'espacement important des coupes étudiées et le contexte tectonique (chevauchements vers le NW des massifs du Semnoz, de la Chambotte et de La Charve) rendent pratiquement impossible la réalisation de "cartes paléogéographiques" détaillées. Par contre, les cartes de répartition des faciès, même sommaires, établies séquence par séquence, vont permettre de retracer les grandes lignes de l'évolution de la plate-forme durant l'intervalle étudié.

22 AOÛT 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

A - L'HAUTERIVIEN

L'Hauterivien est caractérisé par trois séquences de comblement. Les deux premières sont datées de l'Hauterivien inférieur, la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur étant localisée à la base de la troisième séquence (fig. 53).

1) Description stratigraphique

Constitué de marnes, puis de calcaires argileux et de calcaires bioclastiques, l'Hauterivien affleure généralement dans de mauvaises conditions et n'est visible qu'après des travaux d'élargissement de routes, comme à Sillens, au Semnoz ou à Menthières: son épaisseur est variée: 90 m (sans la base) à Sillens, 110 m au Semnoz, 150 m à Menthières.

a) La séquence 1 (intervalle A-B)

La séquence 1 débute par l'apparition de marnes au-dessus des calcaires bioclastiques du Valanginien supérieur. Cette limite Valanginien - Hauterivien est définie dans les coupes du Semnoz et de Menthières, où elle est bien datée par Ammonites, Oursins et Ostracodes. Après les marnes et calcaires marneux à spicules de Spongiaires de la base, les dépôts évoluent vers des milieux moins profonds, toujours très externes au Semnoz, bioclastiques grossiers à Sillens et à Menthières. A Sillens et au Semnoz, cette évolution est progressive et comparable dans les deux coupes. A Menthières, elle est saccadée, avec l'intercalation dans des marnes très argileuses, de niveaux bioclastiques grossiers d'épaisseur métrique et généralement limités par des surfaces durcies. Alors que la puissance de cette séquence de comblement est d'environ 20 mètres à Sillens et au Semnoz, elle atteint 80 m à Menthières (fig. en annexe).

D'après la terminologie employée par les auteurs suisses, cette première séquence correspond aux "marnes d'Hauterive" et à la partie inférieure de la "Pierre Jaune" (fig.53).

b) La séquence 2 (intervalle B-C)

L'évolution générale des milieux de dépôt est comparable à celle de la première séquence. Aux marnes et calcaires argileux à spicules de Spongiaires de la base succèdent des faciès bioclastiques grossiers à Bryozoaires et Crinoïdes. Toutefois, ces derniers faciès témoignent de milieux moins profonds, et sont toujours plus épais que ceux du sommet de la première séquence.

D'après les corrélations avec les coupes du Jura suisse, la base de cette séquence correspondrait aux "marnes d'Uttins", alors que son sommet équivaldrait à la partie supérieure de la "Pierre Jaune" de Neuchâtel. (fig.53).

c) La séquence 3 (intervalle C-D)

A la base de cette séquence, au-dessus de l'horizon de discontinuité C qui correspond à un approfondissement très marqué des milieux de dépôt, affleurent des marnes souvent fossilifères, passant progressivement à une alternance de niveaux marneux et de calcaires fins à spicules de Spongiaires, riches en quartz détritique.

D'après les Ammonites (Sillens, Semnoz), Oursins, Ostracodes et Nodosariidés, la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur est bien définie et se situe au sommet de cet épisode marneux. Les variations d'épaisseur de ces marnes sont importantes d'une coupe à l'autre: 20 m à Sillens, 45 m au Semnoz, 15 m à Menthières.

Au-dessus de cette limite stratigraphique, les faciès de l'Hauterivien supérieur correspondent à des dépôts de bordure externe dont l'évolution est très souvent interrompue par des discontinuités mineures. Les faciès oolitiques, bien développés au sommet de cette séquence, s'observent soit dans un gros banc d'une dizaine de mètres d'épaisseur (Sillens, Barterand) soit dans plusieurs bancs décimétriques intercalés de faciès bioclastiques (Chambotte, Semnoz).

Cette troisième séquence pourrait correspondre, à la partie inférieure de l'Urgonien inférieur ou Urgonien Jaune des auteurs suisses.

2) Aspect paléogéographique

Les trois séquences de comblement de l'Hauterivien correspondent à trois tentatives d'installation de milieux de plate-forme. Chacune de ces tentatives a été interrompue par des événements qui ont perturbé l'évolution normale de la sédimentation et qui peuvent être considérés comme isochrones à l'échelle de la région étudiée.

L'événement de la base de l'Hauterivien correspond à une transgression de grande ampleur. Toute la région est alors recouverte uniformément par des dépôts hémipélagiques de bassin (fig. 57). Il est intéressant de remarquer à ce sujet que l'énorme superficie couverte par ces faciès de bassin correspond exactement à celle du domaine interne de la plate-forme valanginienne. Cette observation permet de penser que ces sédiments hémipélagiques se sont déposés sur une surface relativement plane, subhorizontale, correspondant à l'héritage topographique de la plate-forme valanginienne.

Au cours des deux premières séquences, apparaissent des faciès de moins en moins profonds vers le haut, les faciès de bassin évoluant progressivement vers des faciès de talus externe (fig. 58, 59). La comparaison des sédiments au sommet de la première séquence dans les différentes coupes montre que les faciès sont plus externes à l'Est qu'à l'Ouest. Ces variations latérales de faciès mettent en évidence une pente du fond sous-marin tournée vers l'Est, ce qui correspond à la morphologie de la plate-forme carbonatée valanginienne.

Au-dessus de la deuxième séquence de l'Hauterivien, l'approfondissement des milieux de dépôt est important et brutal, accompagné d'une arrivée massive de quartz détritique. Toute la région est recouverte de dépôts circalittoraux tout à fait comparables d'un point à un autre (fig 60 et 61). Cet épisode transgressif est de même ampleur que celui de la base de l'Hauterivien avec cependant trois différences: l'abondance des apports de quartz détritique, l'apparition d'associations minéralogiques particulières (fig. 50), une faune variée et abondante caractéristique de la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur.

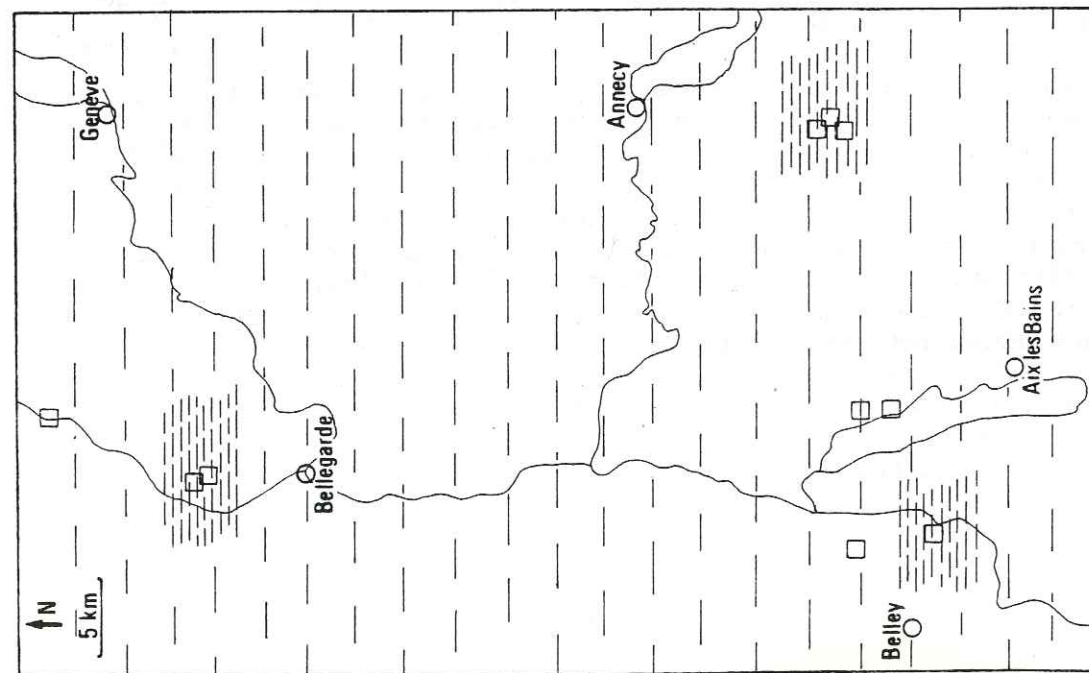


Fig 57: Répartition horizontale des faciès à la base des première et seconde séquences de l' Hauterivien.

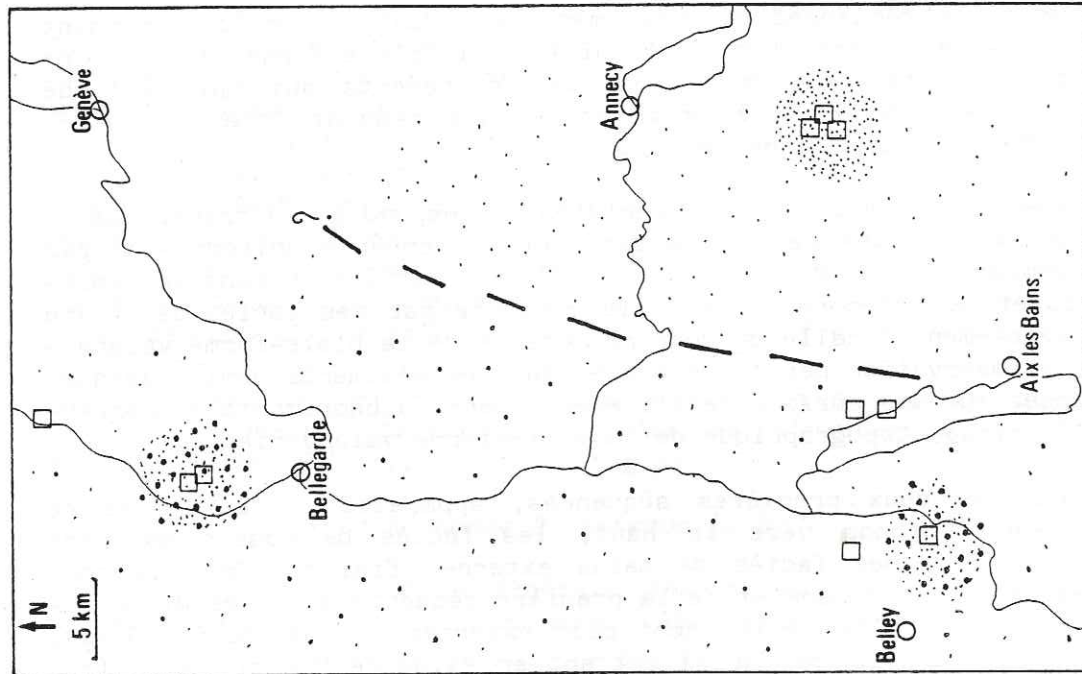


Fig 58: Répartition horizontale des faciès au sommet de la première séquence de l' Hauterivien.

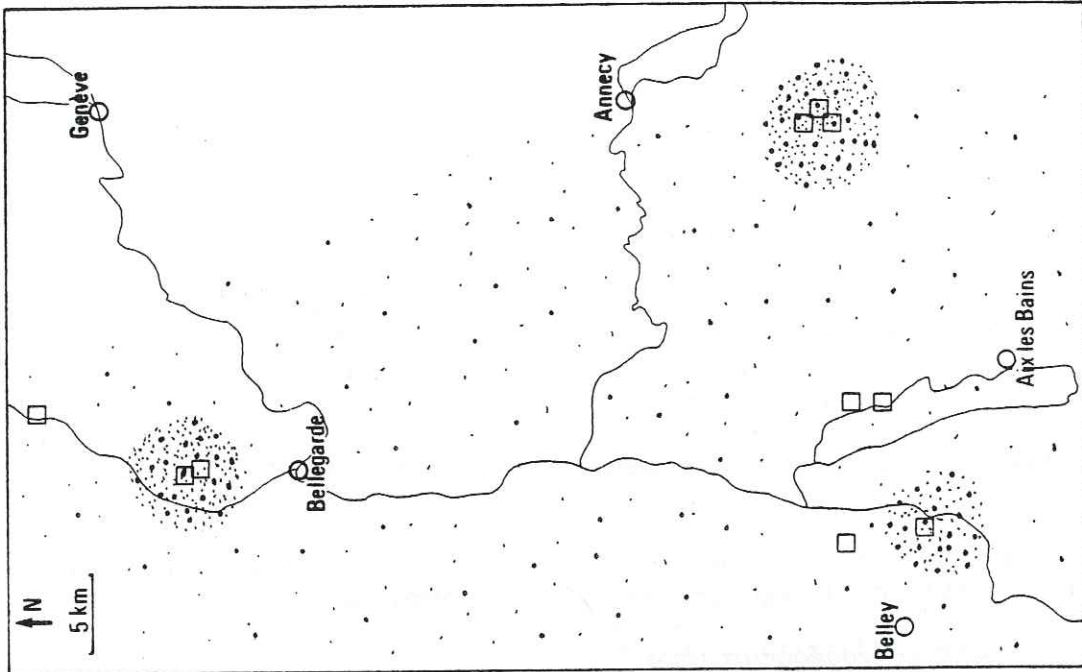


Fig 59: Répartition horizontale des faciès au sommet de la seconde séquence de l' Hauterivien.

Légende des figurés : se reporter à la figure 71 .

W

E

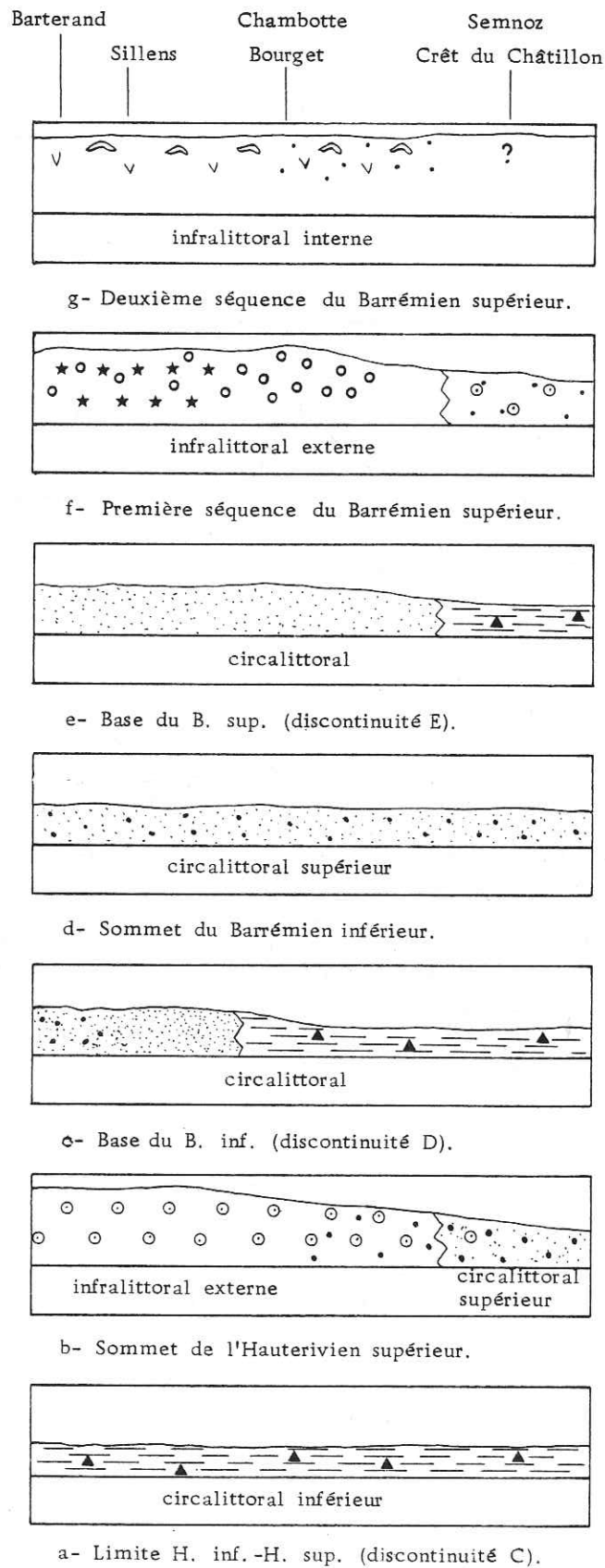


Fig 60: Coupes schématiques représentant l'évolution des milieux de dépôt de l'Hauterivien supérieur à la deuxième séquence du Barrémien supérieur. Longueur de la coupe : 30 Km environ. Légende des figurés : se reporter à la figure 71.

La troisième séquence de l'Hauterivien montre les mêmes tendances évolutives d'un point à un autre. Les variations de faciès sont importantes: on passe latéralement des biosparites grossières du Semnoz aux biosparites de Menthières et de la Chambotte, puis aux oosparites de Barterand et de Sillens. Cette disposition traduit un approfondissement des milieux de dépôt en direction de l'Est, la pente du fond marin gardant donc les mêmes caractères que précédemment (fig. 60b et 62).

B - LE BARRÉMIEN

Le Barrémien est défini par quatre séquences principales (séquences 4 à 7), la zone de transition avec le Bédoulien étant caractérisée par une cinquième séquence (séquence 8), souvent tronquée par l'érosion (fig. 53). La première séquence du Barrémien (séquence 4) a pu être attribuée au Barrémien inférieur, sans preuves paléontologiques formelles, mais grâce à de nombreuses présomptions d'ordre sédimentologique, séquentiel et par comparaison avec les régions voisines. Les trois séquences sus-jacentes (séquences 5, 6 et 7) ont pu être datées du Barrémien supérieur.

1) Description stratigraphique

a) La séquence 4 (intervalle D-E)

Cette séquence, qui a été assimilée à la totalité du Barrémien inférieur, est caractérisée par des faciès globalement plus externes que ceux du sommet de l'Hauterivien et ceux de la base du Barrémien supérieur. Cette particularité est bien mise en évidence par l'inflexion de la courbe séquentielle vers des milieux du domaine externe de la plateforme, ceci dans toutes les coupes étudiées. La base de la séquence correspond à un net approfondissement des milieux de dépôt qui ne se traduit pas partout par le même type de faciès. En effet, on passe progressivement et latéralement de faciès hémipélagiques de bassin au Semnoz à des faciès bioclastiques de l'étage circalittoral supérieur à Barterand et à Menthières (fig. 63). L'évolution des dépôts sus-jacents est interrompue par de nombreuses petites discontinuités d'importance mineure. Au sommet de ces séquences mineures, apparaissent des faciès de bordure externe, bioclastiques ou oolitiques.

Au sommet du Barrémien inférieur, les dépôts sont de deux types: bioclastiques grossiers dans la partie sud, de Barterand au Semnoz et légèrement plus internes au Nord, à Menthières, où prédominent les faciès bioolitiques (fig. 64).

Cette séquence pourrait correspondre à la partie sommitale de l'Urgonien inférieur ou Urgonien Jaune décrit dans le Jura Suisse.

b) La séquence 5 (Intervalle E-F)

Cette première séquence du Barrémien supérieur est caractérisée par l'installation de faciès de bordure. A la base de la séquence, au-dessus de l'horizon de discontinuité E, apparaissent des faciès encore très externes, traduisant un léger approfondissement des milieux de dépôts sensible à une échelle régionale (fig. 65).

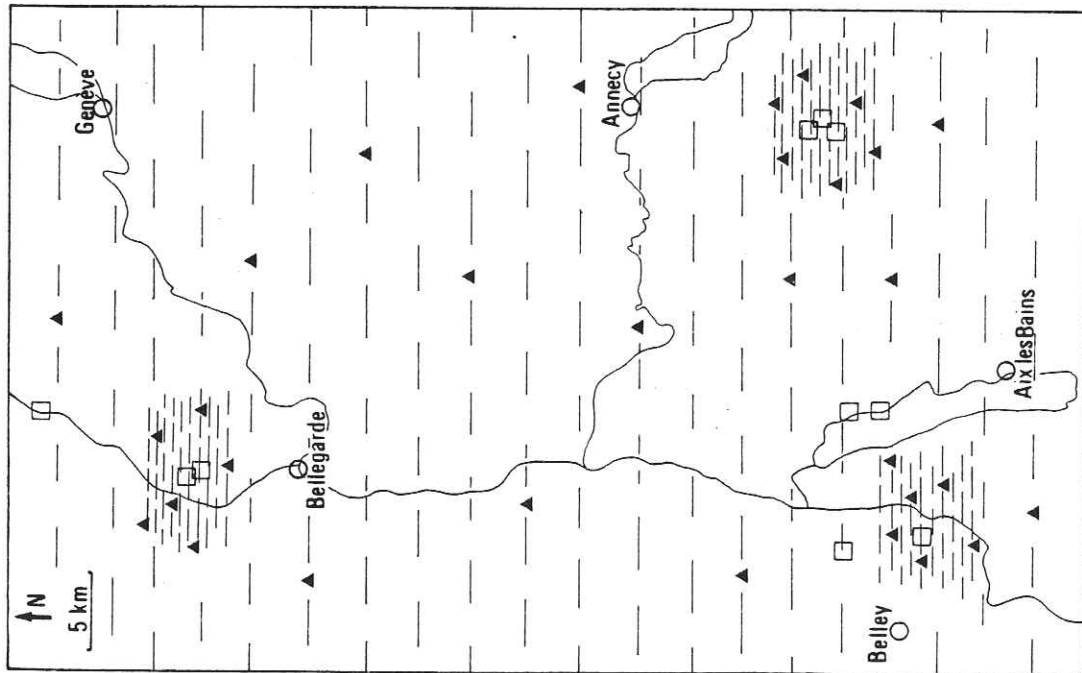


Fig 61: Répartition horizontale des faciès à la base de la troisième séquence de l' Hauterivien (horizon de discontinuité C).

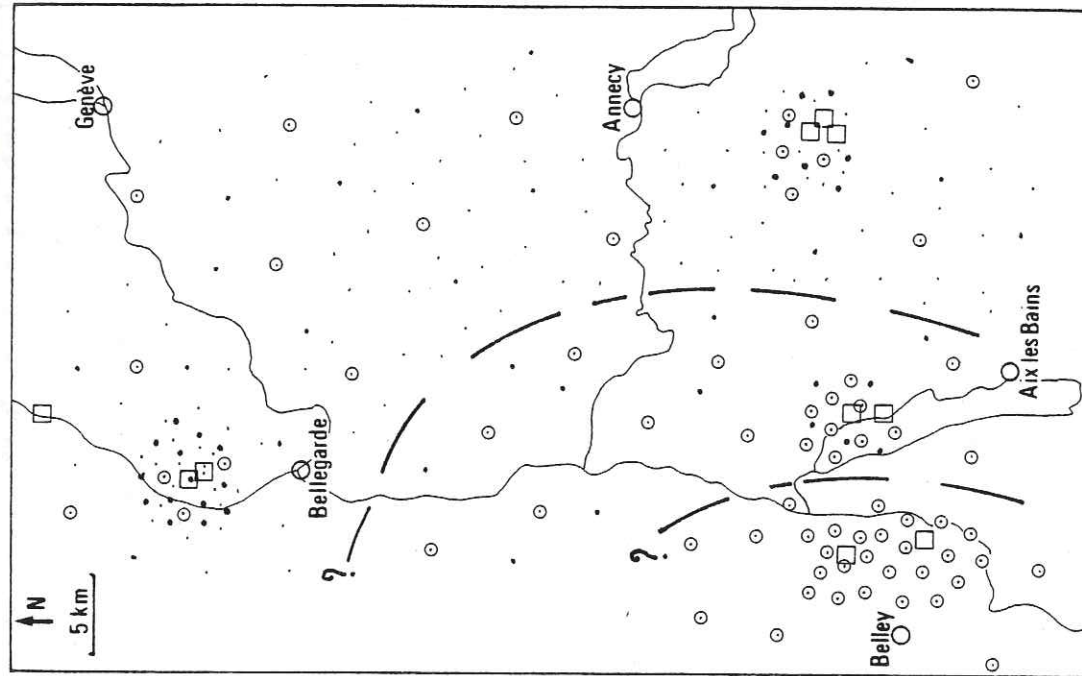


Fig 62: Répartition horizontale des faciès au sommet de l' Hauterivien supérieur.

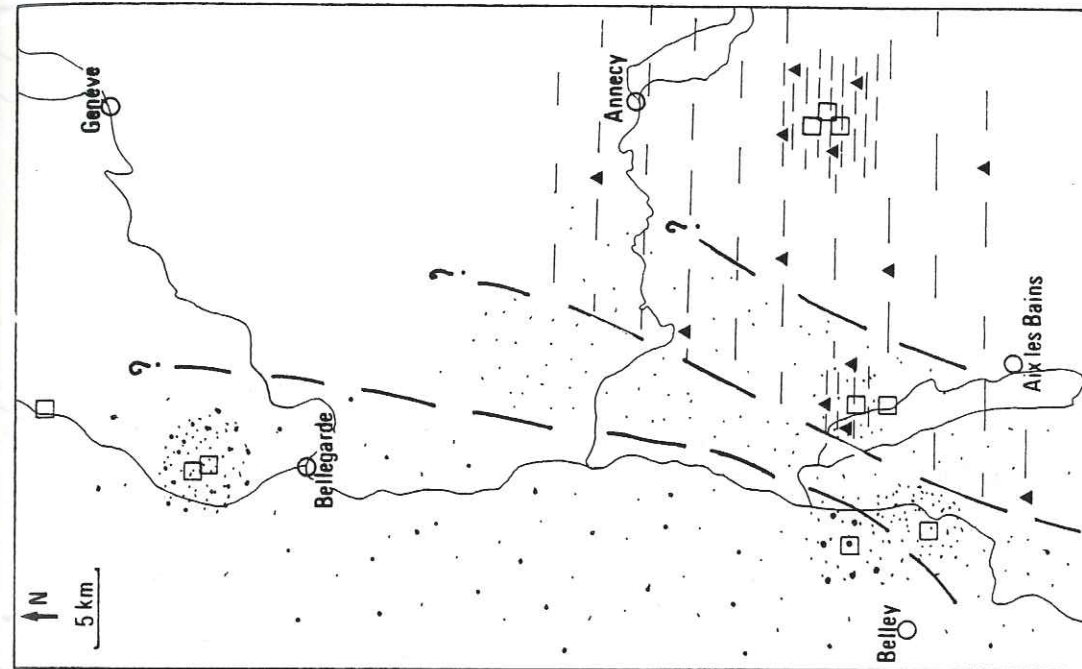


Fig 63: Répartition horizontale des faciès à la base du Barrémien inférieur (horizon de discontinuité D).

Légende des figurés : se reporter à la figure 71.

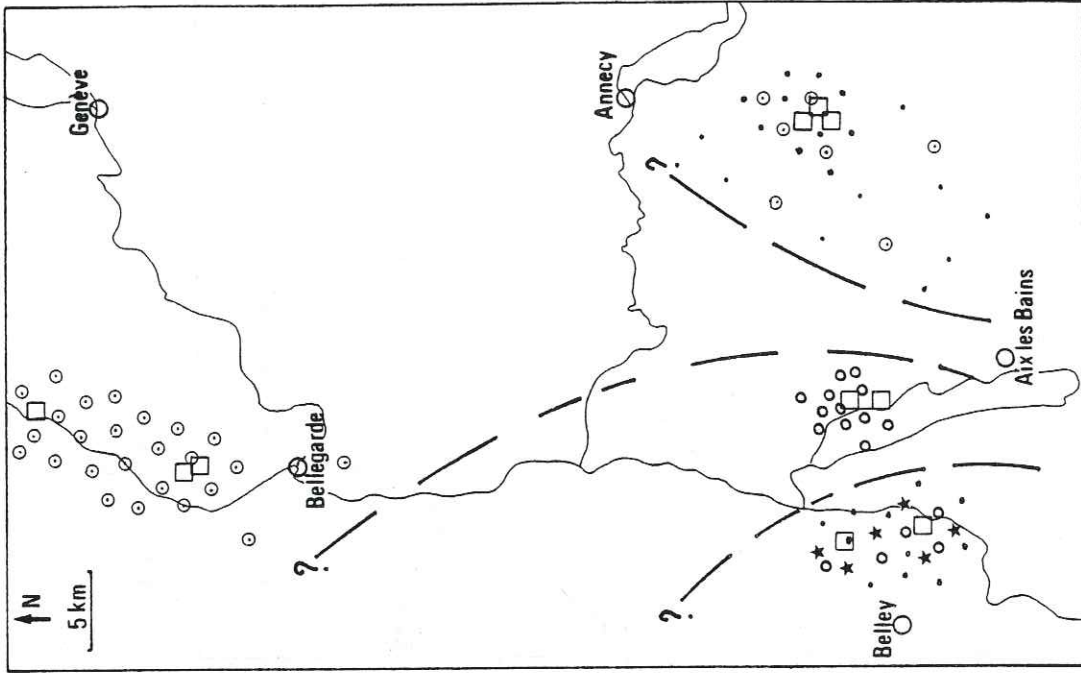


Fig 66: Répartition horizontale des faciès dans la première séquence du Barrémien supérieur.

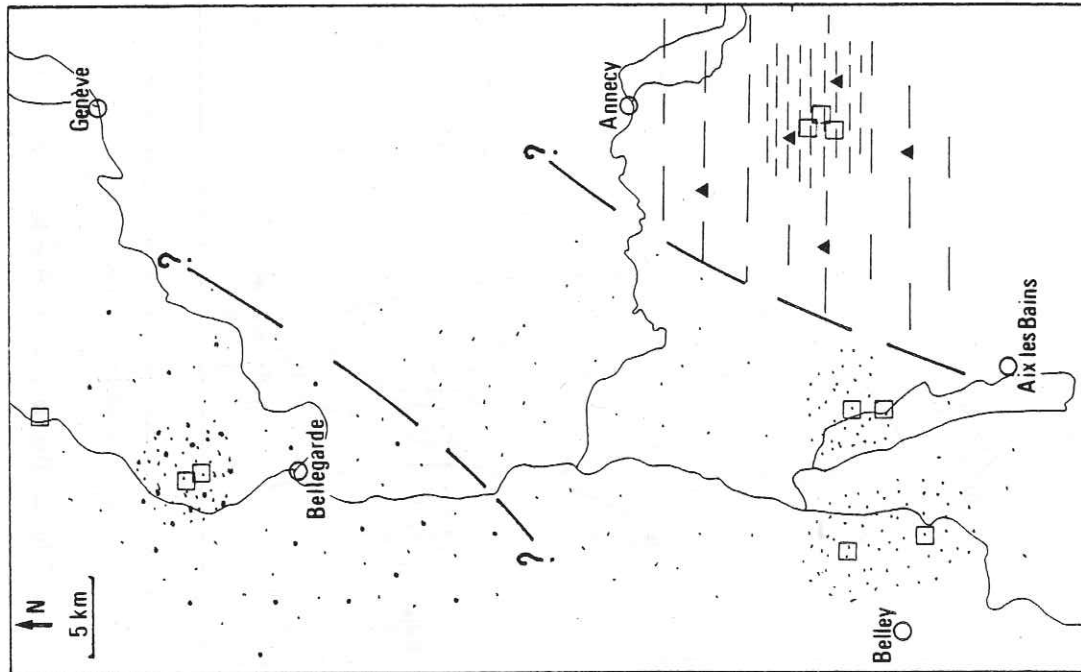


Fig 65: Répartition horizontale des faciès à la base du Barrémien supérieur (horizon de discontinuité).

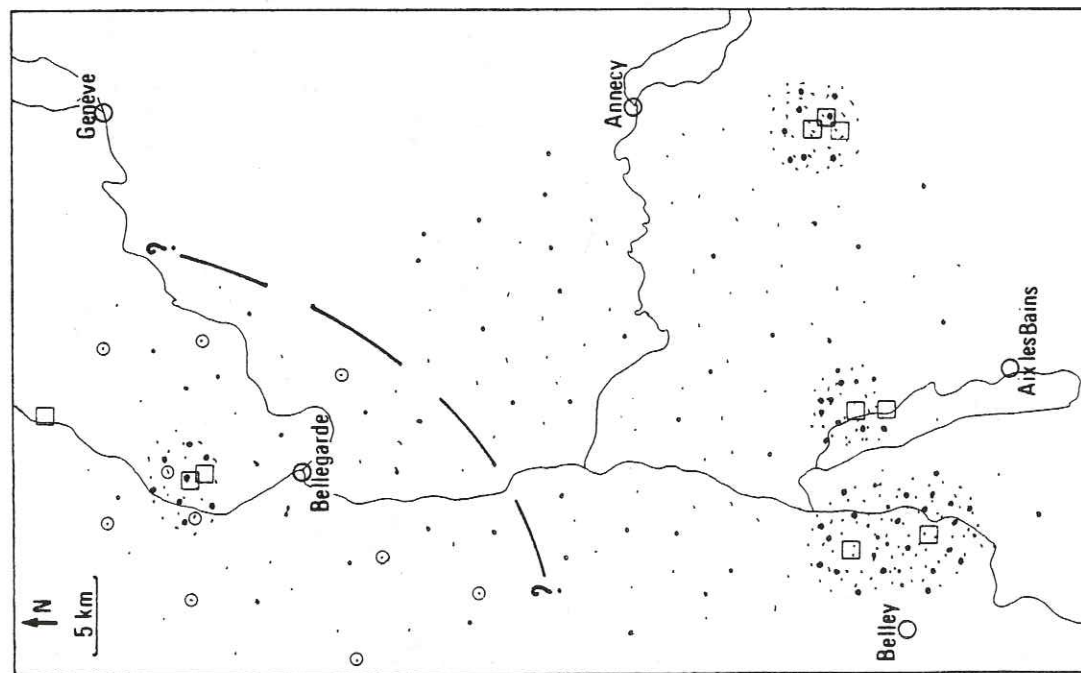


Fig 64: Répartition horizontale des faciès au sommet du Barrémien inférieur .

Légende des figurés : se reporter à la figure 71

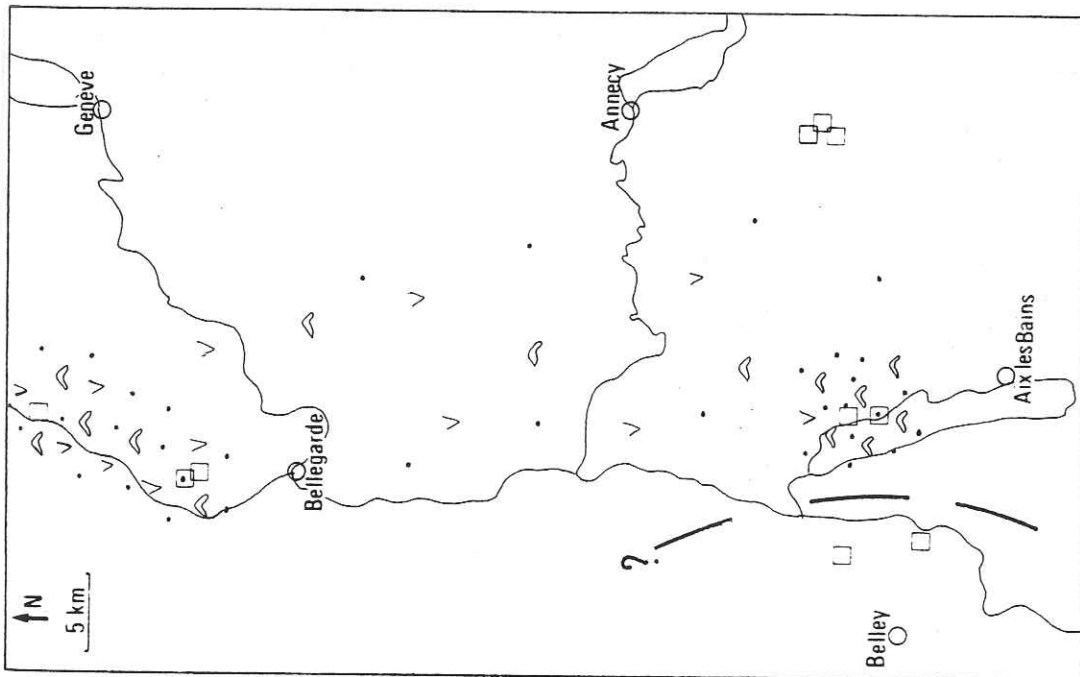


Fig 67: Répartition horizontale des faciès dans la deuxième séquence du Barrémien supérieur.

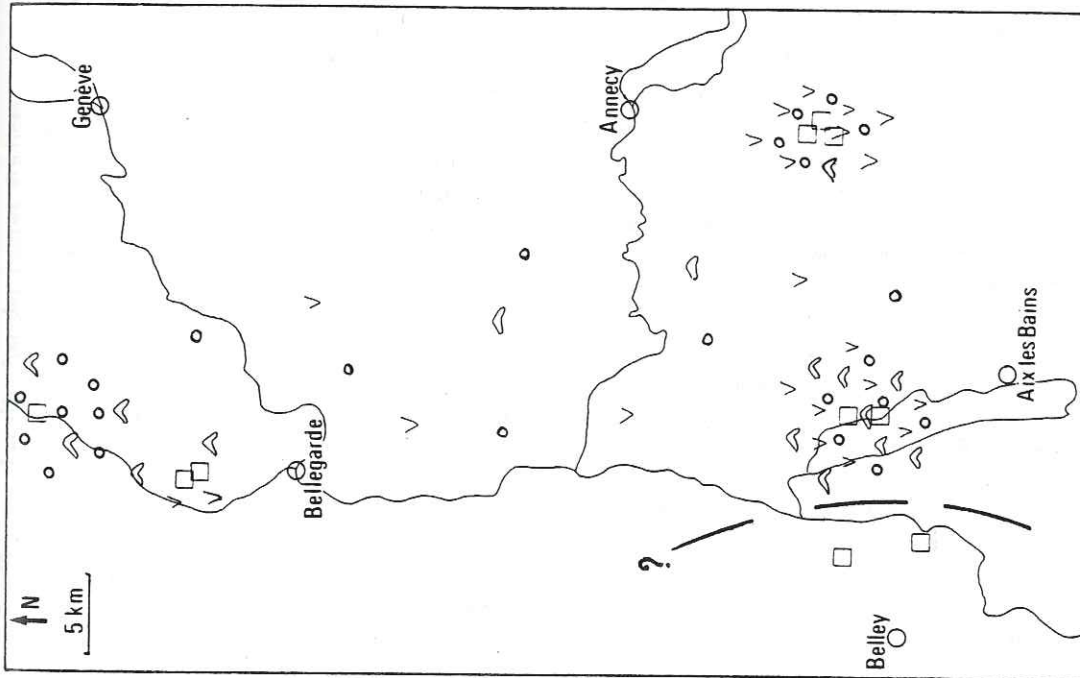


Fig 68: Répartition horizontale des faciès dans la troisième séquence du Barrémien supérieur.

Légende des figurés : se reporter à la figure 71.

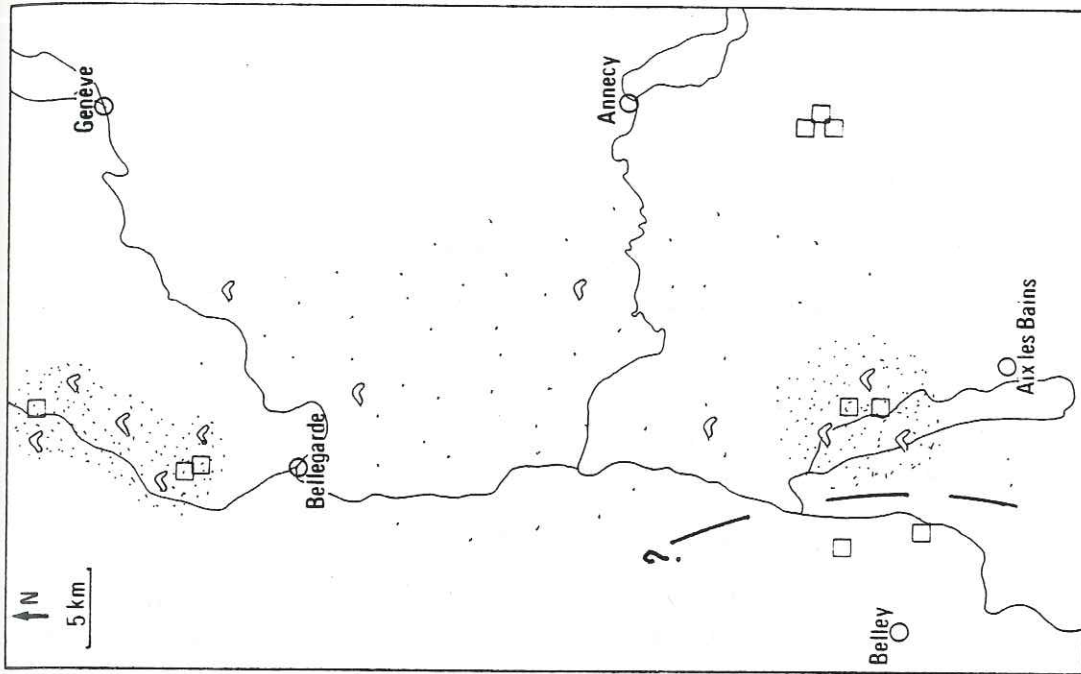


Fig 69: Répartition horizontale des faciès à la base du membre Bs Ai (horizon de discontinuité H).

Au-dessus, les faciès sont de différents types mais ont la même signification sédimentologique. Ce sont toujours des faciès de bordure externe, de plus en plus externes vers le Nord et l'Est: faciès à débris de Cnidaires à Sillens et à Barterand, faciès bioclastiques usés et à quelques oolites à la Chambotte, faciès oolitiques et bioclastiques dans les coupes du Semnoz et de Menthières (fig.66). Cette séquence est interrompue dans son tiers supérieur par une discontinuité mineure que l'on retrouve dans toutes les coupes étudiées.

Ces dépôts semblent correspondre à la base de l'Urgonien supérieur ou Urgonien Blanc des auteurs Suisses et à la base du membre Bs2 (Bs2a) décrit dans le Vercors par A. ARNAUD-VANNEAU (1980).

c) La séquence 6 (intervalle F-G)

Au dessus de l'horizon de discontinuité F, on note la dernière et brève apparition de faciès très externes, de plus en plus externes vers le Nord et l'Est. Il s'agit de biopelsparites à débris d'Echinodermes à la Chambotte, de faciès à débris de Bryozoaires et quelques spicules de Spongiaires à Menthières et au Rocher des Hirondelles. Cette seconde séquence du Barrémien supérieur est ensuite caractérisée par des faciès de bordure interne, à la limite du domaine interne de la plate-forme avec l'apparition dans toutes les coupes et au même niveau des Rudistes et des Orbitolinidés (fig.67). On retrouve, dans ces faciès de transition, des éléments appartenant au domaine externe: débris de Bryozoaires, Echinodermes et Annélides. Deux discontinuités mineures, F' et F'' peuvent se retrouver d'une coupe à l'autre, bien qu'elles ne possèdent pas toujours les mêmes caractéristiques, les faciès variant latéralement.

Cette séquence 6 correspond à la partie moyenne et supérieure du membre Bs2 (Bs2b et Bs2c) décrit dans le massif du Vercors et en Chartreuse par A. ARNAUD-VANNEAU (1980).

d) La séquence 7 (intervalle G-H)

A la base de cette séquence, au-dessus de l'horizon de discontinuité G, apparaissent des faciès légèrement plus externes que ceux du contexte environnant, cette discontinuité étant cependant moins marquée que la précédente. Les faciès de cette troisième séquence sont caractéristiques du domaine interne de la plate-forme, avec les "faciès à Rudistes" du Bourget, de Boge/Confort et les biosparites à Orbitolinidés du Rocher des Hirondelles (fig. 68). Ils peuvent parfois être proches de l'émersion (Bourget). L'évolution des faciès est interrompue par de nombreuses petites discontinuités. L'une d'entre elles, G', plus importante se retrouve d'une coupe à l'autre et pourrait correspondre à la limite entre les deux unités Bs3a et Bs3b définies par H. ARNAUD (1981), cette séquence étant l'équivalent du membre Bs3 décrit dans les coupes des massifs sub-alpins septentrionaux depuis la Chartreuse jusqu'au Dévoluy.

2) Aspect paléogéographique

Les quatre séquences principales du Barrémien définissent deux étapes majeures dans l'évolution de la plate-forme carbonatée.

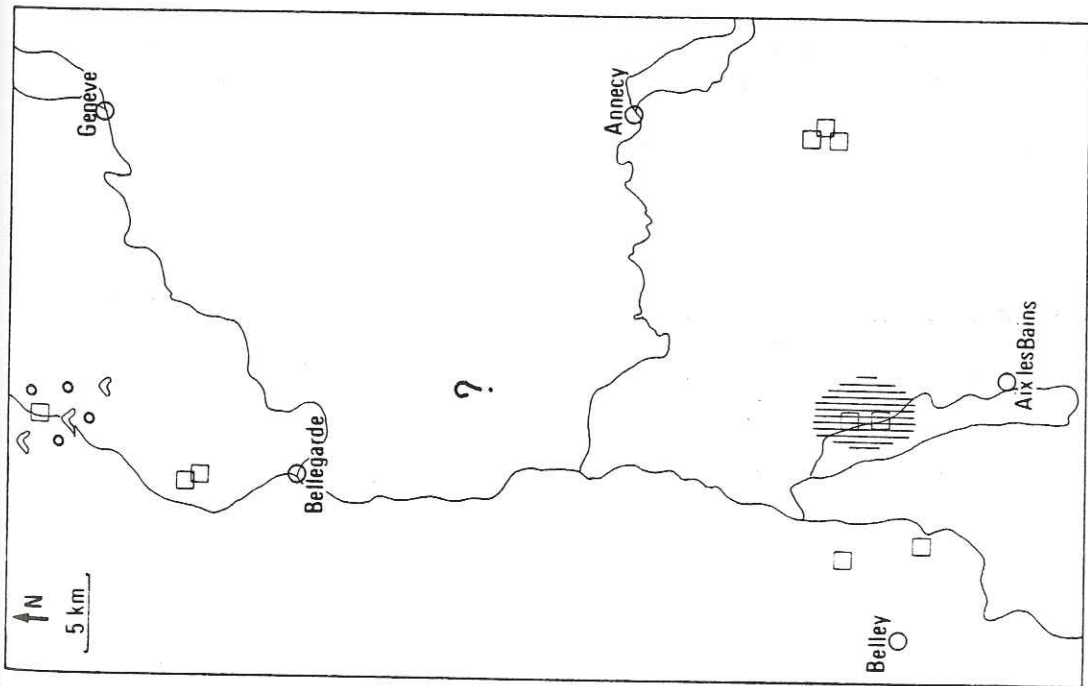


Fig 70: Répartition horizontale des faciès dans le membre Bs Ai.

- Localisation des coupes étudiées
- Sédiments hémipélagiques de bassin (biomicrites à spicules de Spongiaires)
- Sédiments hémipélagiques riches en quartz détritique
- Sédiments bioclastiques fins de talus externe (biopelsparites à petits débris d'Echinodermes)
- Sédiments bioclastiques grossiers de talus externe (biosparites et biomicrites à débris de Bryozoaires, Annélidés, Crinoïdés)
- Sédiments de bordure externe (biointrasparites, oobiosparites, oosparites)
- Sédiments de bordure externe (biosparites hétérométriques à Bryozoaires, Serpules et Cnidaire, proches des biohermes à Cnidaire)
- Sédiments de bordure externe (biosparites bien classées à débris micritisés en bordure; parfois à oolites naines)
- Sédiments de transition entre la bordure et le domaine interne (biosparites et biomicrites à Orbitolinidés, rares débris de Rudistes et à quelques débris de Bryozoaires)
- Sédiments du domaine interne (biosparites et biomicrites à microfaune infralittorale abondante et à débris micritisés)
- Faciès de transgression dans le domaine interne
- Sédiments de l'étage médio à supralittoral (biosparites à keystone vugs, micrites à birds eyes)
- Lacunes de visibilité, généralement zones érodées

Figurés serrés : coupes étudiées . Figurés espacés : interprétation .

Fig 71: Légende des figurés.

- La première séquence (séquence 4), assimilée au Barrémien inférieur, correspond à un épisode transgressif qui va provoquer un léger recul du domaine de la plate-forme. L'approfondissement des milieux de dépôt est général et malgré de nombreuses petites séquences de comblement, les faciès seront toujours plus externes qu'ils ne l'étaient au sommet de l'Hauterivien supérieur (fig. 60 c et d).

- Les trois séquences du Barrémien supérieur représentent chacune un stade particulier de progradation de la plate-forme carbonatée.

. La première séquence (séquence 5) est caractérisée par l'installation des faciès de bordure. Les variations latérales sont importantes, les milieux étant plus profonds à l'Est et au Nord qu'à l'Ouest (fig. 60 f). Le schéma global de la plate-forme varie donc peu depuis l'Hauterivien, les faciès les plus externes étant toujours localisés dans le secteur Sud-Est. On peut remarquer toutefois qu'un domaine semble s'isoler dans la région de Belley (coupes de Sillens et de Barterand). En effet, on peut y observer, au cours de cette séquence 5, des faciès très internes qu'il est difficile de comparer avec ceux des niveaux stratigraphiquement équivalents dans les autres coupes. Ces dépôts peu profonds pourraient alors être interprétés comme des indicateurs de la présence d'une zone peu profonde, voire émergée, située à leur proximité et plus à l'Ouest (Bugey ?).

. La seconde et la troisième séquences (séquence 6 et 7) correspondent au développement des faciès du domaine interne de la plate-forme où l'on note notamment l'apparition des Rudistes et des Orbitolinidés. Les épaisseurs sont remarquablement constantes d'une coupe à l'autre, contrairement à ce que l'on avait pu observer dans les dépôts hauteriviens. Ce caractère permet donc de penser à une grande stabilité de la plate-forme qui devient de plus en plus isolée et protégée au cours du Barrémien supérieur (fig. 60 g).

C - LA ZONE DE TRANSITION BARREMIEN TERMINAL-BEDOULIEN, SEQUENCE 8

L'horizon de discontinuité H, limite inférieure de la séquence, est caractéristique et traduit un approfondissement brutal et important des milieux de dépôt avec l'apparition de faciès de transgression. Ces faciès correspondent aux calcaires marneux de la Rivière, définis par CONRAD en 1969. Au-dessus, les faciès caractérisent de nouveau des milieux de dépôt appartenant au domaine interne de la plate-forme avec, toutefois, une nette tendance à l'émergence (biosparites à keystones vugs, micrite à Pseudotri-loculines ou à birds eyes). Au sommet de ces niveaux proches de l'émergence, la discontinuité H' pourrait correspondre à la limite entre les deux unités BsAia et BsAib définies par A. ARNAUD-VANNEAU (1980). Cette zone de passage entre le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur est de plus caractérisée par une grande variété d'Orbitolinidés.

Les bancs sus-jacents (Bédoulien) sont souvent érodés et n'ont pu être observés au sommet des coupes étudiées.

Ces niveaux qui correspondent aux couches à Orbitolines affleurent cependant dans le chaînon de la Chambotte (près du village de Cessens) et à la perte du Rhône (près de Bellegarde).

VI - CONCLUSION

De la base de l'Hauterivien au sommet du Barrémien, et du Jura méridional aux massifs subalpins, l'évolution des milieux de dépôt caractérise une mégaséquence régressive, correspondant à l'installation progressive d'une large plate-forme carbonatée.

Cette installation se fait en plusieurs étapes, définies par de nombreuses séquences de comblement et interrompues par de petits épisodes de transgression, toujours brutaux, limitant ces séquences.

Les données paléontologiques, et quand celles-ci étaient insuffisantes les corrélations séquentielles et stratigraphiques à grande échelle (Vercors-Jura) ont permis une datation précise ou relative des événements majeurs qui ont marqué cette évolution.

De grandes tendances ont pu ainsi être individualisées et s'inscrire dans un schéma d'ensemble d'ampleur régionale.

L' Hauterivien est défini par trois séquences de comblement principales:

Les deux premières ont sensiblement la même signification paléogéographique et présentent deux types de dépôts: à la base des séquences, des faciès appartenant au domaine du bassin, caractéristiques des "marnes d'Hauterive" et au sommet, les faciès bioclastiques et oolitiques du talus externe, typiques de la "Pierre Jaune de Neuchâtel", plus développés dans la seconde séquence. On remarque dès lors une tendance des milieux de dépôts à être légèrement plus externes dans les secteurs septentrionaux et orientaux; cette tendance étant encore sensible dans les dépôts sus-jacents.

La limite supérieure de l'Hauterivien inférieur se situe à la base d'une troisième séquence qui se poursuit dans l'Hauterivien supérieur. Cette limite est particulièrement nette. Elle est, d'une part, bien datée par l'ammonitofaune (Saynella neocomiensis et Saynella clypeiformis du sommet de l'Hauterivien inférieur à Sillens et Subsaynella sayni de la base de l'Hauterivien supérieur au Semnoz) et d'autre part, marquée dans les dépôts sous-jacents par l'horizon de discontinuité majeur C. Celui-ci est caractérisé, dans toutes les coupes, par une arrivée massive de quartz détritique, une surface durcie rousse, l'apparition de faciès de bassin, témoignant d'un approfondissement important et brutal des milieux de dépôt, et dans les dépôts sus-jacents par une augmentation de la variété et de l'abondance de la faune.

Au cours de la troisième séquence, limitée à l'Hauterivien supérieur, les milieux de dépôt évoluent vers des faciès de bordure externe, oolitiques ou bioclastiques grossiers. Cette évolution, globalement régressive est entrecoupée de plusieurs petites discontinuités mineures, annonçant la discontinuité D, plus importante. Malgré l'absence de preuves paléontologiques, de fortes présomptions d'ordre sédimentologique, séquentiel ainsi que les comparaisons avec les régions voisines permettent de situer la limite Hauterivien-Barrémien à proximité de l'horizon de discontinuité D.

D'un point de vue paléogéographique, les sédiments de l'Hauterivien se sont déposés sur une surface relativement plane, subhorizontale, héritage topographique de la plate-forme valanginienne. Les sédiments, toujours plus profonds dans les secteurs orientaux, indiquent une pente générale de la plate-forme vers l'ouest.

Le Barrémien est caractérisé par deux tendances majeures, mais d'importance inégale dans l'évolution paléogéographique de la plate-forme carbonatée.

- A la base et dans les premières petites séquences, on note un recul du domaine de la plate-forme avec la dernière apparition de faciès appartenant à des milieux relativement profonds, intermédiaires entre les domaines du bassin et du talus externe. Cet épisode transgressif est généralement localisé à la base de la "falaise urgonienne" et pourrait correspondre au Barrémien inférieur.

- La deuxième phase, beaucoup plus importante que la précédente, correspond à la progradation de la plate-forme carbonatée qui va atteindre son expansion maximale avec l'apparition dans toute la région des faciès urgoniens à Rudistes.

Trois étapes de progradation ont pu être distinguées; elles correspondent à 3 séquences principales, limitées par de légers et brefs approfondissements des milieux de dépôt. La première séquence caractérise l'installation de faciès de bordure, plus externe au Nord qu'au Sud. Au cours de la deuxième séquence, les faciès appartiennent principalement au domaine interne de la plate-forme, mais montrent toutefois de nombreux indices de la proximité du domaine externe. Les Rudistes et Orbitolinidés font leur apparition de façon à peu près synchrone dans toute la région. La troisième séquence est caractérisée par la stabilité de la plate-forme carbonatée, et par l'expansion maximale des faciès du domaine interne, riches en Rudistes et en Orbitolinidés. Cette mégaséquence du Barrémien supérieur est limitée à son sommet par un horizon de discontinuité majeur, traduisant un approfondissement important des milieux de dépôt dû à l'épisode transgressif des calcaires marneux de la rivière.

La zone de passage entre le Barrémien et l'Aptien (membre BsAi) est caractérisée par la prépondérance des faciès du domaine interne, et par l'abondance des niveaux proches de l'émersion.

PLANCHE II

Quelques Foraminifères caractéristiques des sédiments hauteriviens ou barrémo-bédouliens.

- 1.2.3. Citaella ? favrei Charollais, Brönimann et Zaninetti (x 100)
 - 1-VZ 26 Semnoz Hauterivien inférieur
 - 2-VZ 13 Semnoz Hauterivien inférieur
 - 3-VZ 278 Semnoz limite Hauterivien - Barrémien ?
4. Earlandia ? brevis (x 100)
 - VM 120 Menthières Hauterivien supérieur ?
5. Arenobulimina cochleata (x 100)
 - V 94 Chambotte Barrémien supérieur
- 6.7. Gaudryina tuchaensis Antonova (x 100)
 - 6- VS 4 Sillens Hauterivien inférieur
 - 7- VS 19 Sillens Hauterivien inférieur
8. Spirillina italica Dieni et Massari (x 100)
 - V 28 Chambotte Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur
- 9.10. Cyclogyra ? sp. (x 100)
 9. V 72 Chambotte base du Barrémien supérieur ?
 - 10-VM 117 Menthières Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur
11. Choffatella decipiens Schlumberger (x 50)
 - VZ 285 Semnoz Barrémien inférieur ?
12. Neotrocholina aff. friburgensis Guillaume et Reichel (x 50)
 - VZ 285 Semnoz Barrémien inférieur ?
- 14.15 Praereticulinella cuvillieri Deloffre et Hamaoui (x 50)
 - 14-V 354 Bourget Barrémien supérieur
 - 15-V 359 Bourget Barrémien supérieur
16. Nezzažatinella macovei Neagu (x 50)
 - V 444 Bourget Barrémien supérieur
17. Trochamminoides sp. (x 50)
 - VM 88 Menthières Hauterivien inférieur-Pierre Jaune de Neuchâtel
18. Acruliammina neocomiana Bartenstein (x 50)
 - VB 19 Barterand Hauterivien
19. Pfenderina globosa Foury (x 50)
 - V 444 Bourget Barrémien supérieur
20. Novallesia cornucopia (x 50)
 - V 345 Bourget Barrémien supérieur
21. Eclusia decastroi Cherchi et Schroeder (x 50)
 - V 384 Bourget Barrémien supérieur
13. Neotrocholina friburgensis Guillaume et Reichel (x 50)
 - V 654 Bourget BsAi

Les espèces 4 : Earlandia ? brevis, 5 : Arenobulimina cochleata,
9. 10 : Cyclogyra ? sp, 20 : Novalesia cornucopia, ont été décri-
tes par ARNAUD-VANNEAU (1980)

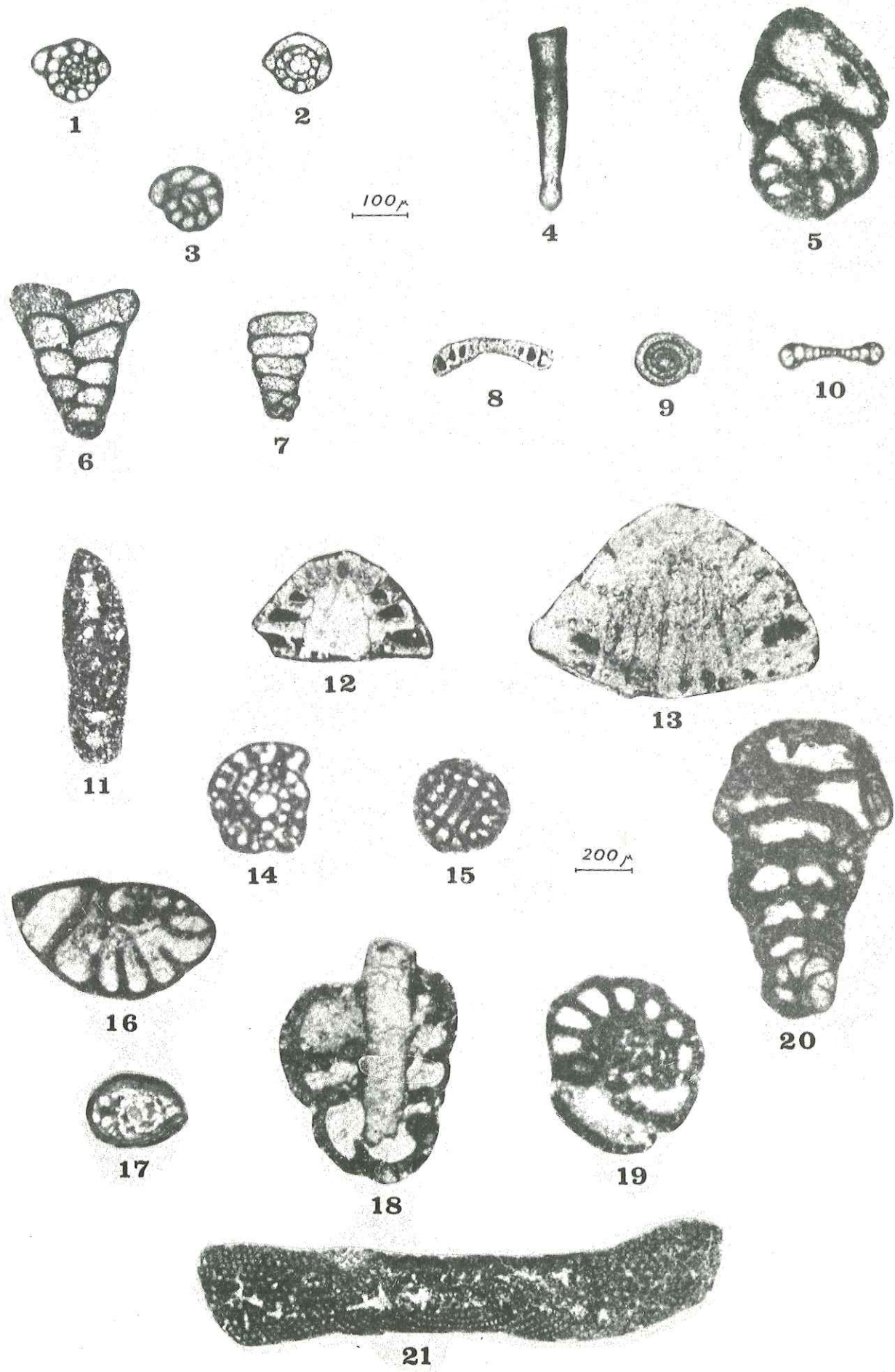
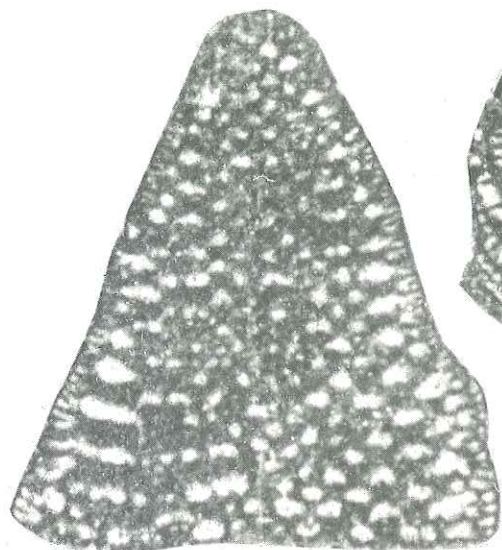


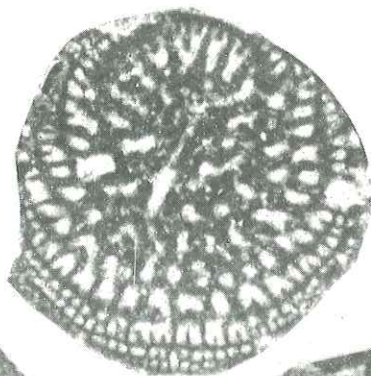
PLANCHE III

Quelques Orbitolinidés typiques des milieux infralittoraux du domaine interne de la plate-forme barrémienne

- 1.2. Valserina bronnimanni Schroeder et Conrad-Barrémien supérieur
1- V 350 Bourget
2- C 410/7 Rocher des Hirondelles
 3. Paracoskinolina sunnilandensis (Maync)-BsAi
V 627 Bourget
 - 4.5. Dictyorbitolina ichnusae Cherchi et Schroeder -Barrémien supérieur
4- V 114 Chambotte
5- C 334 Rocher des Hirondelles
 6. Paleodictyoconus sp. forme de transition entre P.cuvillieri et P.actinostoma Barrémien supérieur
C 410 (1) Rocher des Hirondelles
 7. Falsurgonina ? sp.1 in A. ARNAUD-VANNEAU (1980)-Barrémien supérieur
C 352 Rocher des Hirondelles
-

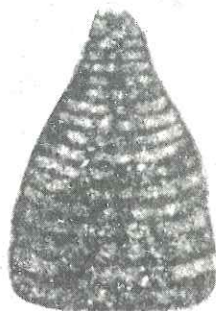


1

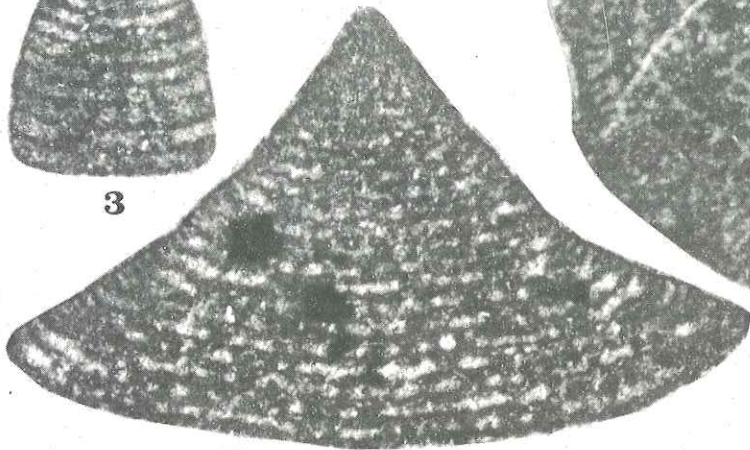


2

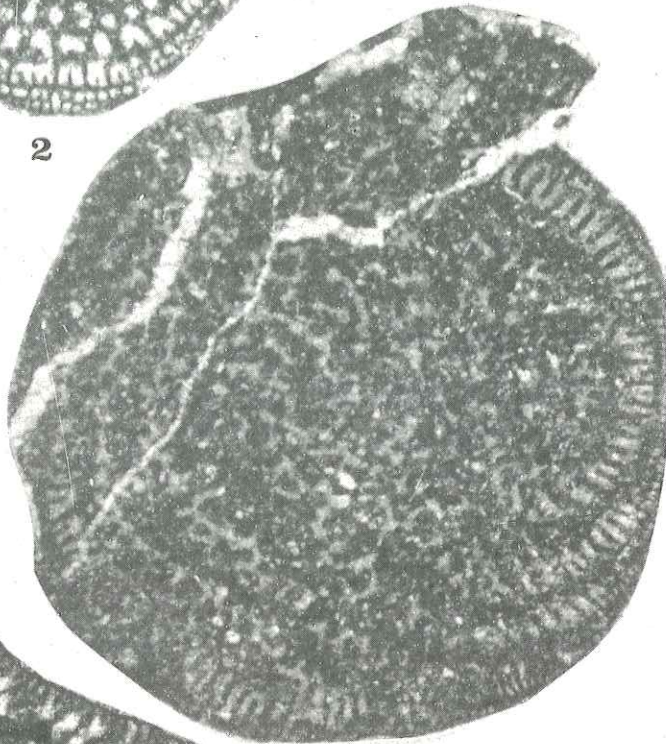
200 μ



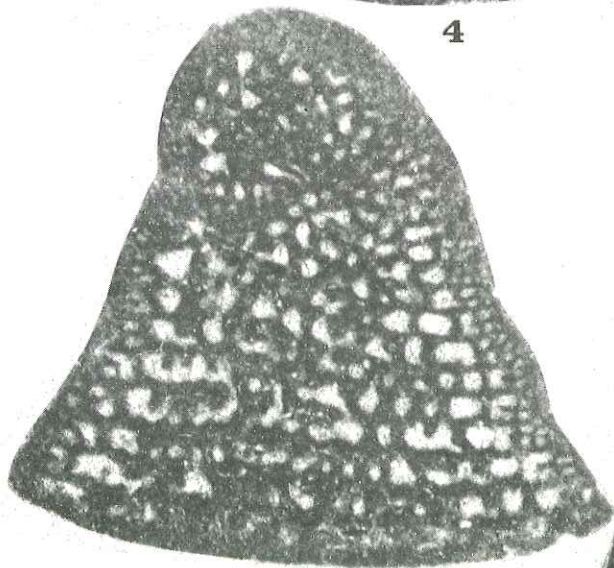
3



4



5



6



7

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION

L'étude sédimentologique, minéralogique et stratigraphique des assises de l'Hauterivien, du Barrémien et du Bédoulien basal a permis de définir et de dater les grandes étapes de l'installation et de l'évolution de la plate-forme urgonienne entre le Jura méridional et les massifs subalpins.

L'étude sédimentologique conduit à proposer un modèle de plate-forme carbonatée à partir de la définition de 21 faciès-types. Quatre domaines paléogéographiques ont pu être distingués.

Le **bassin** est caractérisé par des sédiments hémipélagiques vaseux ou sablo-vaseux, colorés (ocres ou gris-bleu), parfois riches en matériel détritique (quartz, argile), déposés en milieux calme. Ils contiennent essentiellement des spicules de Spongiaires, de fins débris d'Echinodermes et des Foraminifères de petite taille.

Le **talus externe** correspond à des dépôts carbonatés bioclastiques colorés, typiques de milieux modérément agités. On distingue deux types de sédiments:

- . Des sables bien classés, de granulométrie fine, renfermant une faune peu variée d'origine circalittorale (débris d'Echinodermes essentiellement) avec toutefois des débris très usés d'organismes provenant de milieux moins profonds (Bryozoaires, Annélides).

- . Des sables grossiers mal classés, à bioclastes abondants, variés et de grande taille (Bryozoaires, Crinoïdes et Annélides). Les Foraminifères sont de petite taille et peu abondants.

Le **bordure de la plate-forme** correspond généralement à des milieux de dépôts carbonatés soumis à une agitation importante. Deux types de sédiments peuvent être distingués selon la nature et l'origine des éléments qu'ils renferment.

- . La bordure externe est représentée par des dépôts sableux légèrement colorés ocre clair, oolitiques, biointraclastiques ou à débris usés, bien classés résultant parfois du démantèlement de biohermes à Cnidaires. La microfaune est pratiquement absente.

- . La bordure interne est caractérisée par des milieux proches du domaine interne de la plate-forme. Ce sont des sédiments, sableux ou sablo-vaseux, carbonatés, peu colorés beige-ocre, mal classés, contenant deux types d'organismes dans les mêmes proportions: d'une part des bioclastes provenant de milieux relativement externes (Bryozoaires, Echinodermes) et d'autre part des débris de Rudistes accompagnés d'une microfaune infralittorale de grande taille (Orbitolinidés, Miliolidés).

Le domaine interne de la plate-forme est représenté par des calcaires peu colorés (beiges) déposés dans deux types d'environnement.

. Les premiers correspondent à des sédiments très mal classés, sablo-vaseux ou vaseux, déposés en milieu faiblement agité ou calme. Ils sont caractérisés par l'abondance des débris de Rudistes, par la variété des Foraminifères, de grande taille, d'origine infralittorale, et par une micritisation importante des débris.

. Les seconds renferment une faune pauvre et mal conservée et présentent des structures typiques des niveaux proches de l'émersion: keystone vugs, ciment asymétrique pour les sables, birds eyes et fentes de dessiccation pour les vases.

L'étude minéralogique a consisté d'une part à identifier et à quantifier les différents minéraux en présence, et d'autre part de définir des classes de "minéralofaciès" et de les comparer avec les microfaciès-types. Cette étude, qui a porté sur deux coupes du Jura méridional a conduit à quatre conclusions:

- La distribution des minéraux en fonction des différents types de dépôts montre l'existence d'une relation entre la nature des sédiments et les associations minéralogiques (les smectites sont plus abondantes dans les milieux très externes, kaolinite et chlorite n'apparaissent que dans le domaine interne de la plate-forme).

- Il existe un certain parallélisme entre l'évolution minéralogique et l'évolution séquentielle. Séquences et horizons de discontinuité sont marqués aussi bien dans les courbes de pourcentages relatifs des différentes argiles que dans l'évolution des différents types de diffractogrammes.

- Des variations du contexte paléogéographique ont pu être mises en évidence d'une coupe à l'autre (apparition non synchrone de minéraux, notamment de la kaolinite) et dans une même coupe (disparition progressive du quartz et de la goethite, apparition de la muscovite).

- Des précisions d'ordre stratigraphique ont pu être apportées. La troisième séquence de l'Hauterivien est caractérisée par des associations minéralogiques qui sont absentes dans les deux séquences antérieures; la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur est marquée par des associations particulières, alors que l'étude sédimentologique n'a montré aucune anomalie à ce niveau.

L'étude stratigraphique a permis de dater les assises de l'Hauterivien-Bédoulien et de proposer des corrélations entre les diverses régions étudiées.

D'un point de vue paléontologique, la récolte et la détermination d'Ammonites, d'Oursins, d'Ostracodes, de Nodosariidés et d'Orbitolinidés, ont permis de fixer avec une grande précision trois limites stratigraphiques:

- la limite Valanginien - Hauterivien;
- la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur;
- la limite Barrémien supérieur - membre BsAi.

(sensu A. ARNAUD-VANNEAU, 1980).

Les limites Hauterivien-Barrémien et Barrémien inférieur - Barrémien supérieur ont pu être localisées grâce à un raisonnement basé sur l'analyse séquentielle et sur les comparaisons avec les régions voisines.

Du point de vue de l'analyse séquentielle et des corrélations, huit séquences principales ont été reconnues, limitées par sept horizons de discontinuité majeurs (A à H). Dans l'évolution des dépôts hauteriviens et barrémiens, ces huit séquences de comblement se regroupent en une mégaséquence régressive, dont la partie sommitale est rarement observable.

. L'Hauterivien comprend trois séquences principales de comblement. Les deux premières ont la même signification sédimentologique avec, en base de séquence, des faciès hémipélagiques de bassin (correspondant aux "marnes d'Hauterive" pour la première et "aux marnes d'Uttins" pour la seconde) et au sommet des faciès bioclastiques de talus externe (typiques de la "Pierre Jaune de Neuchâtel"). La limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur a pu être située avec précision au-dessus de la limite inférieure d'une troisième séquence qui se poursuit dans l'Hauterivien supérieur. Dans cette séquence, les faciès évoluent vers des faciès bioclastiques et oolitiques de bordure externe. La limite Hauterivien supérieur - Barrémien inférieur pourrait se situer au sommet de cette séquence.

. Le Barrémien inférieur correspond à une séquence principale dans laquelle s'observent de nombreuses petites discontinuités mineures. Les milieux de dépôt sont généralement plus profonds que ceux observés au sommet de l'Hauterivien (ils ne dépassent pas le stade du talus ou de la bordure externe); ils semblent traduire un léger ennoisement du domaine de la plate-forme pendant cet intervalle. L'attribution de cette séquence au Barrémien inférieur est basée en dépit de fortes variations d'épaisseur, sur des comparaisons séquentielle et paléogéographique entre les coupes du Jura méridional, celles de la Chartreuse et celles, datées par Ammonites, du Vercors.

. Le Barrémien supérieur est défini par trois séquences principales et correspond à une période de progradation générale de la plate-forme carbonatée. La première est caractérisée par l'installation de faciès de bordure avec des variations de faciès importantes d'un point à un autre. Au cours de la deuxième séquence, les faciès appartiennent principalement au domaine interne de la plate-forme avec cependant de nombreux indices de la proximité du domaine externe. Les Rudistes et les Orbitolinidés font leur apparition dans toute la région. La troisième séquence est caractérisée par l'expansion maximale du domaine interne. Le Barrémien supérieur est limité à son sommet par un épisode transgressif qui est sensible sur l'ensemble de la plate-forme.

Par comparaison avec les études stratigraphiques des régions voisines (Vercors et Jura), les trois séquences du Barrémien supérieur ont pu être assimilées respectivement à la séquence Bs2a et à la partie inférieure de l'Urgonien Blanc, aux séquences Bs2b et Bs2c et à la partie médiane de l'Urgonien Blanc, à la séquence Bs3 et à la partie supérieure de l'Urgonien Blanc (fig. 53).

. Les assises du passage entre le Barrémien supérieur et l'Aptien correspondent à une séquence caractérisée par une réapparition rapide des

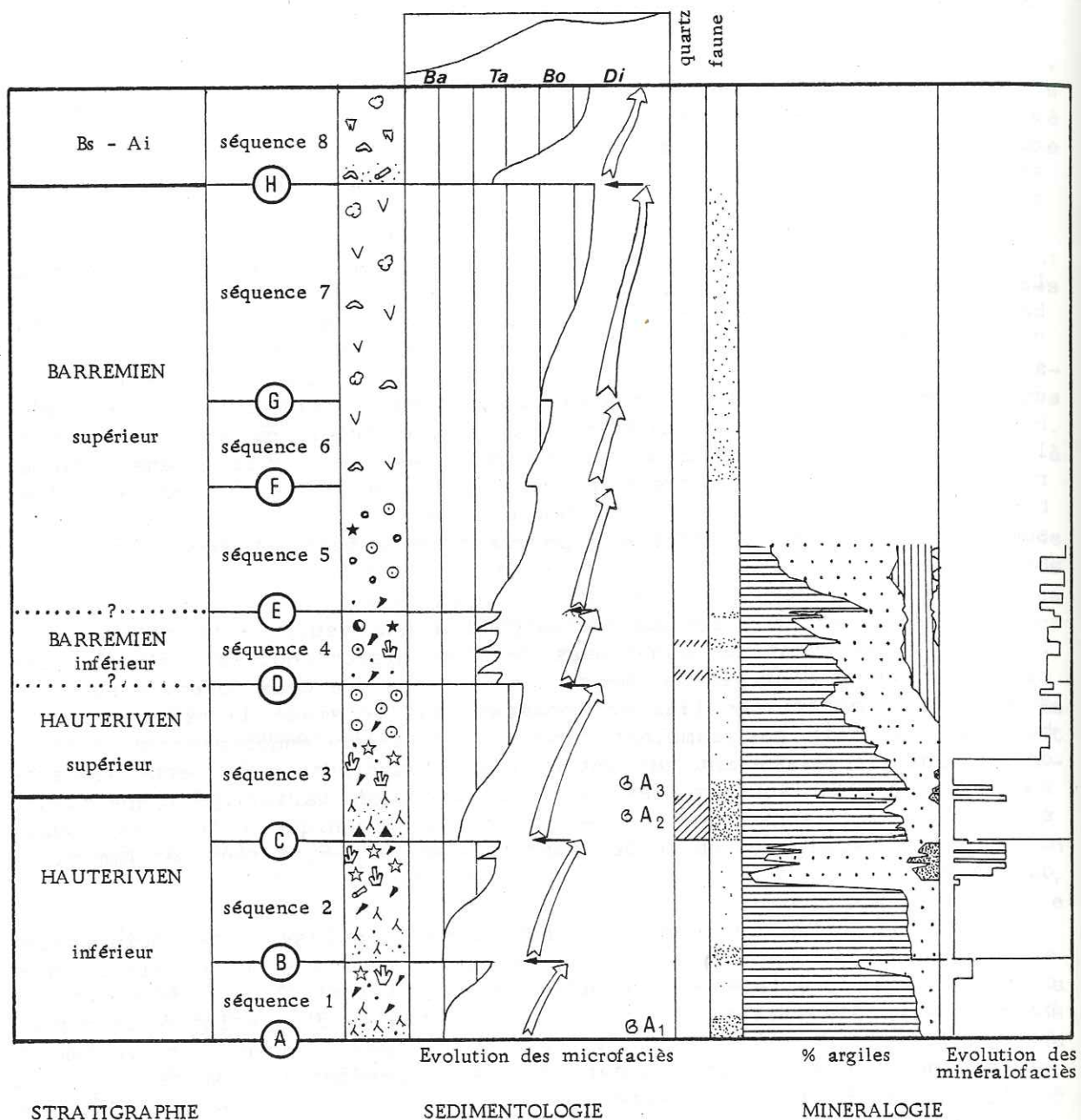


Fig 73 : Découpage stratigraphique et séquentiel, évolution sédimentologique et minéralogique des assises hauterivo-barrémiennes entre le Jura méridional et les Chafnes subalpines.

Sédimentologie : légende des figurés: se reporter à la fig. 14

- A₁: Ammonites de la zone à *A. radiatus*
- A₂: Ammonites de la zone à *L. nodosoplicatum*
- A₃: Ammonite de la zone à *S. sayni*
- ↗ séquence de comblement
- ← rétrogradation des faciès.

Minéralogie : ≡ smectites ··· illite ■ interstratifiés |||| kaolinite chlorite

faciès du domaine interne après l'épisode d'approfondissement basal et par l'abondance des faciès médio à supralittoraux.

D'un point de vue paléogéographique il a été possible de reconnaître les grandes étapes de l'évolution de la plate-forme carbonatée entre le Jura méridional et les massifs subalpins.

De l'Hauterivien au Barrémien inférieur, les faciès de plate-forme tentent de s'installer à plusieurs reprises. A cette époque, la morphologie de la plate-forme hauterivienne est héritée de l'ancienne plate-forme valanginienne et montre l'existence d'une pente tournée vers l'Est (dépôts plus externes et plus profonds à l'Est qu'à l'Ouest).

Au Barrémien inférieur, cette morphologie évolue légèrement avec une pente tournée plutôt vers le Sud-Est. Cette modification est soulignée par une légère rétrogradation vers le NW des faciès du domaine interne de la plate-forme.

Au Barrémien supérieur et pendant la séquence BsAi (fig. 53), la progradation de la plate-forme carbonatée est importante, toute la région étant recouverte de dépôts infralittoraux internes, se développant sur de grandes épaisseurs. A la base du Barrémien supérieur, la morphologie de la plate-forme semble se modifier légèrement puisqu'une zone subémergée semble apparaître et se développer à l'Ouest du secteur étudié. Au cours du Barrémien supérieur, la régularité des épaisseurs des dépôts du domaine interne d'un point à l'autre de la région permet de penser à une grande stabilité de la plate-forme, vaste surface à fleur d'eau. La base du membre BsAi est marquée par un approfondissement généralisé des milieux de dépôt, événement majeur, annonciateur d'une série de perturbations qui seront à l'origine de la disparition de la plate-forme urgonienne vers la fin du Bédoulien.

En conclusion, la synthèse des résultats obtenus, résumée dans la fig. 73, permet de replacer les grandes étapes de l'évolution de la plate-forme hauterivo-barrémienne dans un contexte plus général. On remarque en effet que les différents types d'analyses ont permis, par la convergence de leurs résultats, de mettre en évidence et de caractériser les événements majeurs qui ont perturbé l'évolution normale de la plate-forme. Ces événements, limites des séquences principales, sont marqués, selon le contexte sédimentologique dans lesquels ils sont définis, par un approfondissement toujours net des milieux de dépôt, une arrivée importante de matériel détritique, une faune abondante et variée, des changements dans les associations minéralogiques.

Ces discontinuités ont pu, non seulement être retrouvées à l'échelle de la région étudiée, mais aussi être à la base des corrélations avec les régions voisines (Vercors et Jura notamment); ceci prouve que leur signification et leur intérêt dépassent l'échelle locale et même régionale.

A N N E X E .

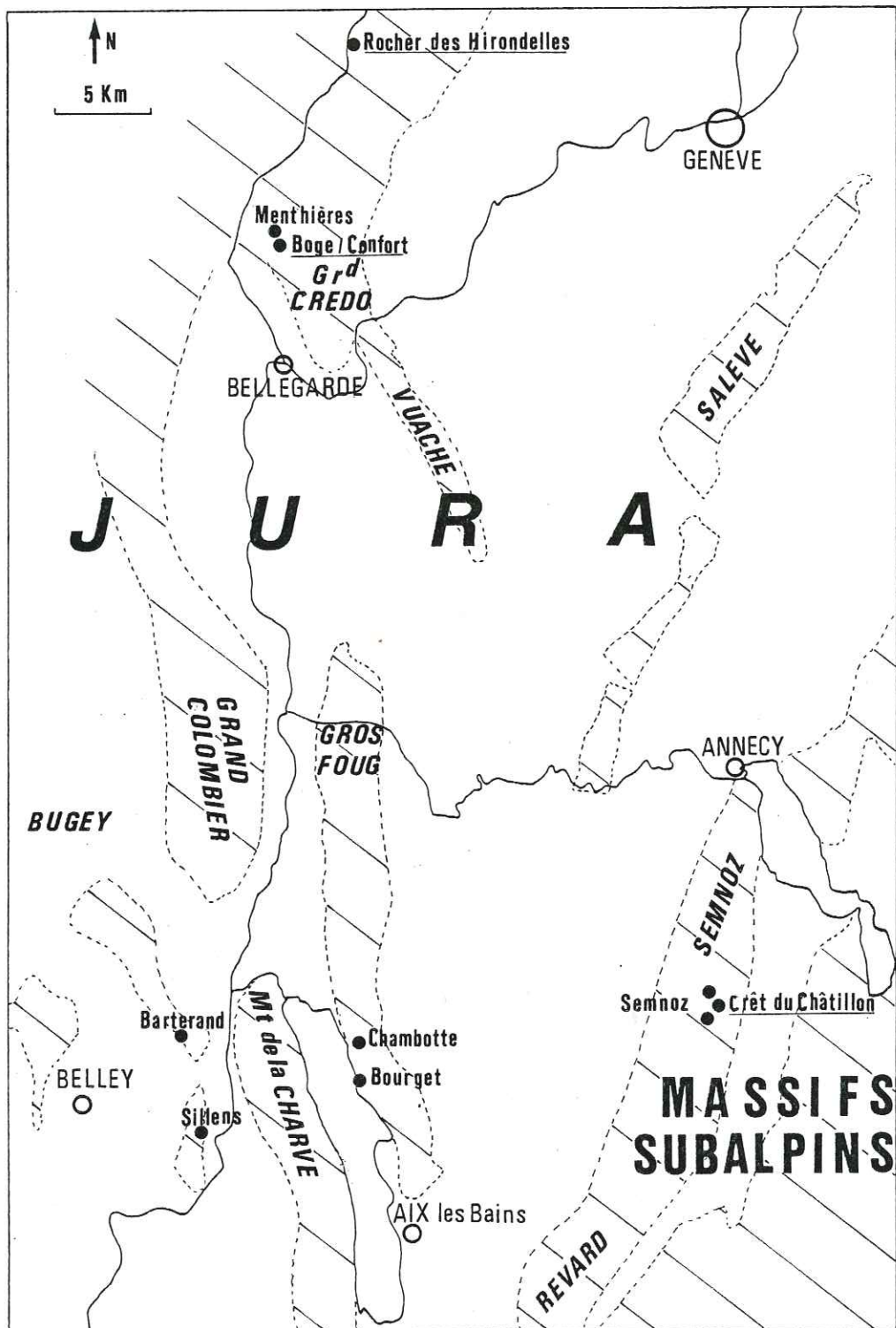


Fig 74: Carte de localisation des coupes étudiées.

Les noms soulignés correspondent aux coupes levées par CONRAD.

ANNEXE

Les coupes étudiées sont localisées sur la carte de la fig. 74.

Chacune d'entre elles sera située plus précisément du point de vue géographique et sera figurée selon les cas par :

- une courbe d'évolution des faciès,
- une indication du nombre d'espèces pour chaque groupe d'organismes ainsi qu'une coupe de pourcentage du quartz,
- une répartition de la faune (Ammonites, Bivalves, Gastéropodes, Brachiopodes, Oursins, Ostracodes, Nodosariidés et autres Foraminifères benthiques), avec figurés par des étoiles, les spécimens qui ont pu apporter des renseignements stratigraphiques précis,
- un tableau d'agencement vertical des microfaciès.

Légende des figurés : se reporter à la figure 14.

Légende des microfaciès : se reporter à la planche I.

Coupe de Sillens (fig. 75, 76, 77, 78 et 79).

Feuille Rumilly 5-6

Base de la coupe $x = 866,300$ $y = 87,825$

Sommet de la coupe $x = 866,500$ $y = 88,250$

La coupe a été levée sur la route de Yenne à Massignieu-de-Rives, en rive droite du Rhône.

Elle recoupe les assises de l'Hauterivien puis du Barrémien basal. La base de l'Hauterivien est visible dans le petit ruisseau du début de la coupe (virage en U). Les derniers bancs (VSV) sont levés dans le village même de Sillens, après une importante lacune de visibilité.

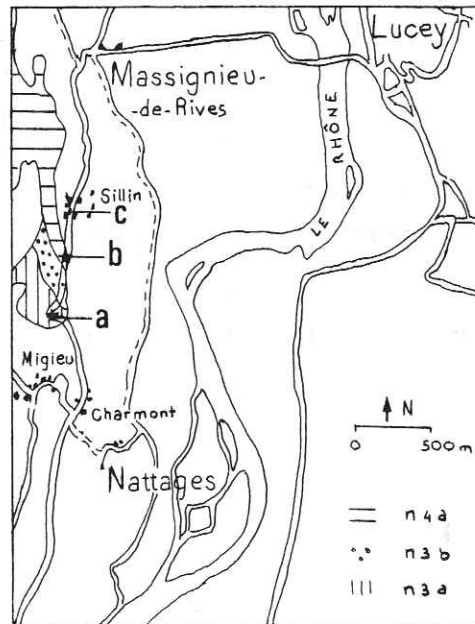


Fig 75 : Carte schématique de localisation de la coupe de Sillens
(D'après la carte Rumilly 1/50 000)

a - b : levé de la coupe

b - c : lacune de visibilité

c : derniers bancs levés dans le village même (VSV).

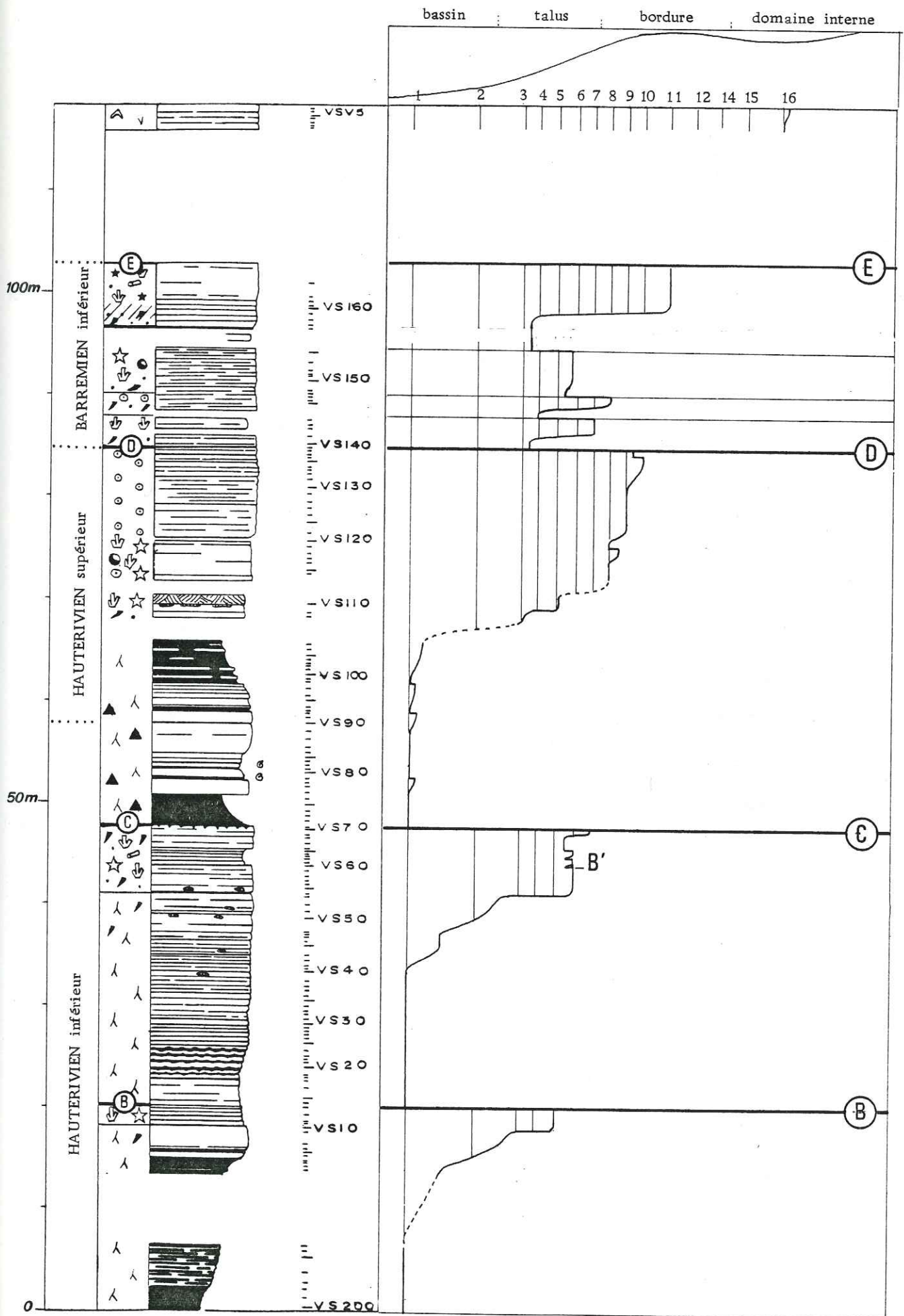


Fig 76 : Coupe de Sillens- Courbe d'évolution des microfaciès.

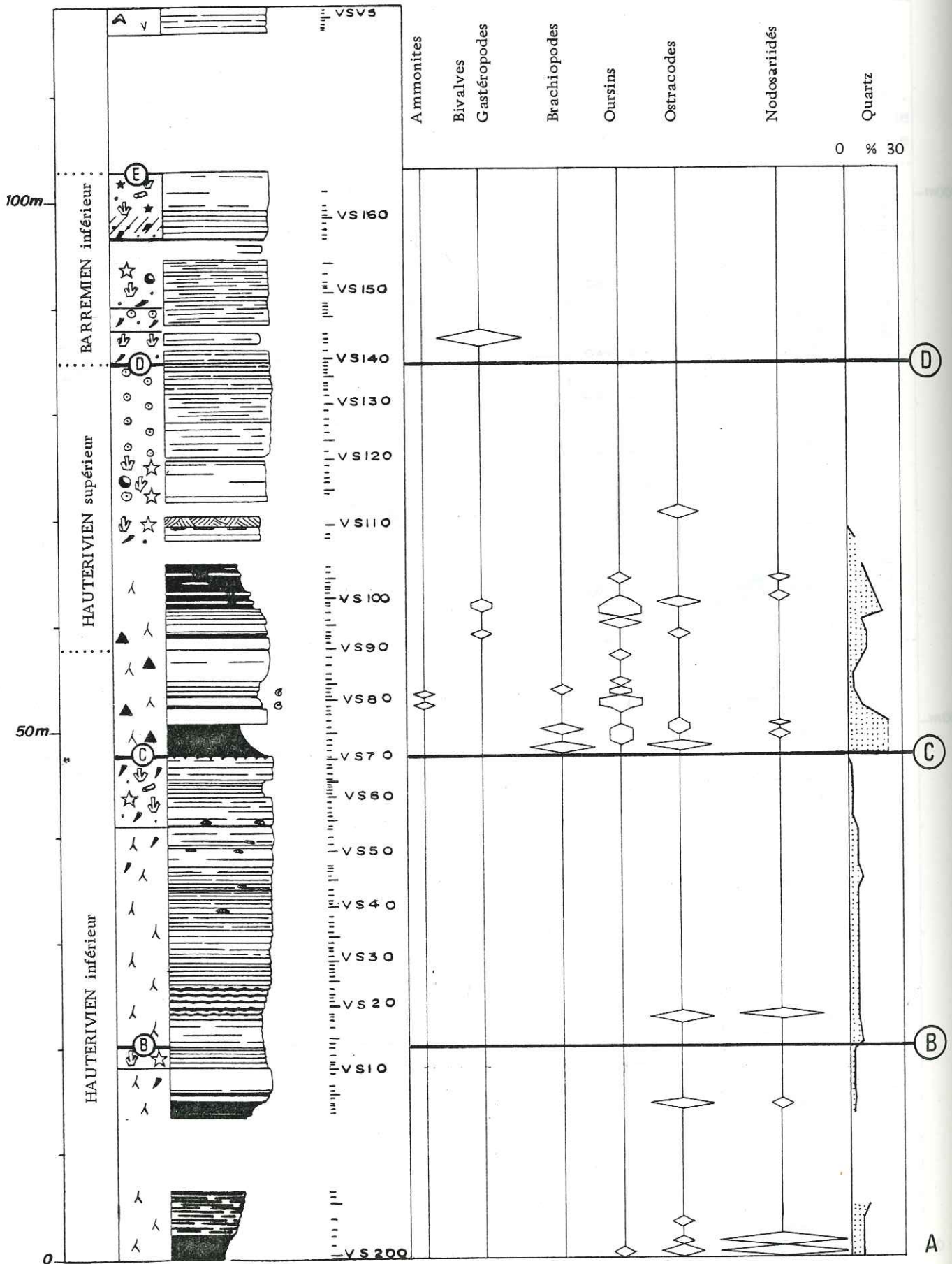


Fig 77 : Coupe de Sillens- Fréquence et distribution de la faune et courbe de pourcentage du quartz.

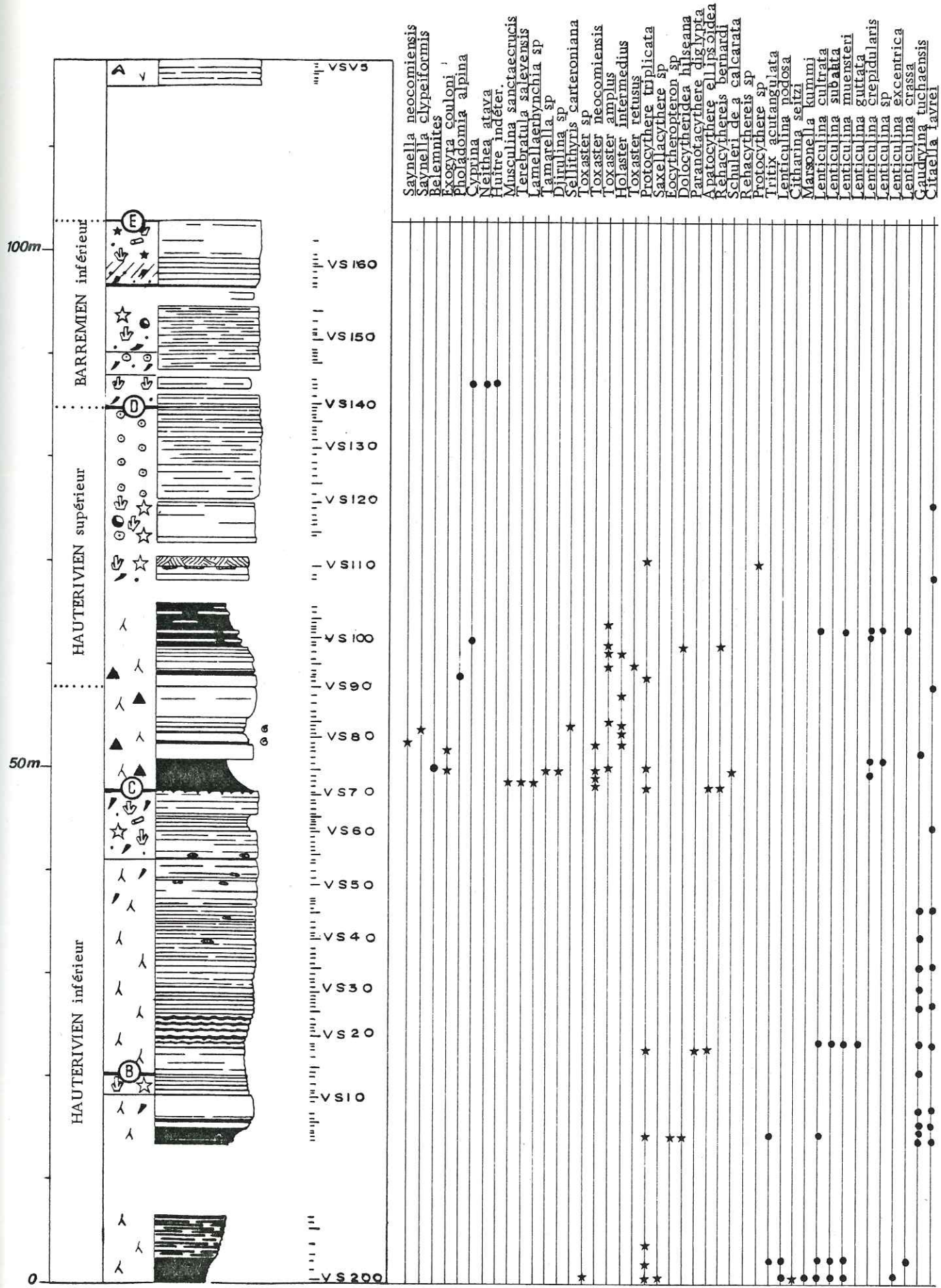


Fig 78 : Coupe de Sillens - Répartition de la faune (Ammonites, Bivalves, Brachio-podes, Oursins, Ostracodes, Nodosariidés, et autres Foraminifères)

Evolution vers des milieux moins profonds

Faciès de bordure

Faciès de talus

Faciès de bassin

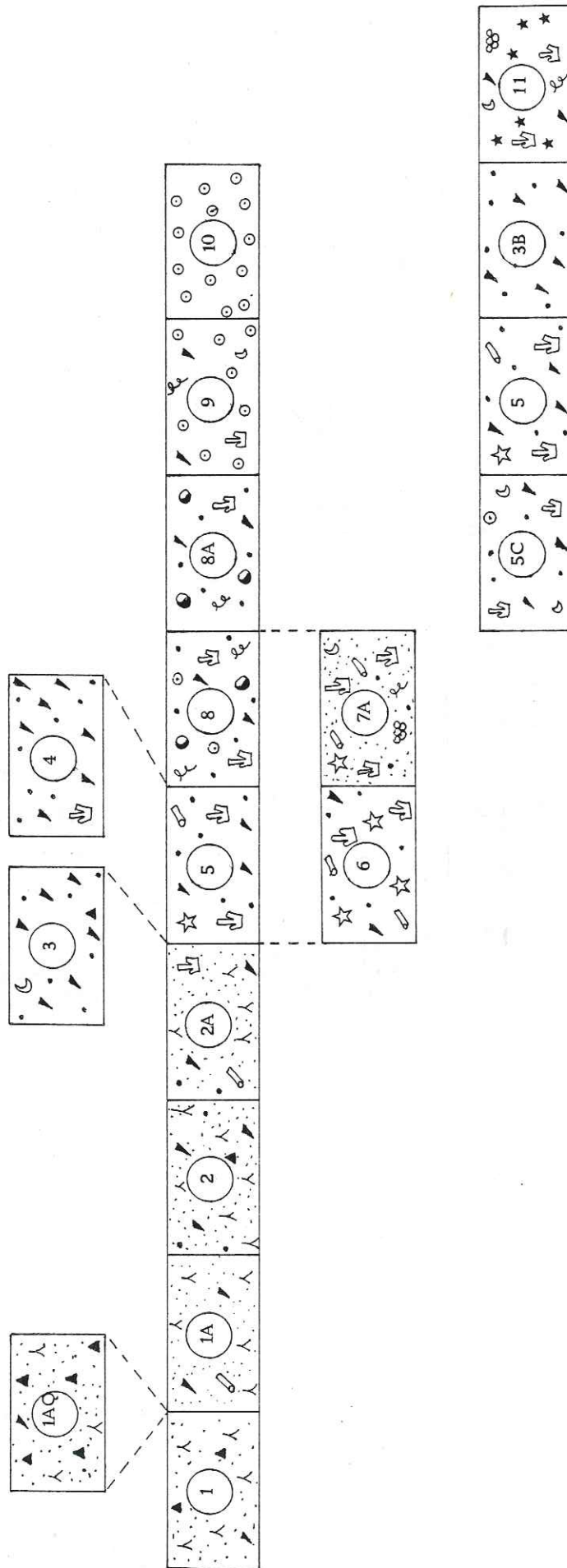


Fig 79: Coupe de Sillens: tableau d'agencement des microfaciès.

Légende des figurés : se reporter à la fig. 14

Coupe de Barterand (fig. 80, 81, 82 et 83).

Feuille Belley 7-8

Base de la coupe $x = 865,125$ $y = 93,625$

Sommet de la coupe $x = 865,000$ $y = 93,875$

La coupe a été levée en trois parties : la base correspond à la falaise qui affleure derrière une maison en rive droite du lac ; la partie médiane correspond à l'affleurement en rive droite de l'exutoire du lac ; la partie supérieure a été levée à partir du carrefour le long de la route qui part en direction de Pollieu.

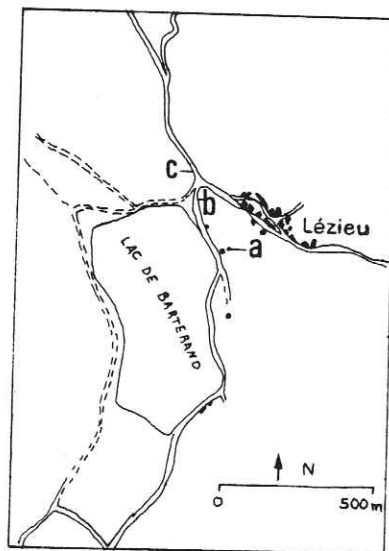


Fig 80 : Carte schématique de localisation de la coupe de Barterand
(D'après la carte Belley 1/25 000)

- a : partie inférieure de la coupe
- b : partie médiane de la coupe
- c : partie sommitale de la coupe

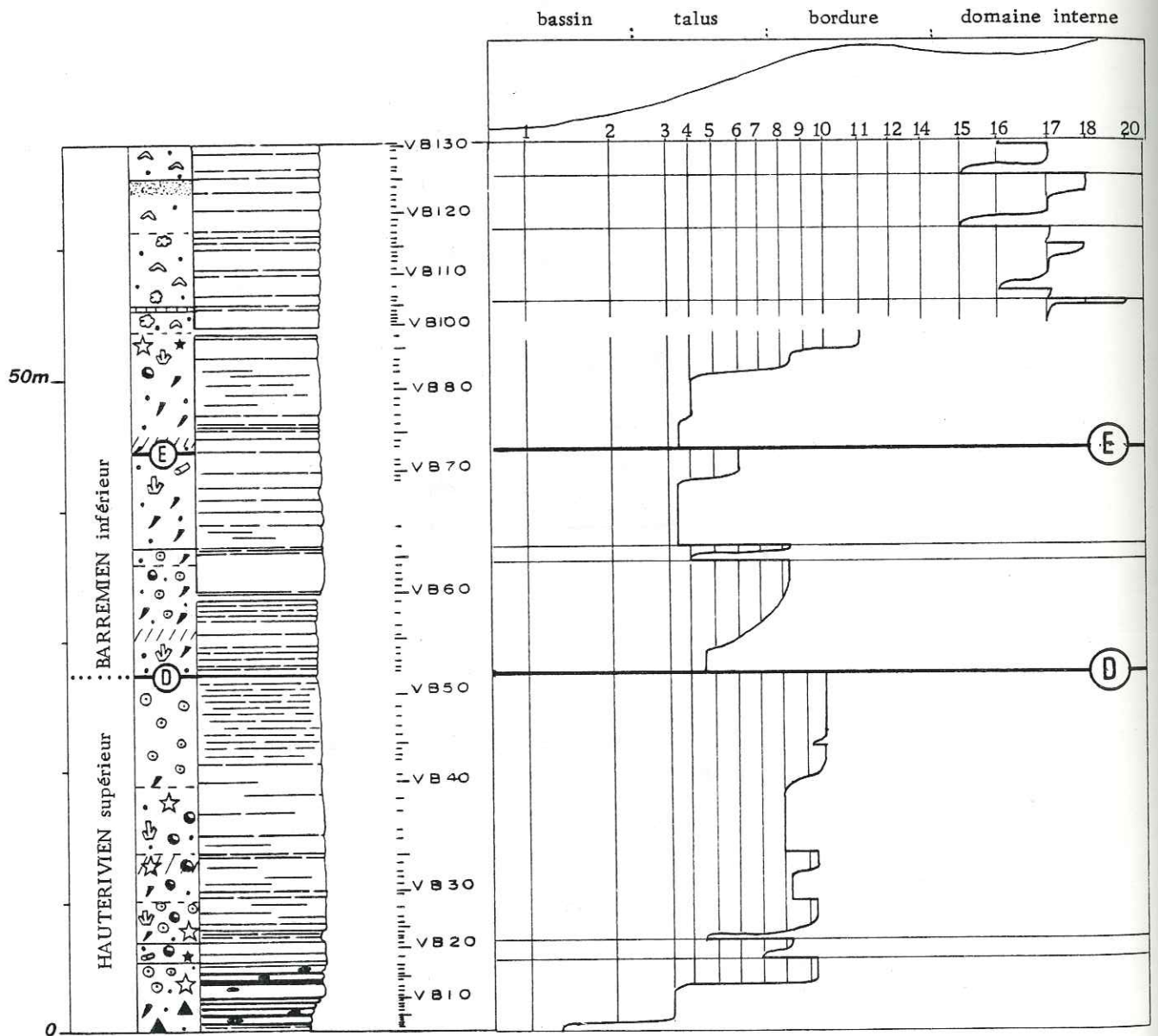


Fig 81 : Coupe de Barterand - Courbe d'évolution des microfaciès.

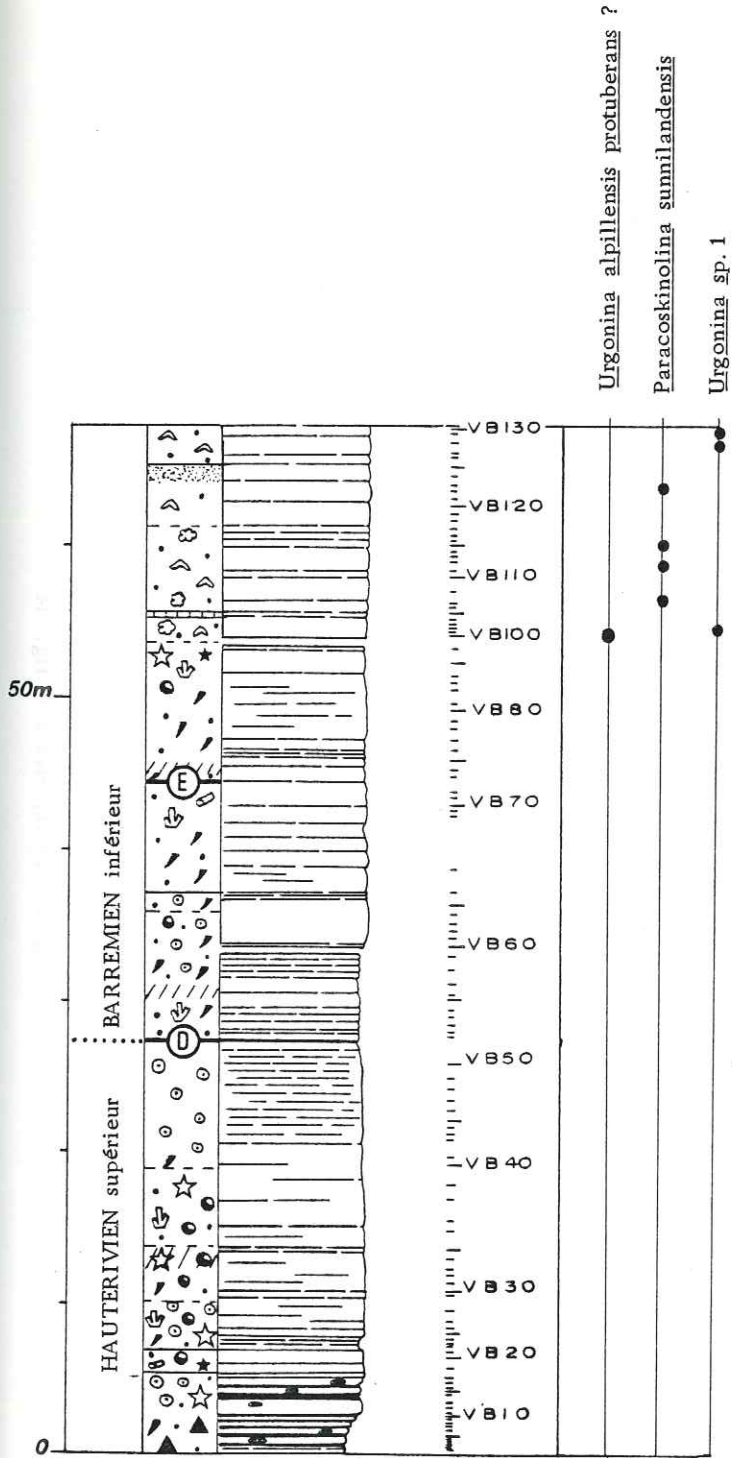
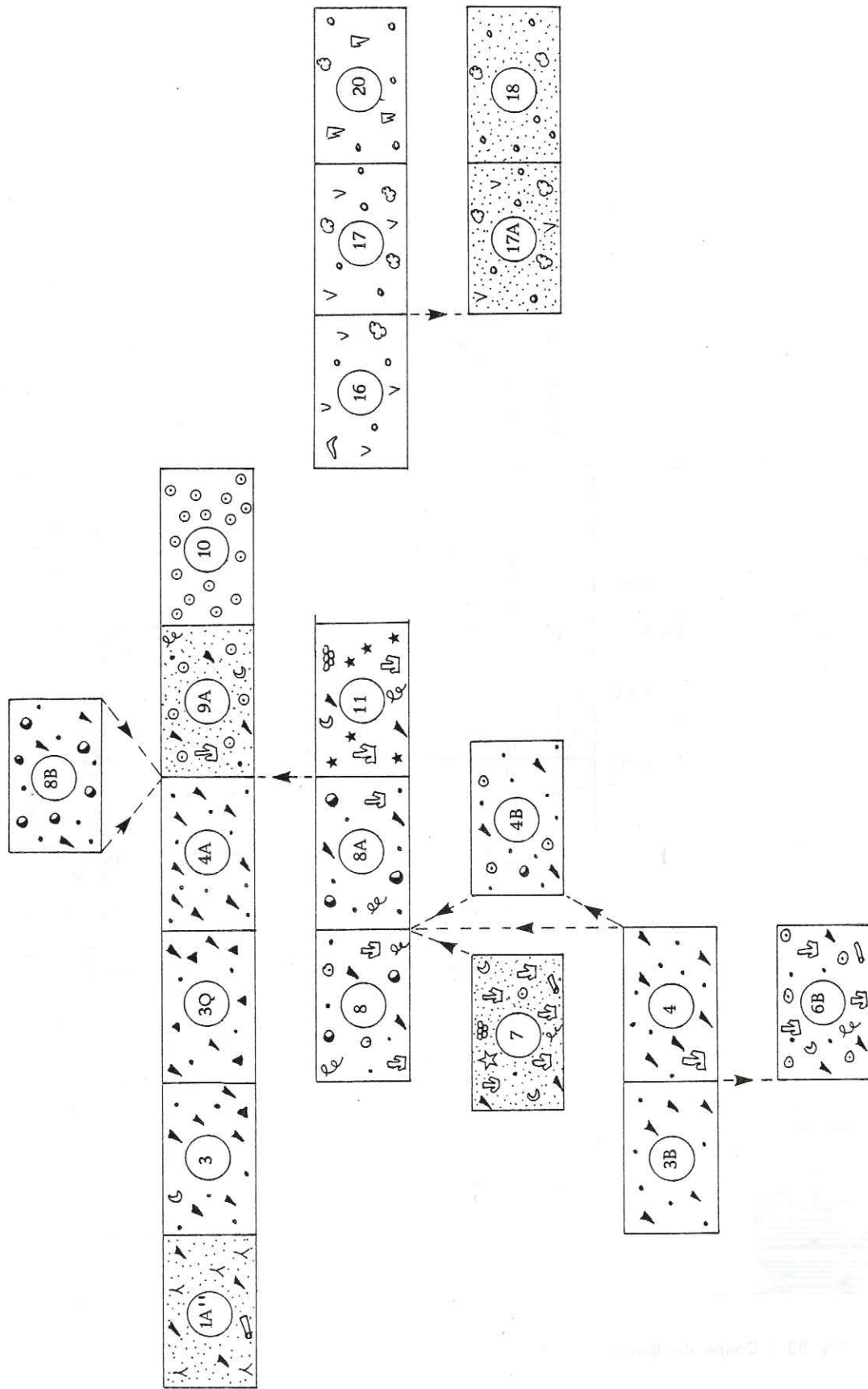


Fig 82 : Coupe de Barterand - Répartition de la faune (Orbitolinidés).

Faciès du domaine interne

Faciès de bordure

Faciès de bassin et de talus



Evolution vers des milieux moins profonds

Fig 83 : Coupe de Barterand : tableau d'agencement des microfaciès.
Légende des figurés : se reporter à la fig. 14

Coupe de la Chambotte (fig. 84, 85, 86, 87 et 88)

Feuille Rumilly 5-6

Base de la coupe $x = 874,700$ $y = 93,100$

Sommet de la coupe $x = 875,000$ $y = 92,500$

La coupe a été levée le long de la route qui monte de Chaudieu à St Germain La Chambotte. Elle comprend deux parties. La partie inférieure est levée à partir des premiers bancs bioclastiques et des marnes hauteriviens qui affleurent après une masse importante d'éboulis, jusqu'à la base de la falaise urgonienne (vire marneuse). La partie supérieure démarre au-dessus de l'épingle à cheveu, de la base de la falaise (vire) jusqu'au col de La Chambotte, 100 m environ après la sortie du tunnel.

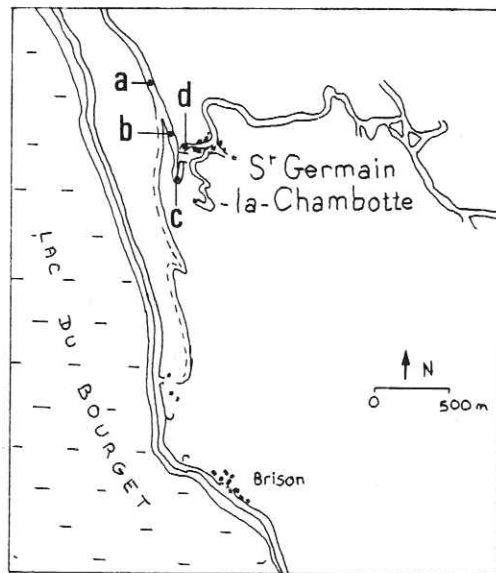


Fig 84 : Carte schématique de localisation de la coupe de la Chambotte
(D'après la carte Rumilly 1/50 000)

a - b : partie inférieure de la coupe

c - d : partie supérieure de la coupe

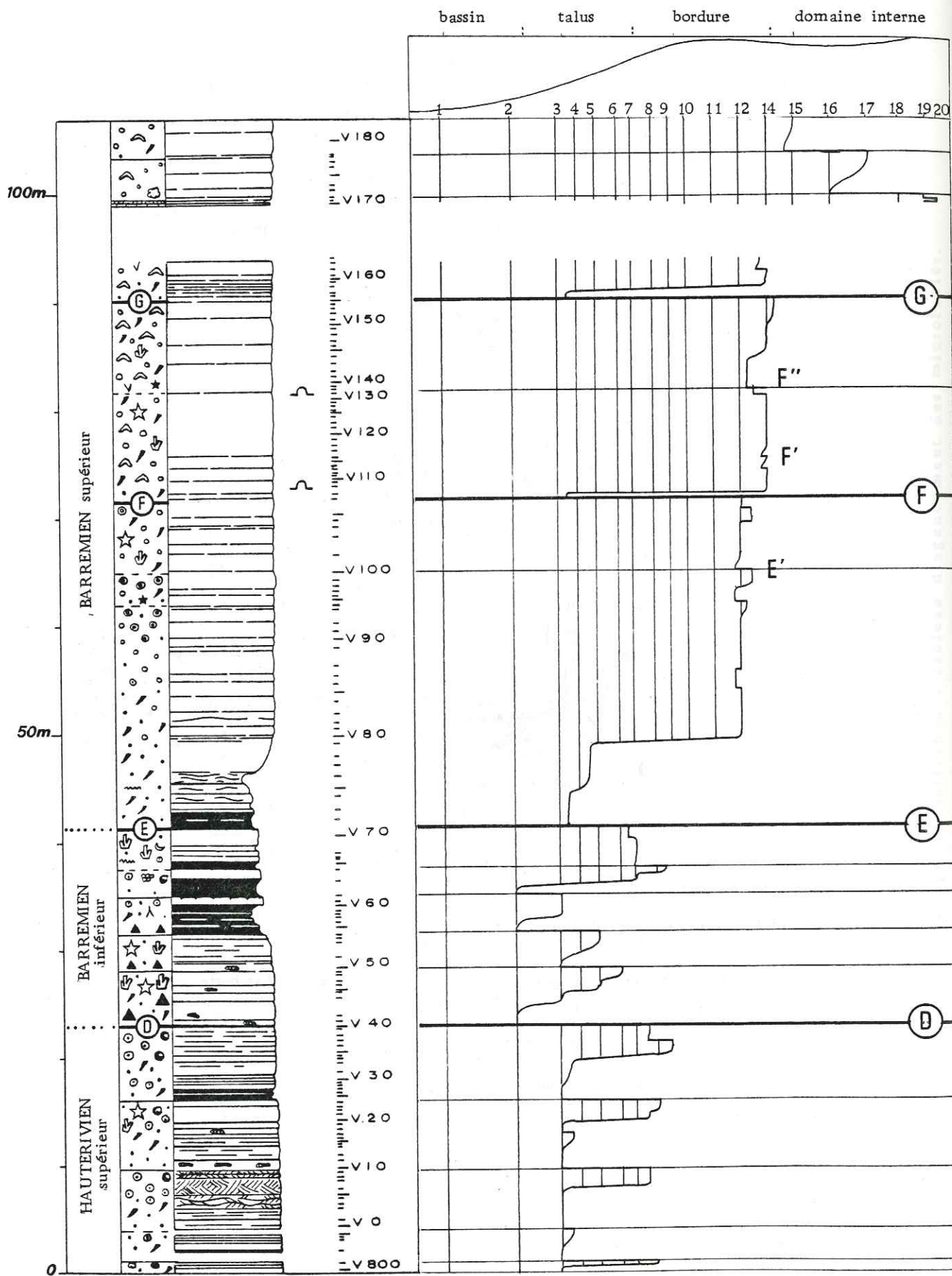


Fig 85 : Coupe de la Chambotte - Courbe d'évolution des microfaciès.

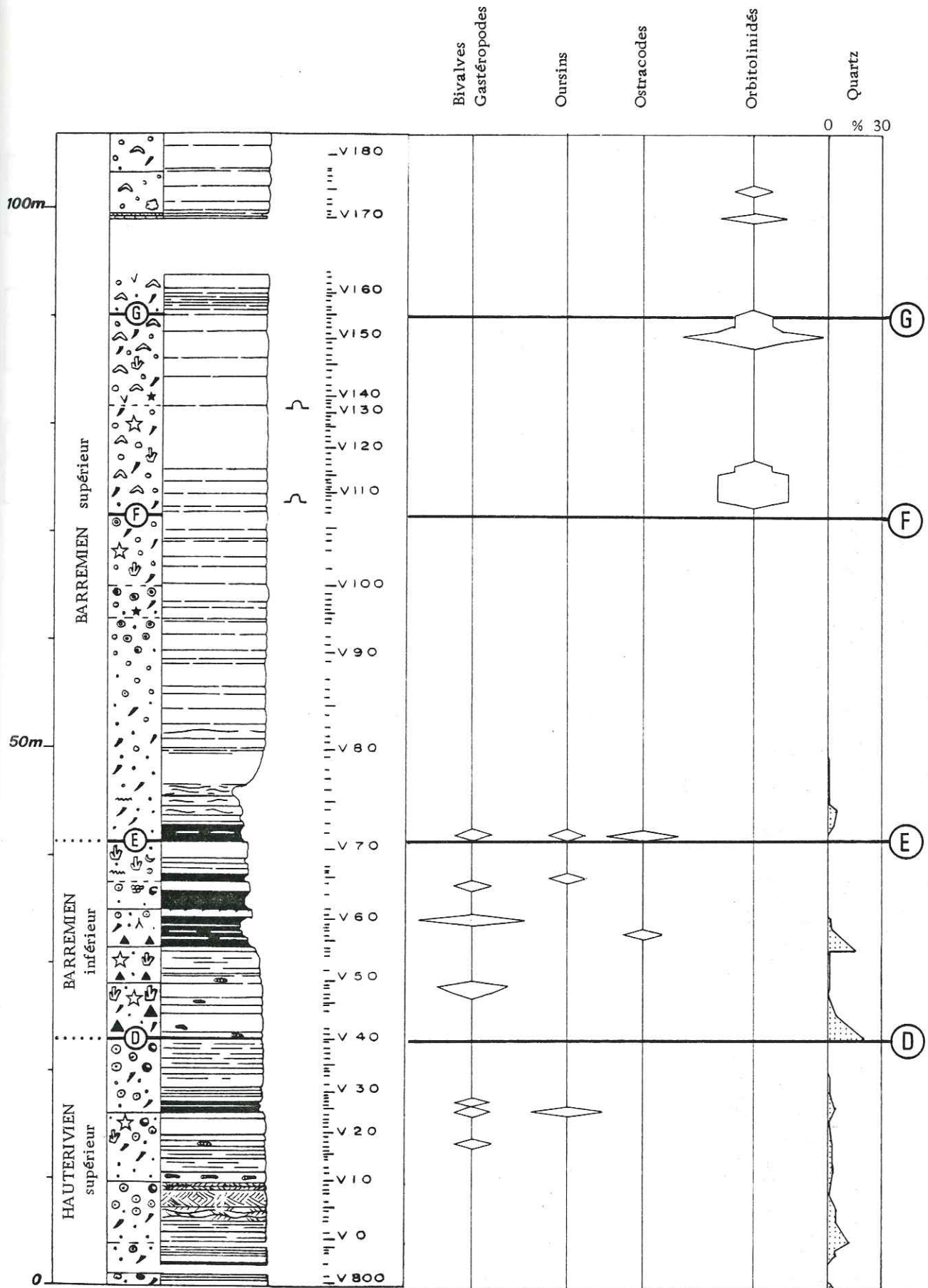


Fig 86 : Coupe de la Chambotte - Fréquence et distribution de la faune et courbe de pourcentage du quartz.

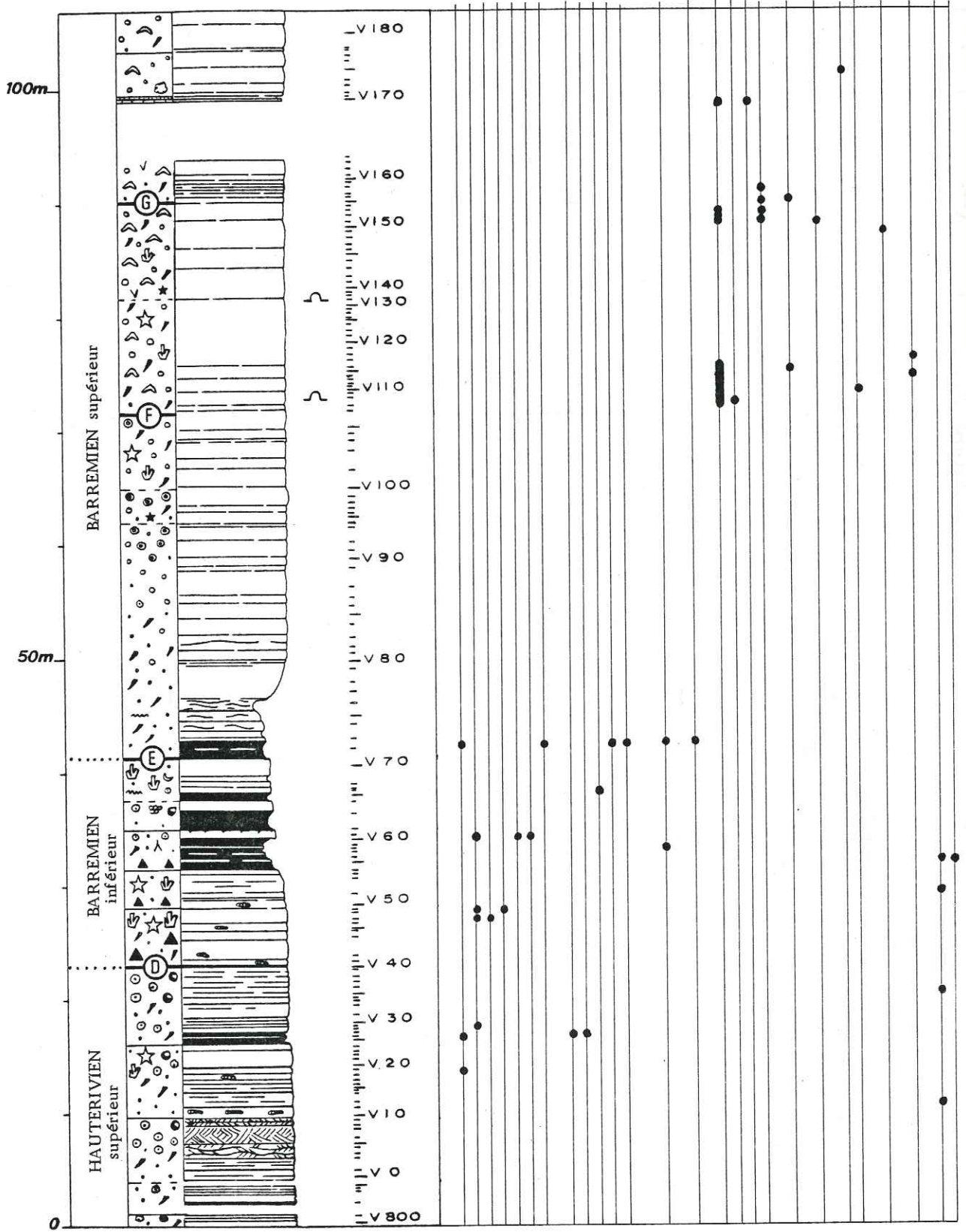


Fig 87 : Coupe de la Chamotte - Répartition de la faune.

Faciès de bassin et de talus

Faciès de bordure

Faciès du domaine interne

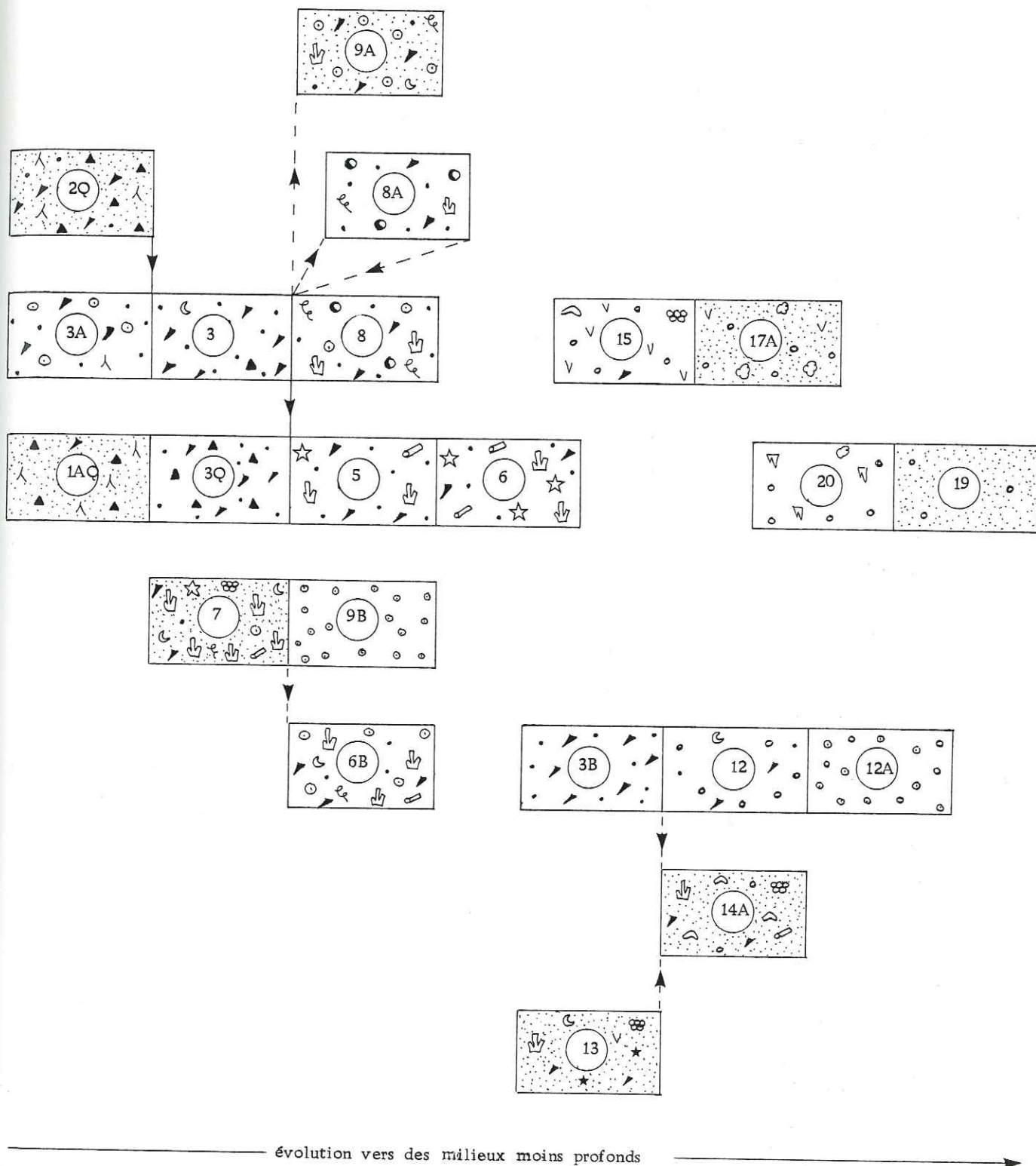


Fig 88 : Coupe de la Chambotte : tableau d'agencement des microfaciès.

Légende des figurés : se reporter à la fig. 14.

Coupe du Bourget (fig. 89, 90, 91 et 92)

Feuille Rumilly 5-6

Base de la coupe $x = 874,850$ $y = 90,700$

Sommet de la coupe $x = 875,000$ $y = 90,400$

La coupe a été levée le long de la route en rive Est du lac du Bourget, au Nord de Brison. La base correspond aux petits bancs bioclastiques qui affleurent à l'entrée Nord du tunnel du chemin de fer. Une faille importante, de direction N 130° et de pendage 80° Sud affecte le sommet de la coupe et a pour conséquence le redoublement de la partie sommitale.

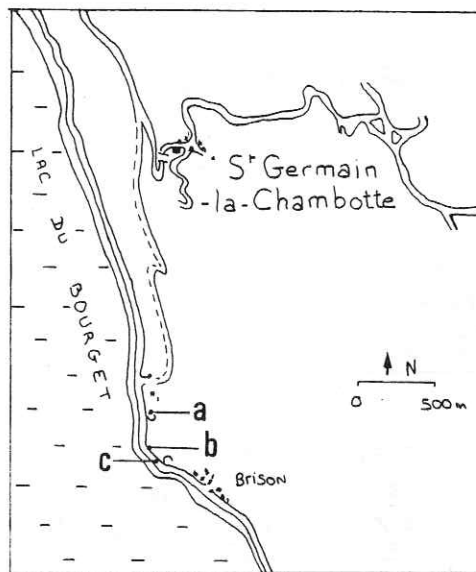


Fig 89 : Carte schématique de localisation de la coupe du Bourget
(D'après la carte Rumilly 1/50 000)

a - b : partie inférieure de la coupe

b : faille

b - c : redoublement de la partie sommitale de la coupe

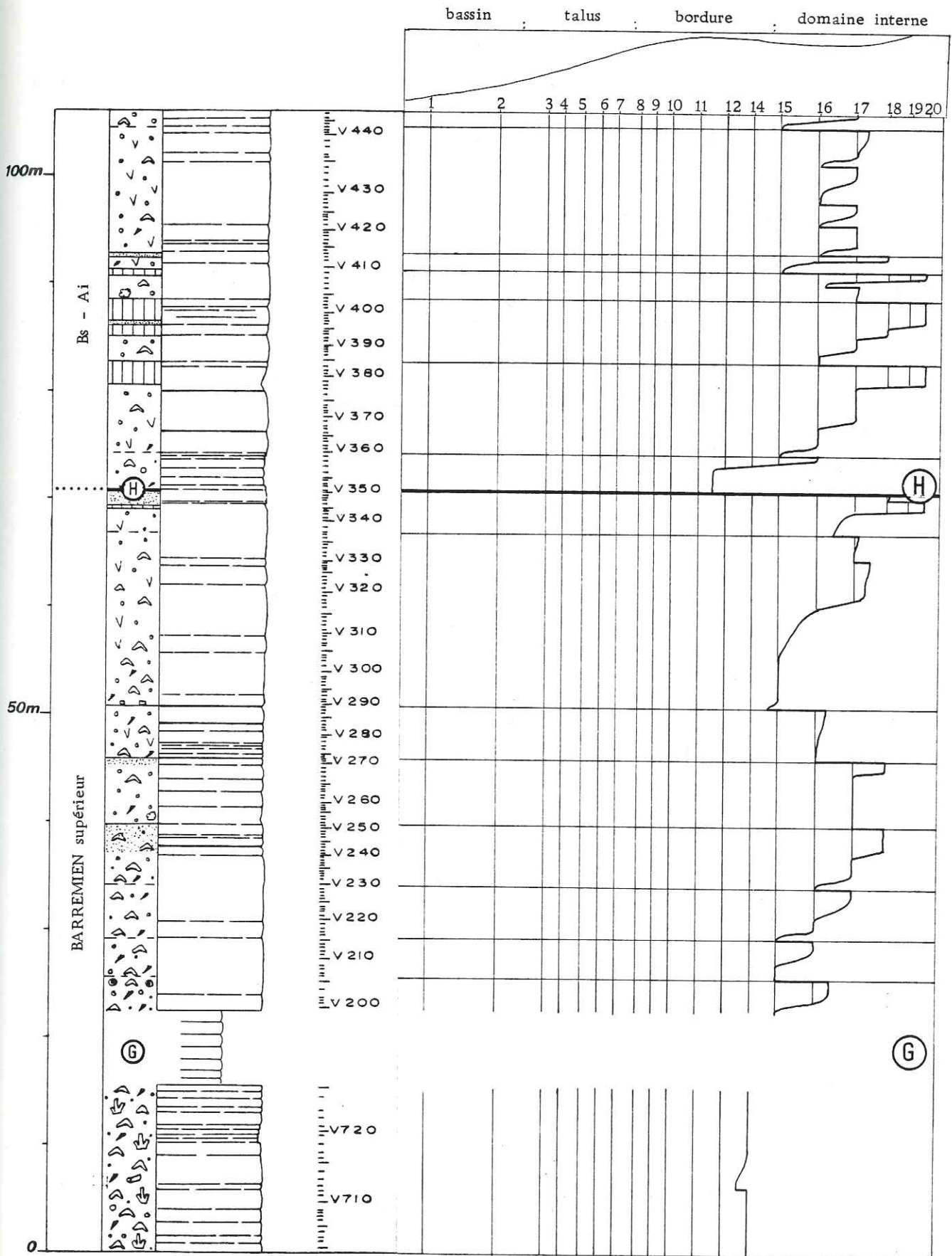


Fig 90a : Coupe du Bourget (base) - Courbe d'évolution des microfaciès.

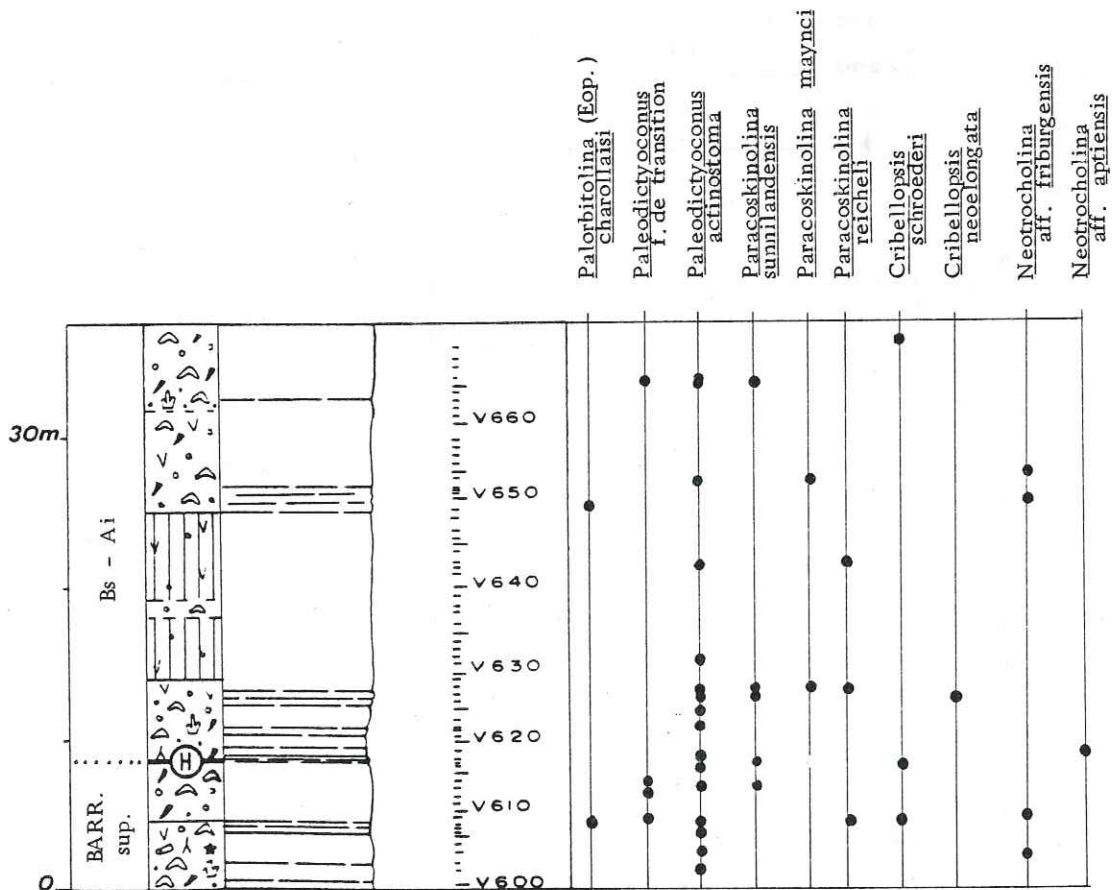
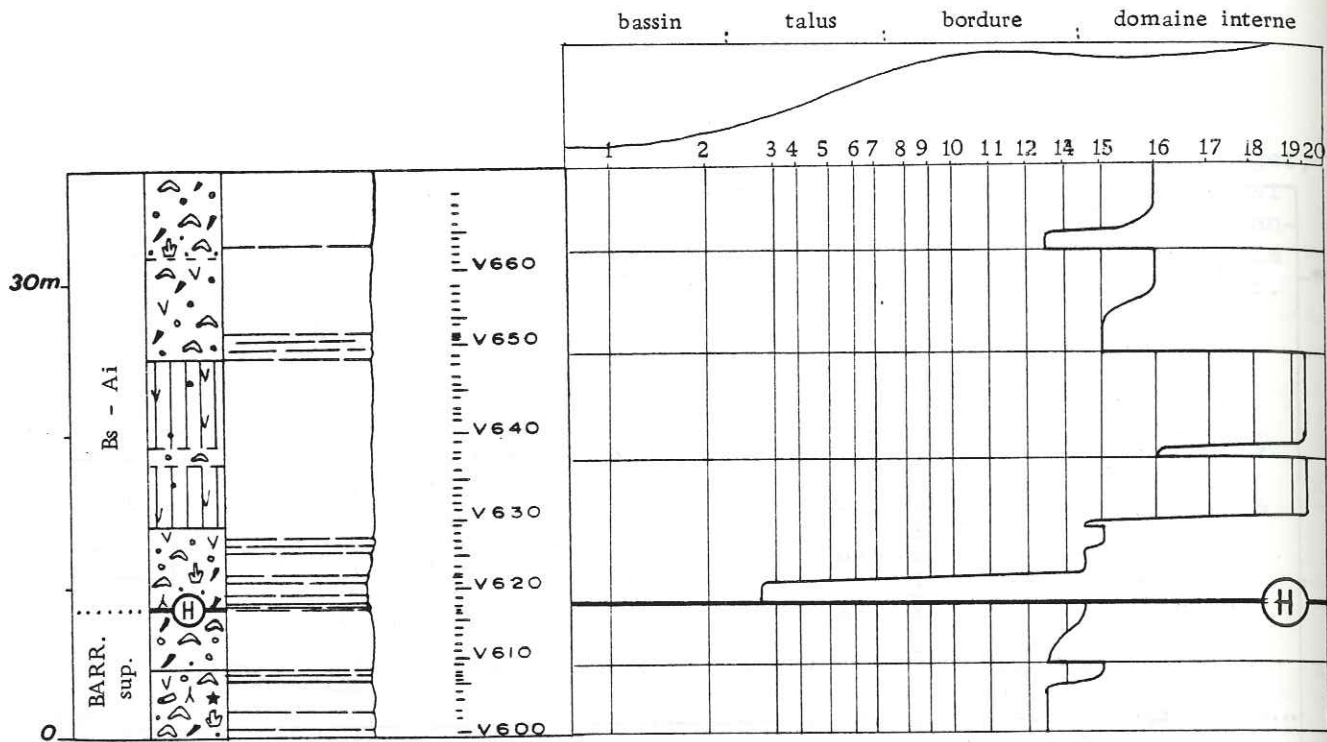


Fig 91b : Coupe du Bourget (sommet) - Répartition de la faune. (Orbitolinidés, Trocholines)

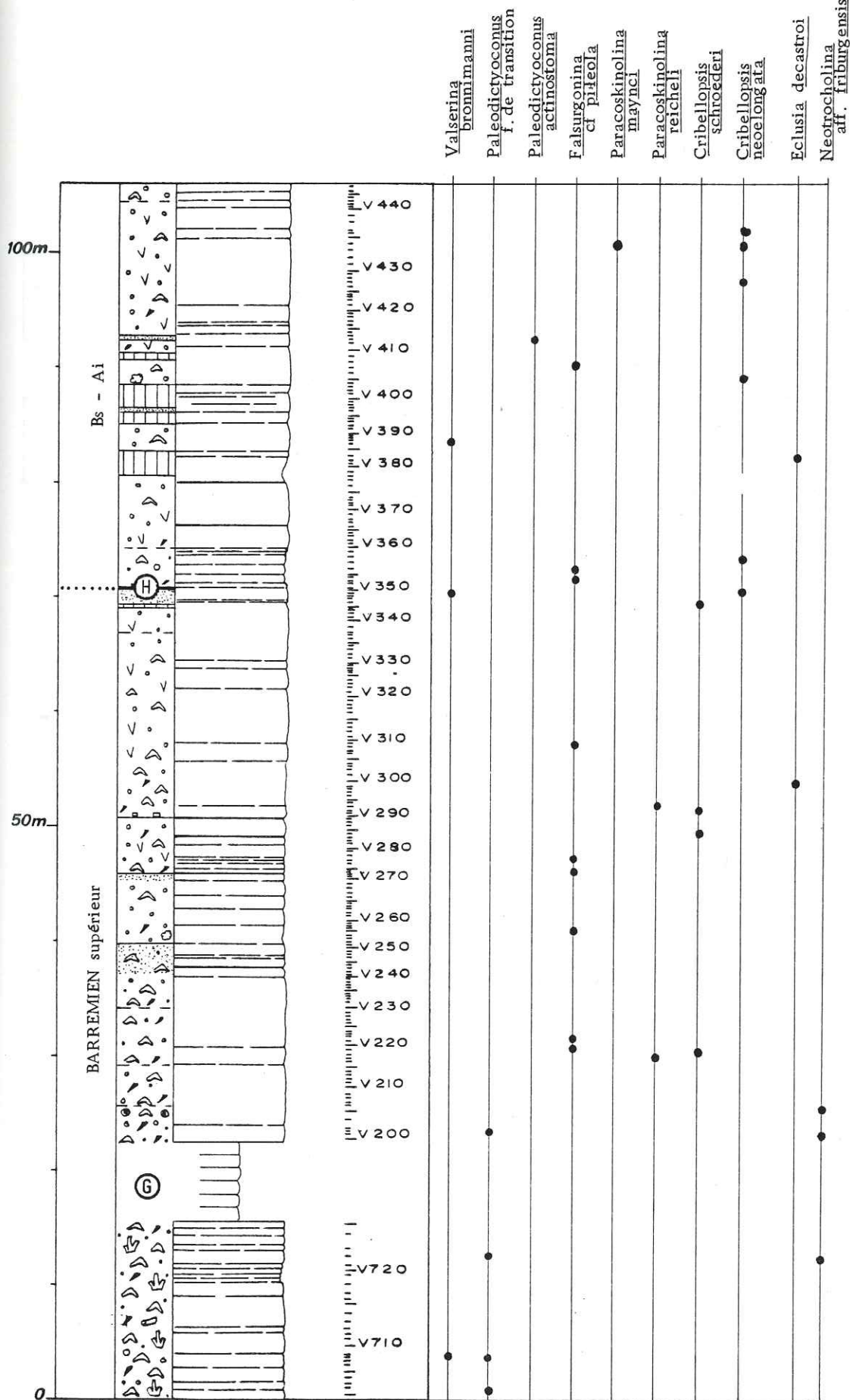


Fig 91a : Coupe du Bourget (base) - Répartition de la faune (Foraminifères).

Faciès de bordure

Faciès du domaine interne

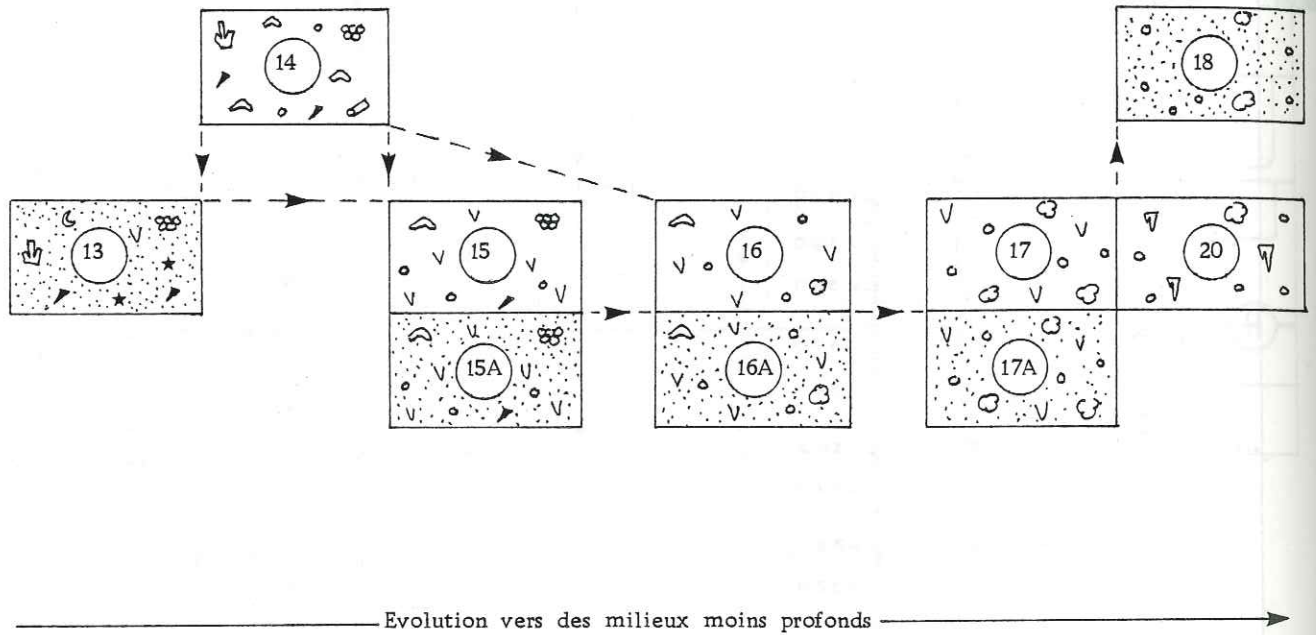


Fig 92 : Coupe du Bourget : tableau d'agencement des microfaciès.

Légende des figurés : se reporter à la fig. 14.

Coupe du Semnoz (fig. 93, 94, 95, 96 et 97)

Feuille Rumilly 7-8

Partie inférieure : $x = 893,00$ $y = 94,15$ Partie supérieure : base $x = 892,65$ $y = 95,20$ sommet $x = 893,00$ $y = 95,55$

La partie inférieure a été levée dans un ravin une centaine de mètres au Nord des Chalets du Villard. La partie supérieure a été levée le long de la route, juste en-dessous et au Sud du sommet du Crêt du Châtillon. Les premiers bancs affleurent dans le parking de l'hôtel ; au niveau des derniers bancs, part le chemin qui monte à la table d'orientation.

Coupe du Crêt Châtillon (fig. 93 et 98)

Feuille Rumilly 7-8

Base de la coupe $x = 892,82$ $y = 95,5$ Sommet de la coupe $x = 893,04$ $y = 94,54$

Cette coupe a été levée par CONRAD (1969) le long de la route qui descend du Crêt du Châtillon vers Les c haux.

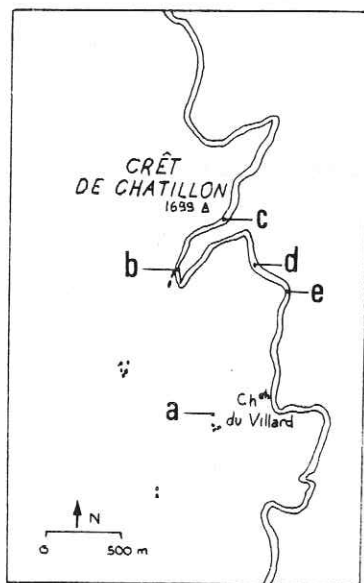


Fig 93 : Carte schématique de localisation des coupes du Semnoz et de Crêt de Châtillon

(D'après la carte Rumilly 1/50 000)

- a : partie inférieure de la coupe du Semnoz
- b - c : partie supérieure de la coupe du Semnoz
- c : partie basale de la coupe de Crêt de Châtillon
- d - e : partie supérieure de la coupe de Crêt de Châtillon

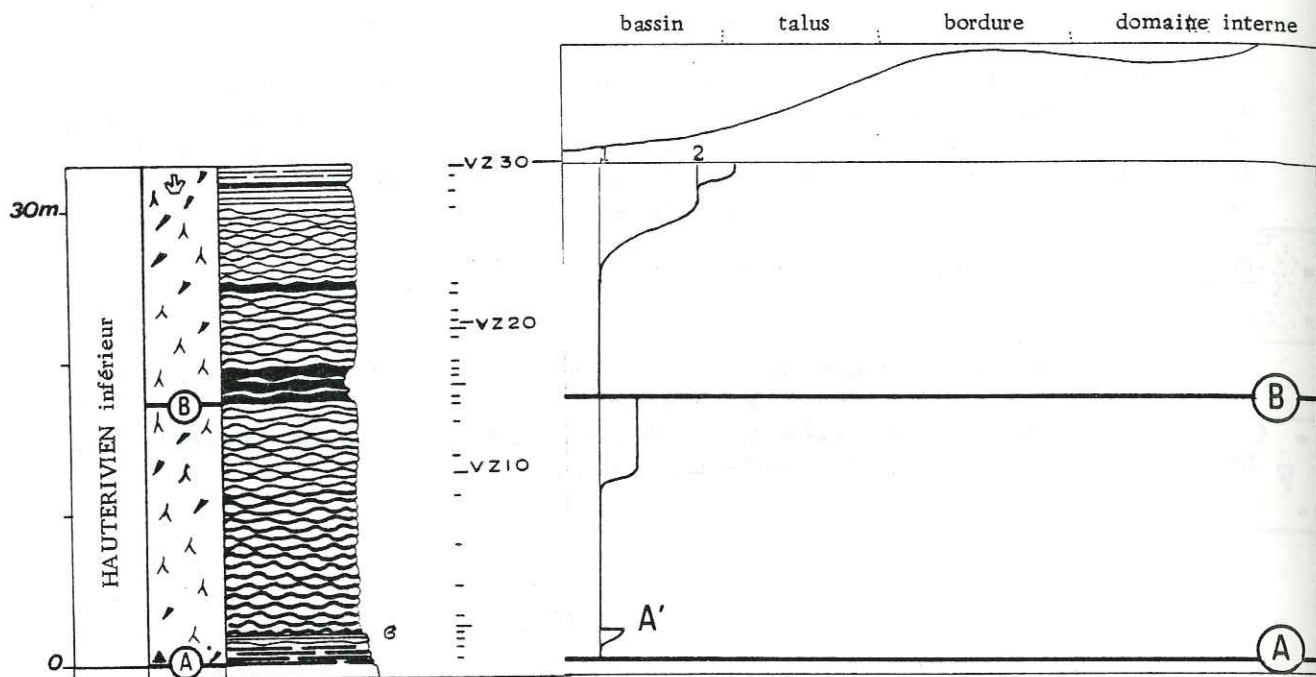


Fig 94 a: Coupe du Semnoz (base) - Courbe d'évolution des microfaciès.

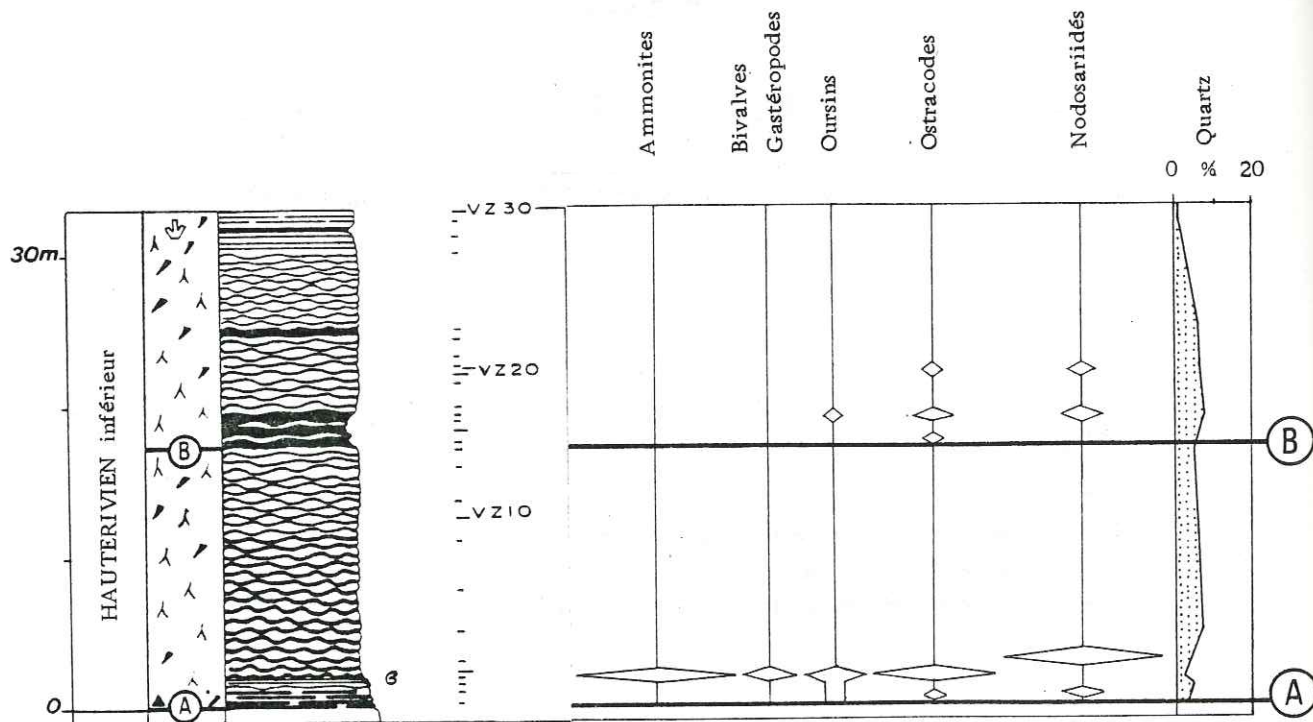


Fig 95 a: Coupe du Semnoz (base) - Fréquence et distribution de la faune et courbe de pourcentage du quartz.

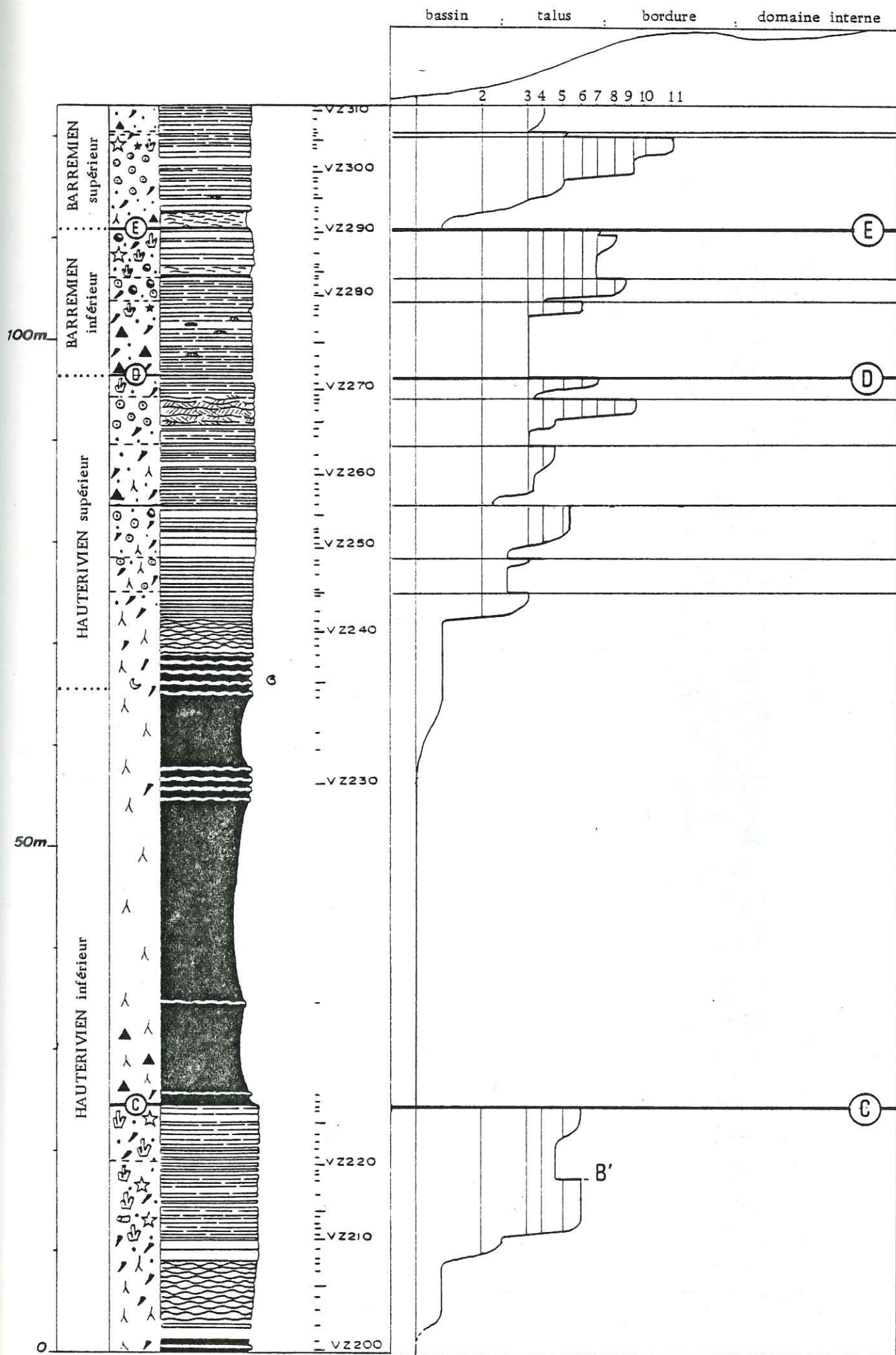


Fig 94 b : Coupe du Semnoz (sommet) - Courbe d'évolution des microfaciès.

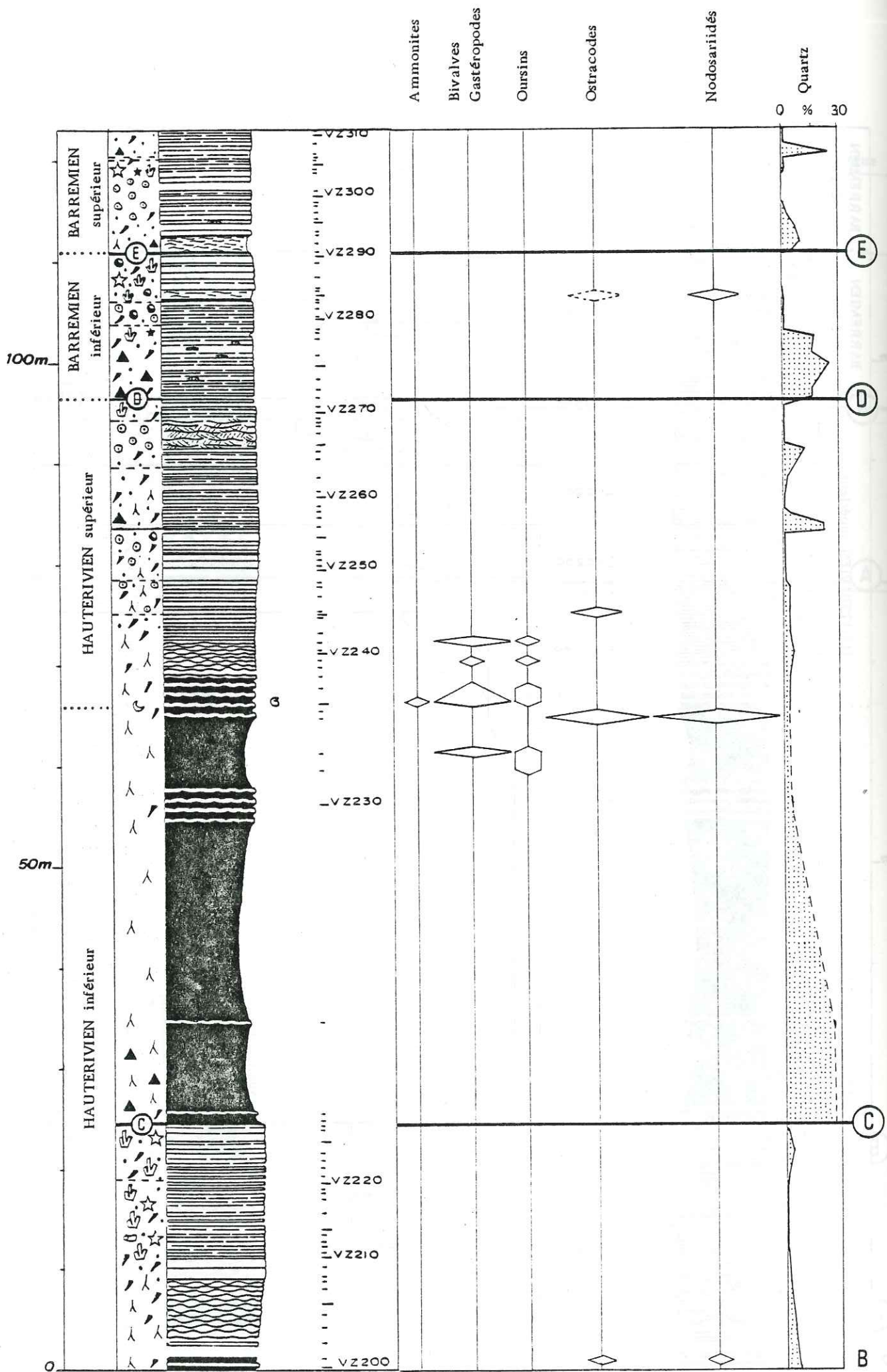


Fig 95 b : Coupe du Semnoz (sommet) - Fréquence et distribution de la faune et courbe de pourcentage du quartz.

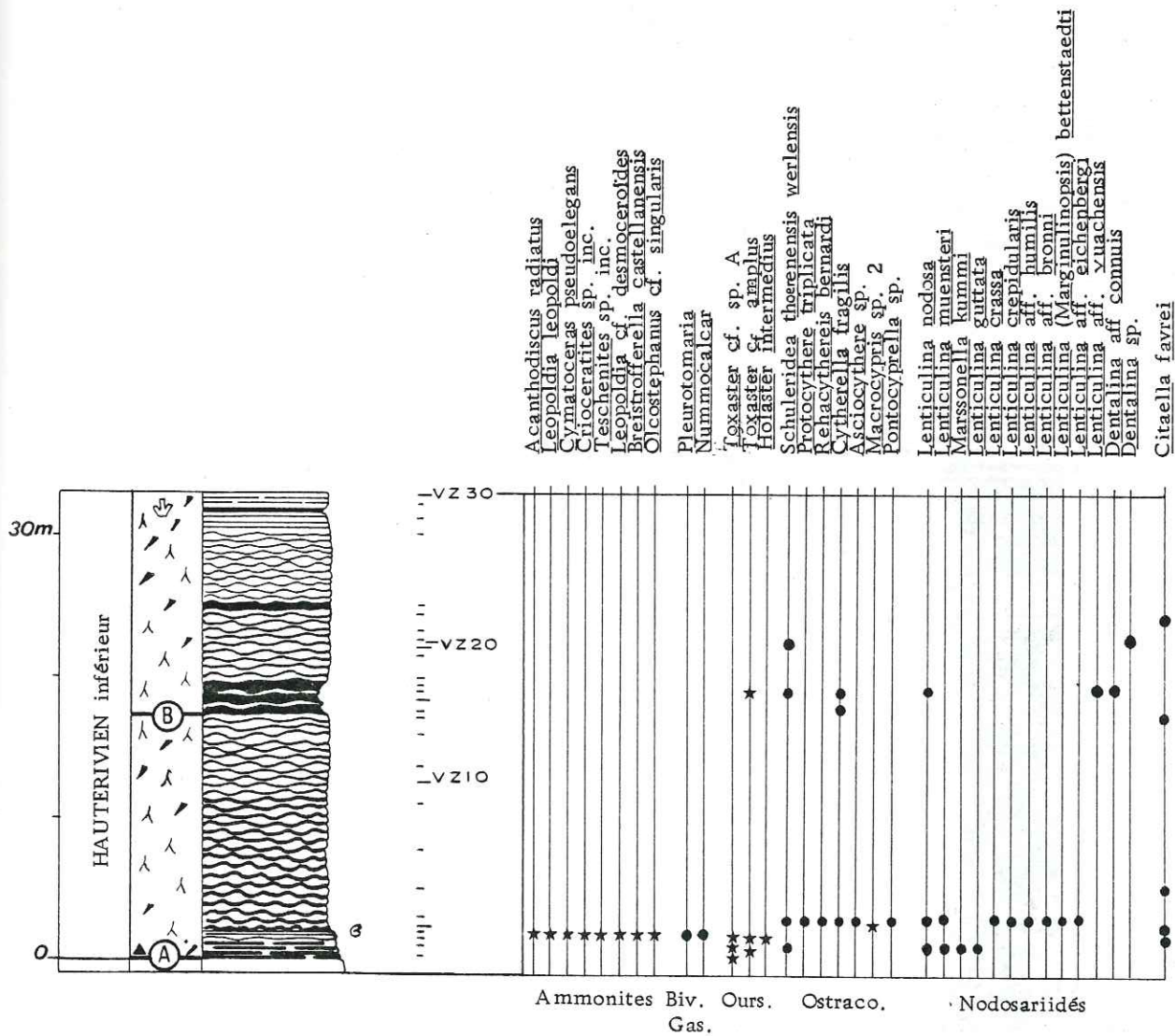


Fig 96a : Coupe du Semnoz (base) - Répartition de la faune .

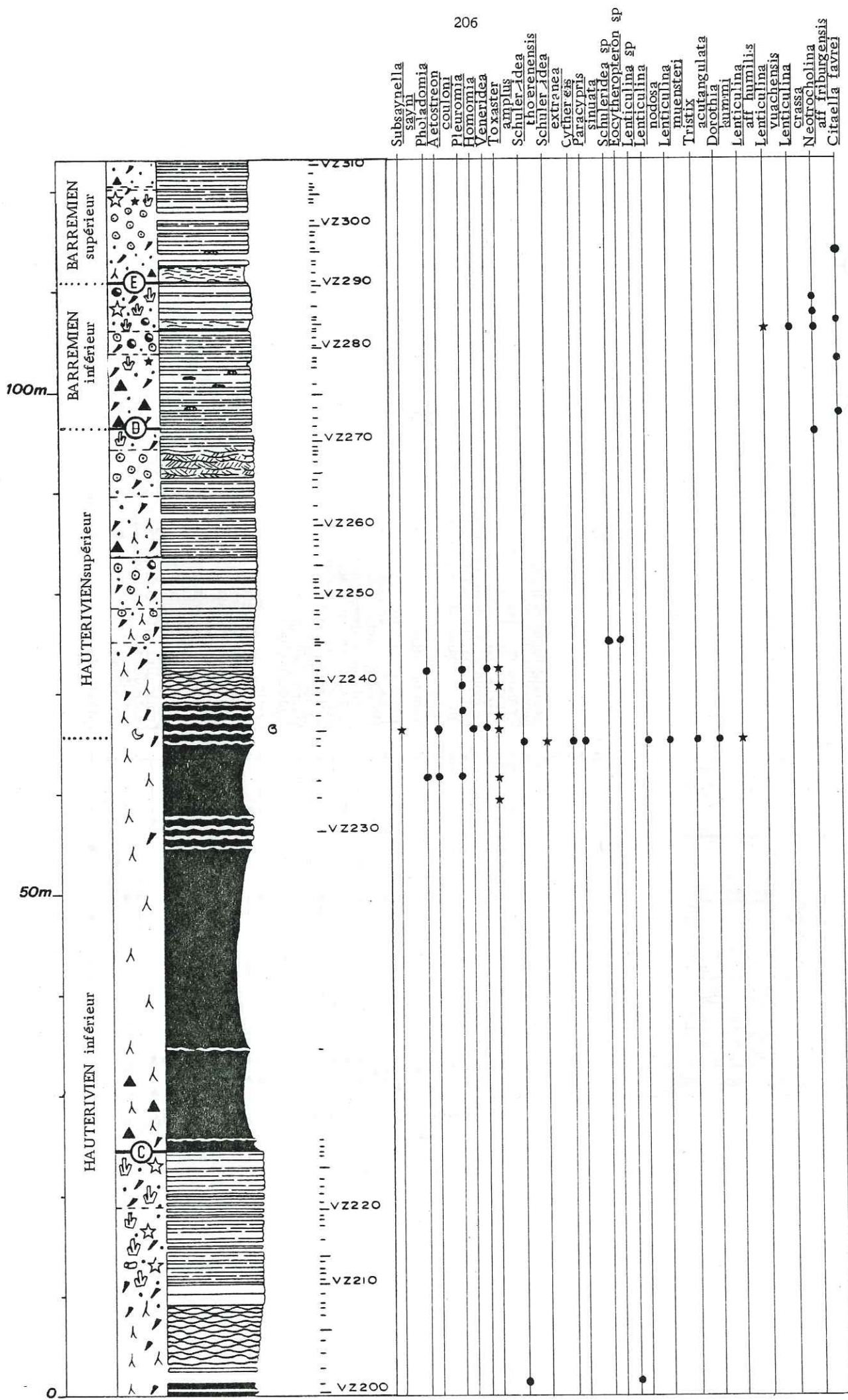
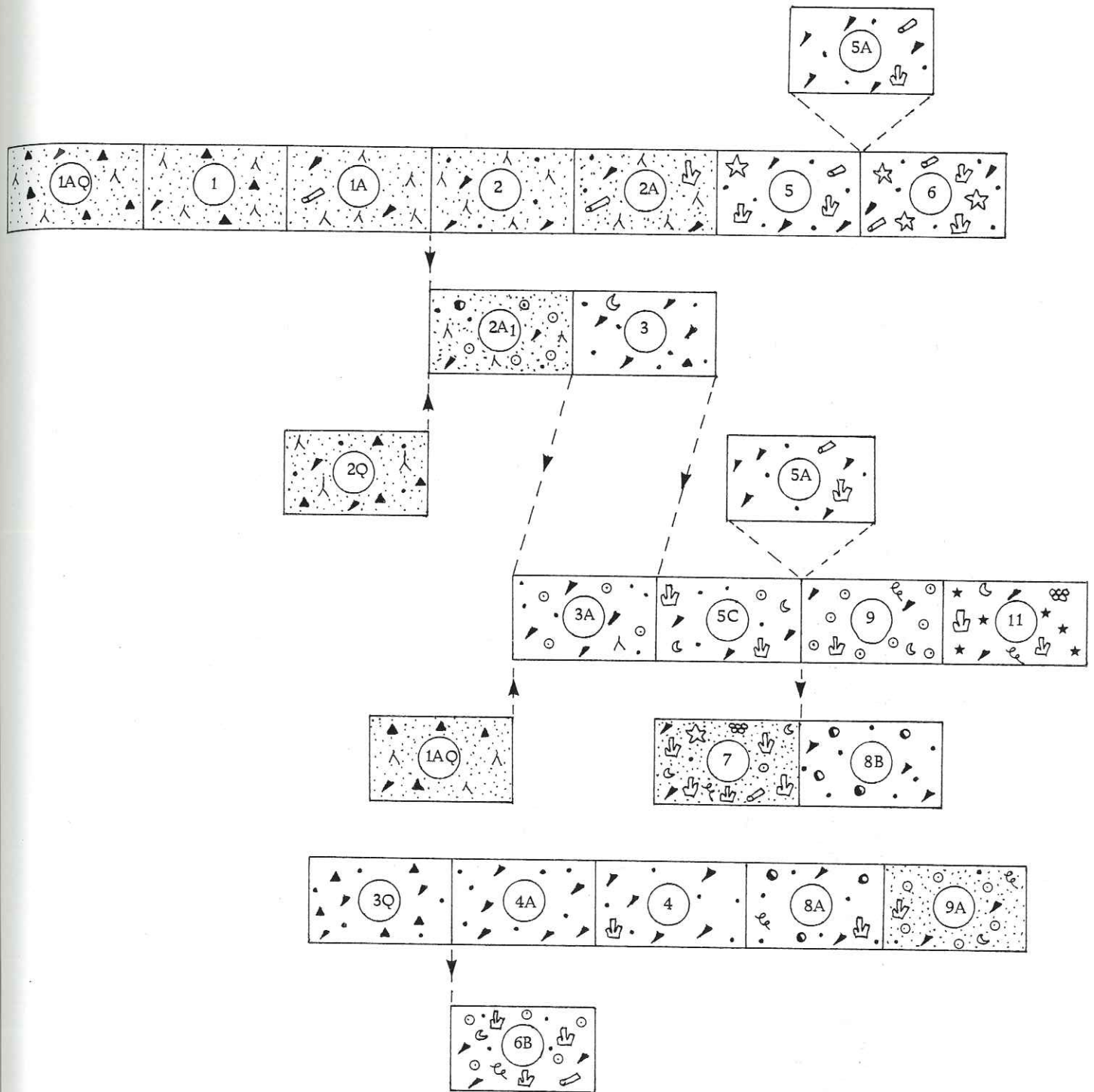


Fig 96b : Coupe du Semnoz (sommet) - Répartition de la faune .

Faciès de bassin

Faciès de talus et de bordure



Evolution vers des milieux moins profonds →

Fig 97 : Coupe du Semnoz : tableau d'agencement des microfaciès.

Légende des figurés : se reporter à la fig. 14.

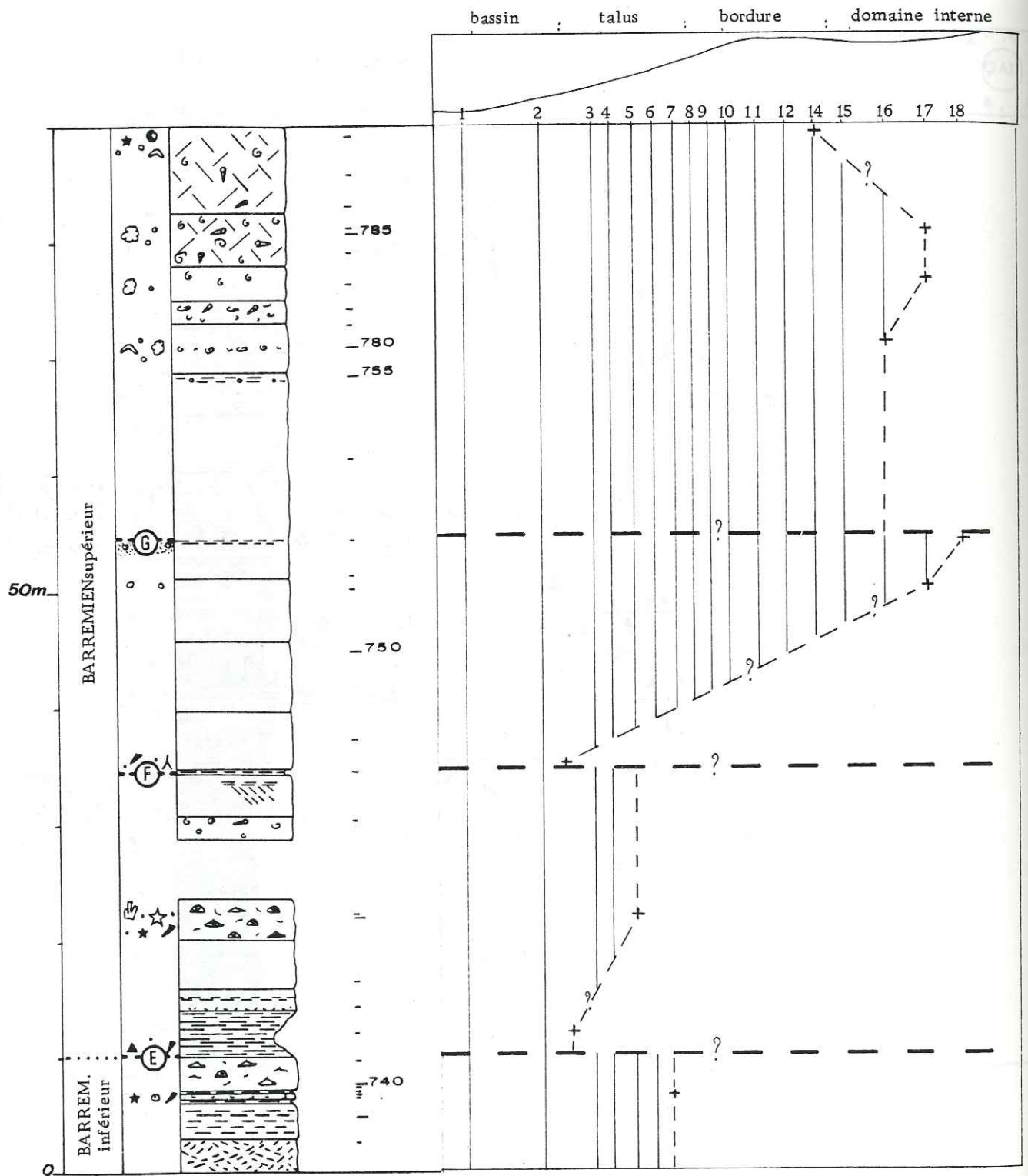


Fig 98 : Coupe du Crêt du Châtillon - Courbe d'évolution des microfaciès.

Coupe de Menthrières (fig. 99, 100, 101, 102 et 103)

Feuille de St Julien en Genevois 5-6

Base de la coupe $x = 870,150$ $y = 135,000$

Sommet de la coupe $x = 870,400$ $y = 135,050$

Cette coupe a été levée le long de la route en lacets qui monte de Confort à Menthrières.

Les premiers bancs correspondent à des petits bancs bioclastiques du Valanginien affleurant au bord de la route à la limite pré-forêt. Les derniers bancs sont des calcaires à Rudistes affleurant à la sortie du dernier virage avant d'arriver sur le plateau de Menthrières.

Coupe de Boge/Confort (fig. 99, 104, 105 et 106)

Feuille de St Julien en Genevois 5-6

Base de la coupe $x = 870,34$ $y = 134,46$

Sommet de la coupe $x = 870,42$ $y = 134,28$

Cette coupe a été levée par CONRAD (1969) le long de la route conduisant de Confort à Menthrières.

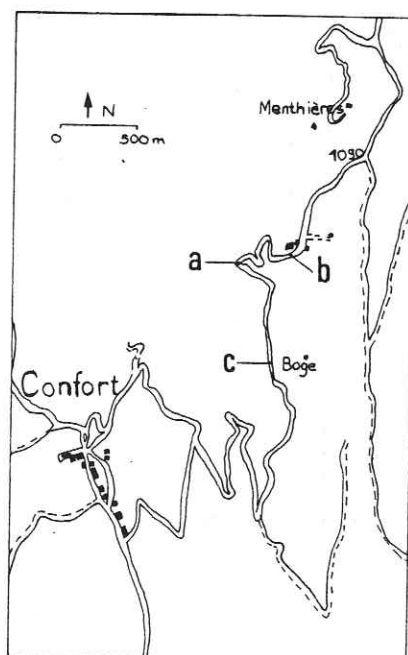


Fig 99 : Carte schématique de localisation des coupes de Menthrières et de Boge/Confort (D'après la carte St Julien en Genevois 1/50 000)

a - b : coupe de Menthrières

c : coupe de Boge/Confort

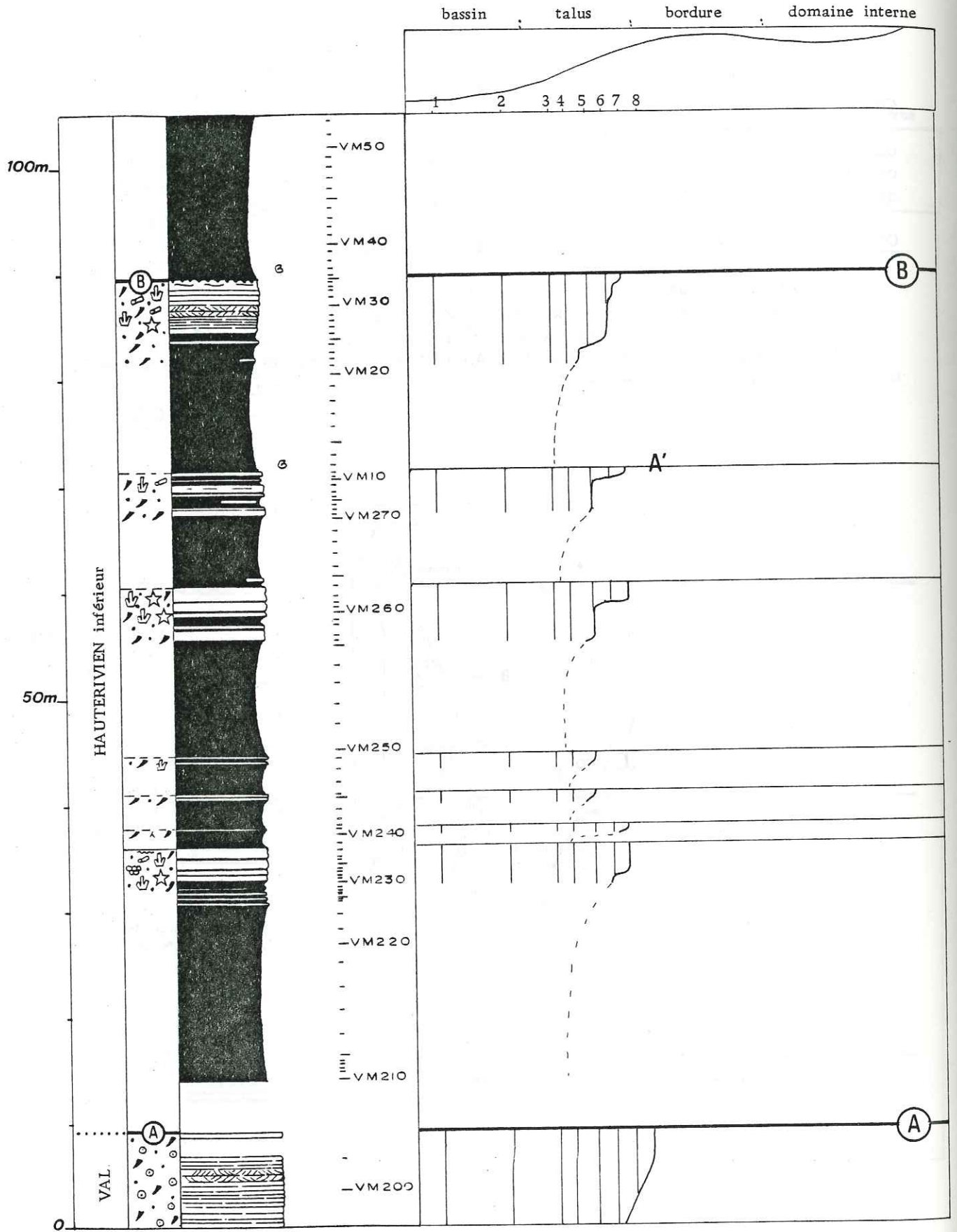


Fig 100a : Coupe de Menthières (base) - Courbe d'évolution des microfaciès.

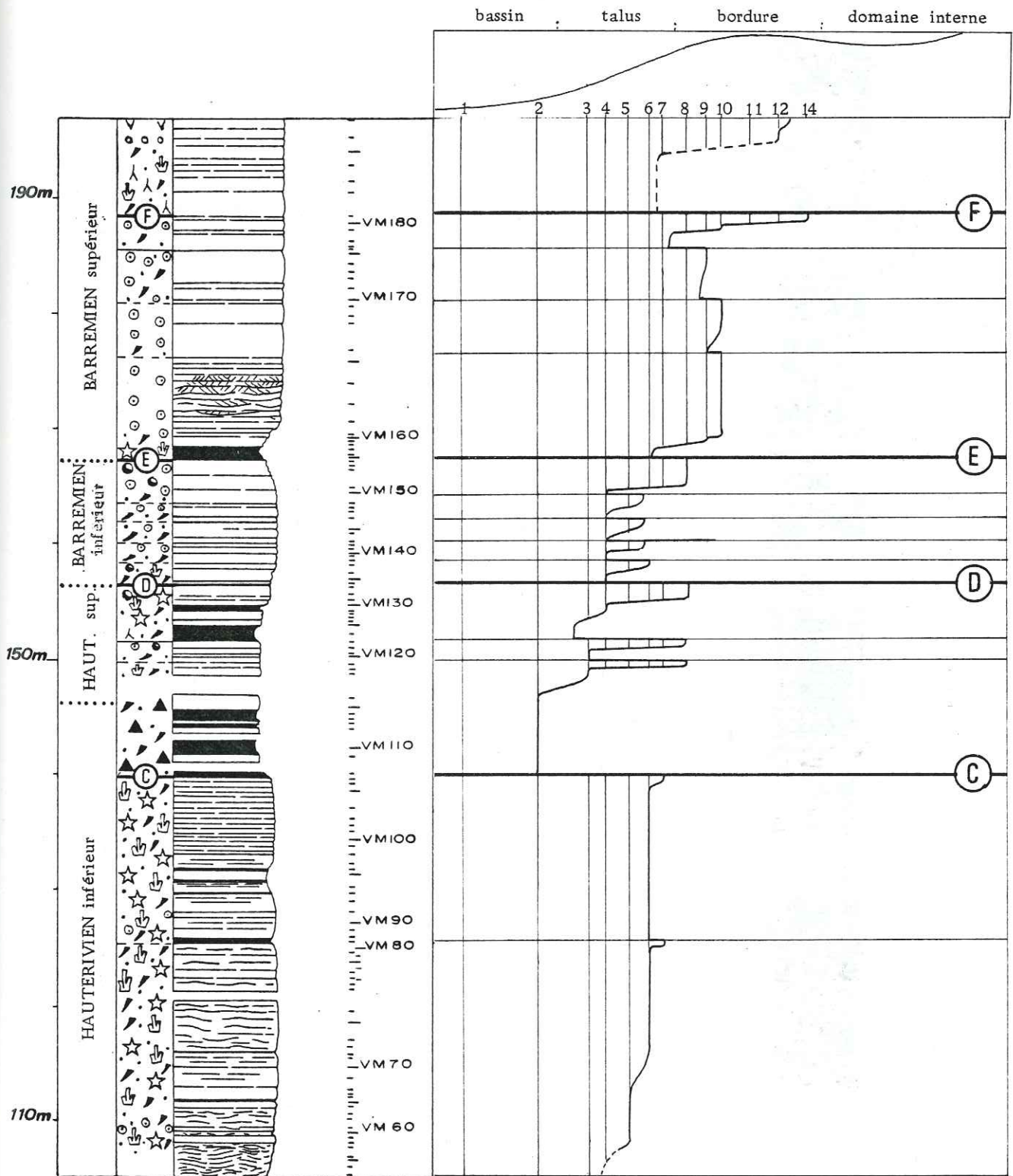


Fig 100b : Coupe de Menthières (sommet) - Courbe d'évolution, des microfaciès.

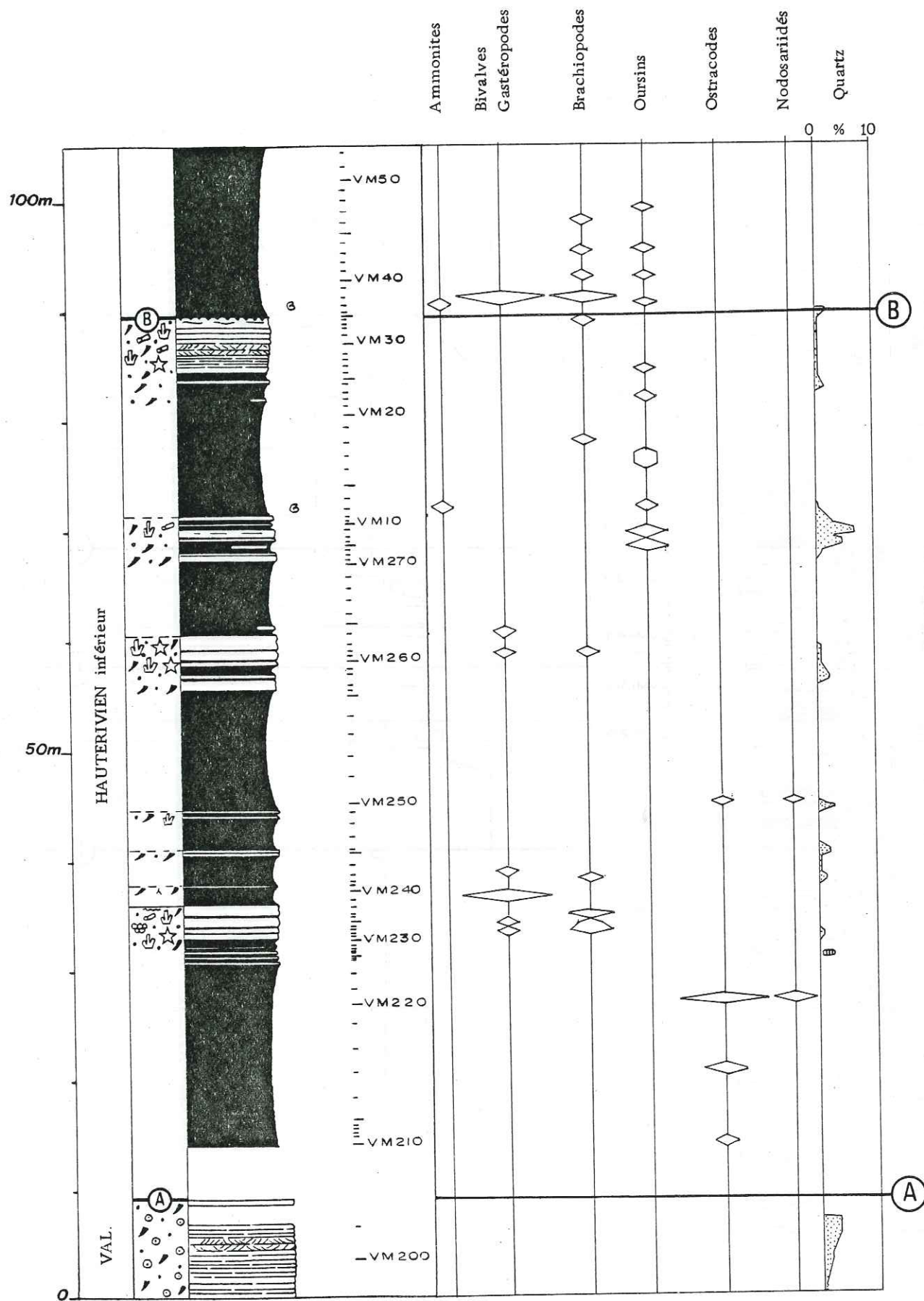


Fig 101a : Coupe de Menthières (base) - Fréquence et distribution de la faune et courbe du pourcentage du quartz.

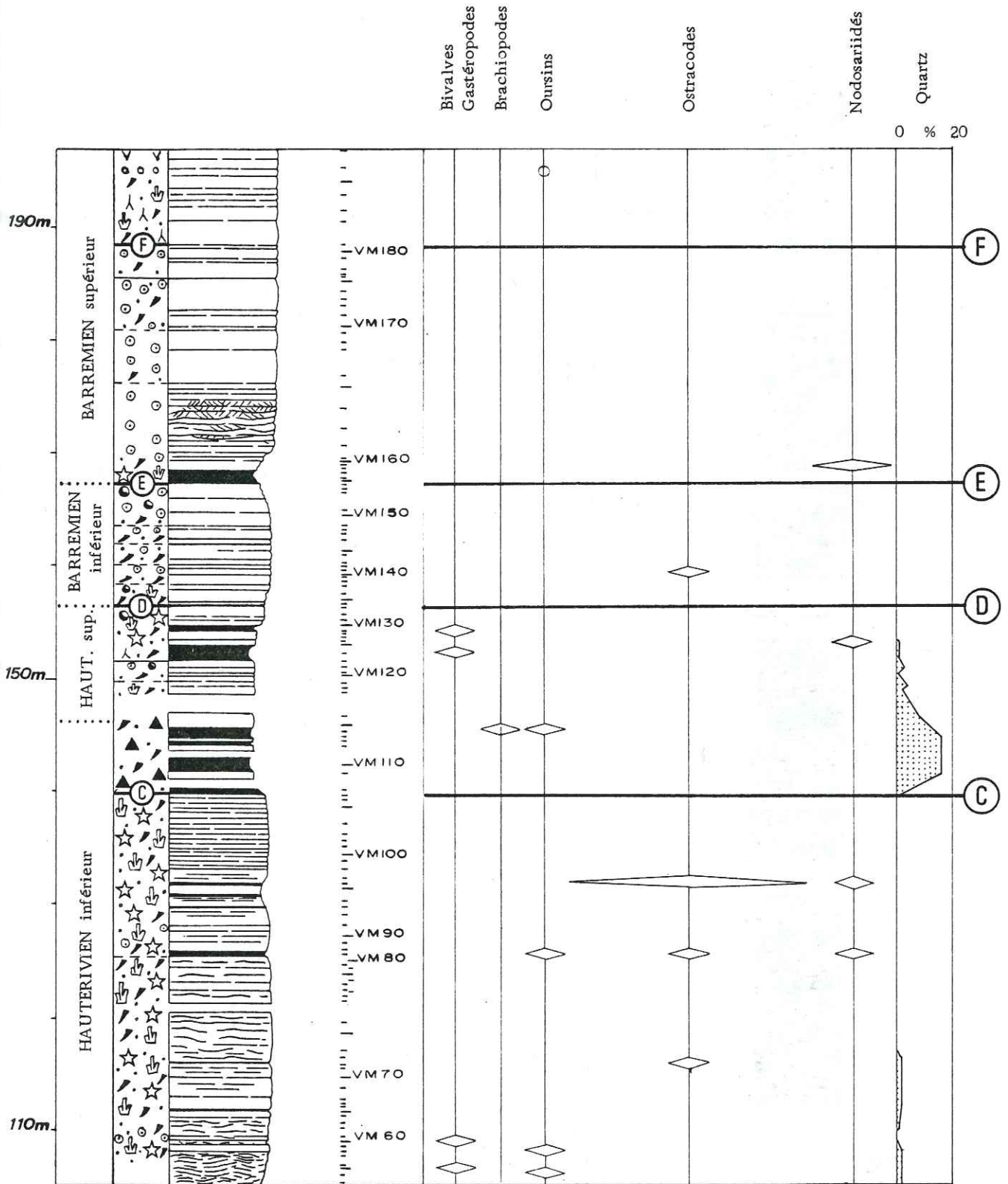
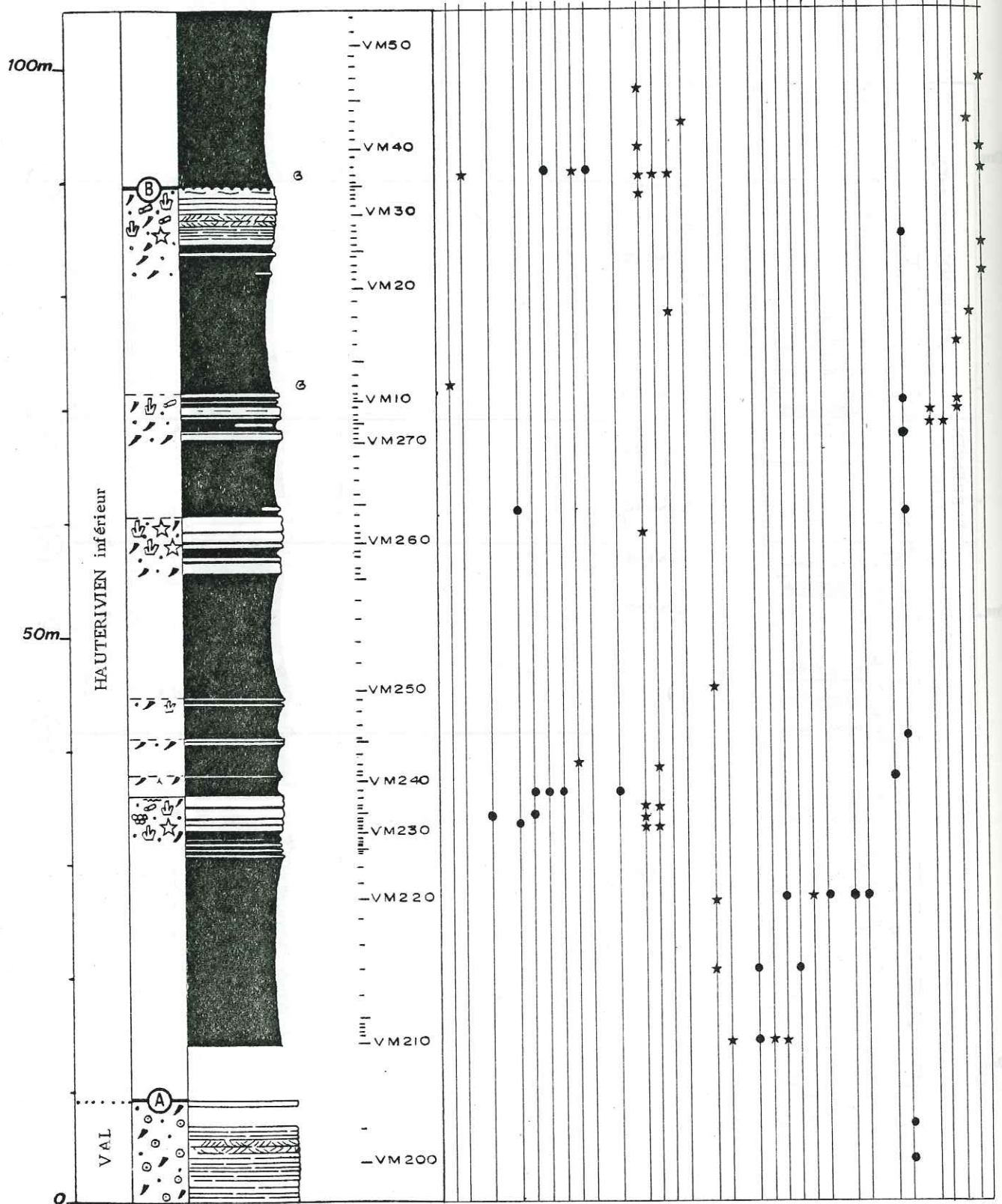


Fig 101b: Coupe de Menthières - Fréquence et distribution de la faune et courbe du pourcentage du quartz.



Acanthodiscus sp. inc.
Leopoldia cf. *leopoldi*

Belemnites

Corbis

Pholadomia

Homomia

Arca gabrieli

Aetostreon coultoni

Cyprina

Pleurotomaria

Musculina sanctaerucis

Lamellaerhynchia rostriformis

Lamellaerhynchia hauteriviensis

Plicastrostrum aubersonense

Protocythere triplicata

Schuleridea thorenensis

werlensis

Asciocythere sp

Rehacythereis bernardi

Rehacythere pumila

Cytherella sp

Schuleridea calcarata

Paranotocythere sp

Lenticulina crepidularis

Lenticulina sp

Gaudryina tuchaensis

Citarella favrei

Holaster intermedius

Phyllobrissus cf. *gressigi*

Toxaster cf. *lorioi*

Plagiostroma olfersii

Toxaster retusus

Fig 102a : Coupe de Menthières (base) - Répartition de la faune. (Céphalopodes, Bivalves, Brachiopodes, Ostracodes, Lenticulines, Oursins ...)

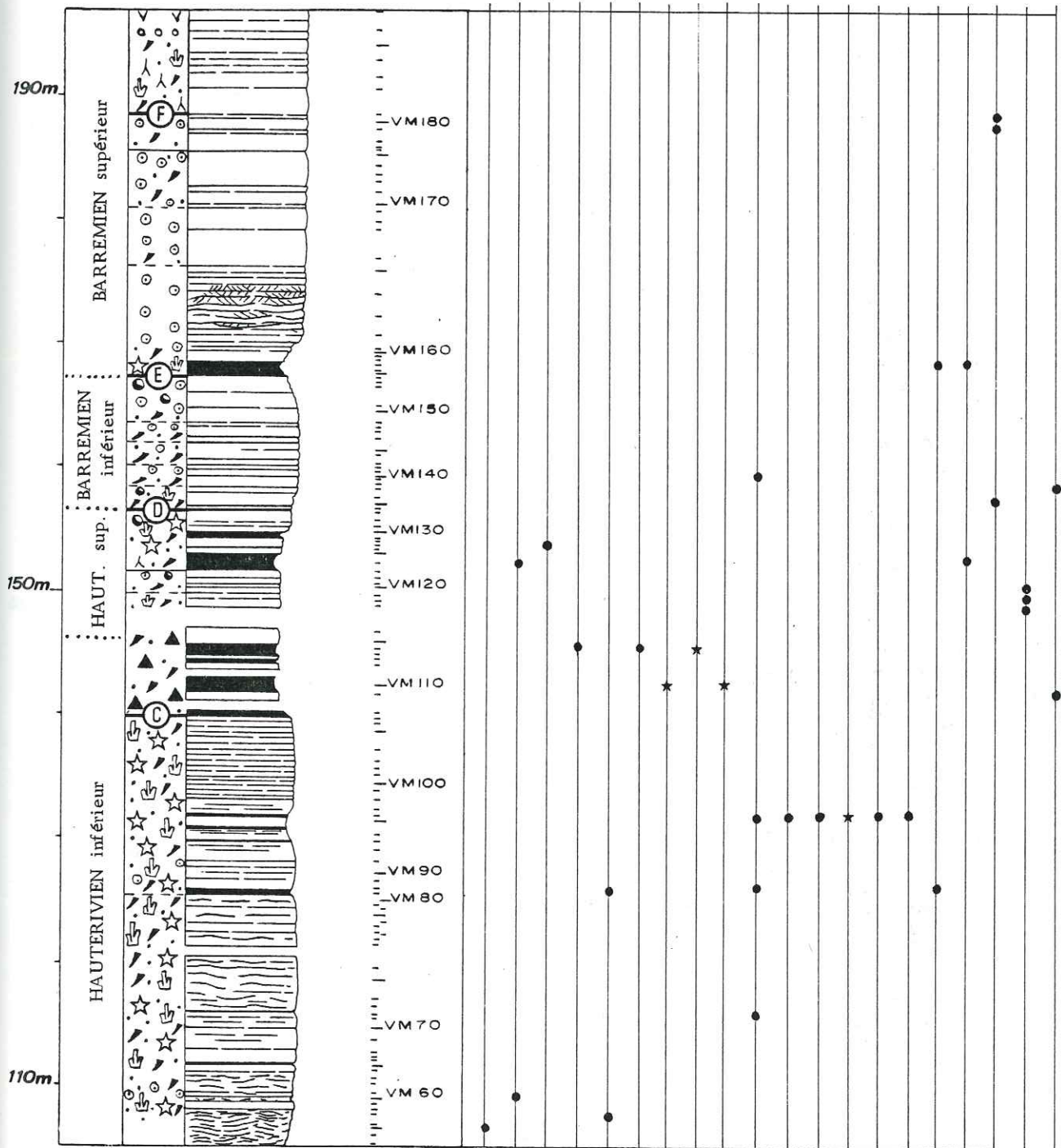


Fig 102b : Coupe de Menthières (sommet) - Répartition de la faune (Bivalves, Brachiopodes, Oursins, Ostracodes, Nodosariidés et autres Foraminifères)

Faciès de bassin et de talus

Faciès de bordure

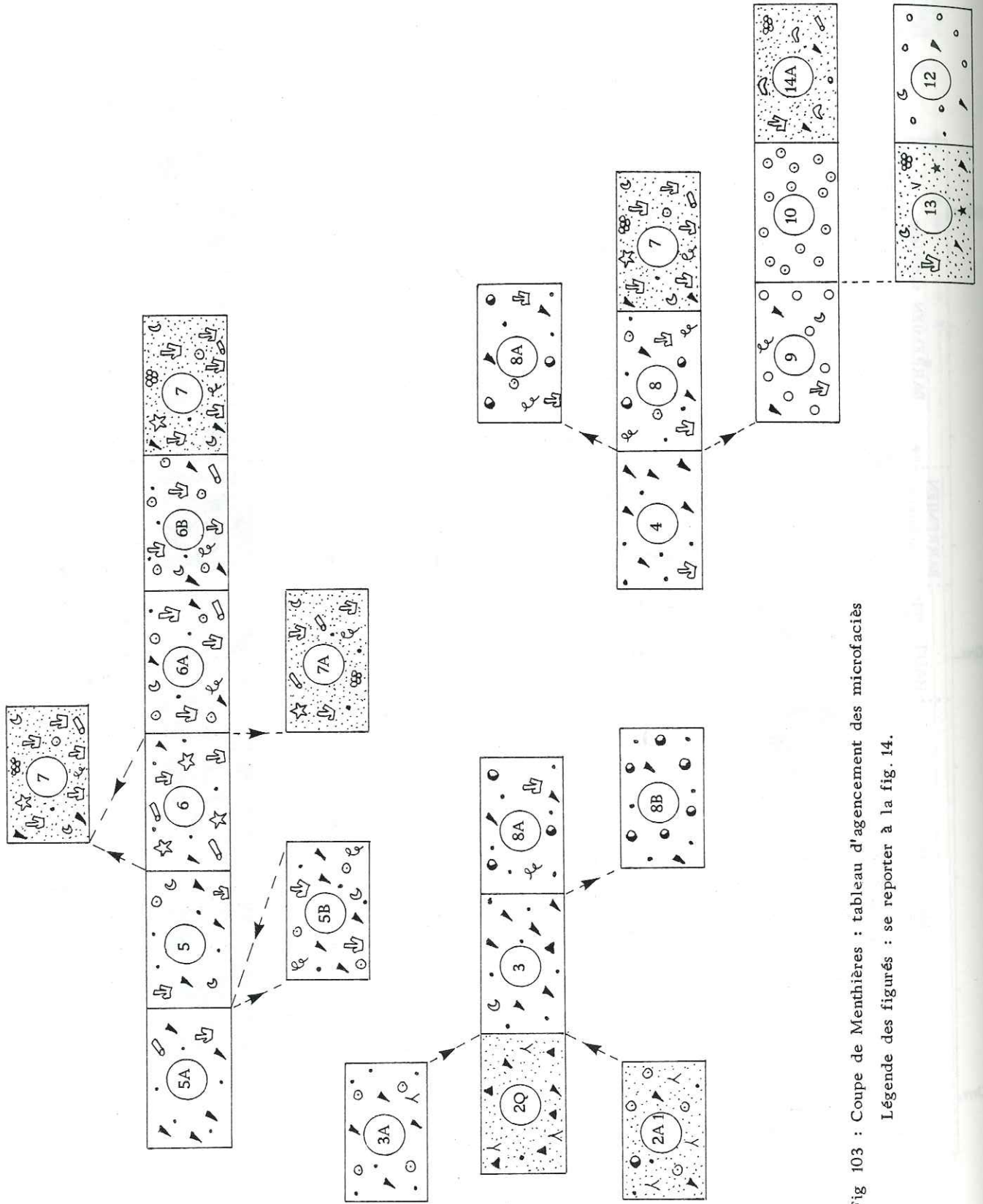


Fig 103 : Coupe de Menthières : tableau d'agencement des microfaciès
Légende des figurés : se reporter à la fig. 14.

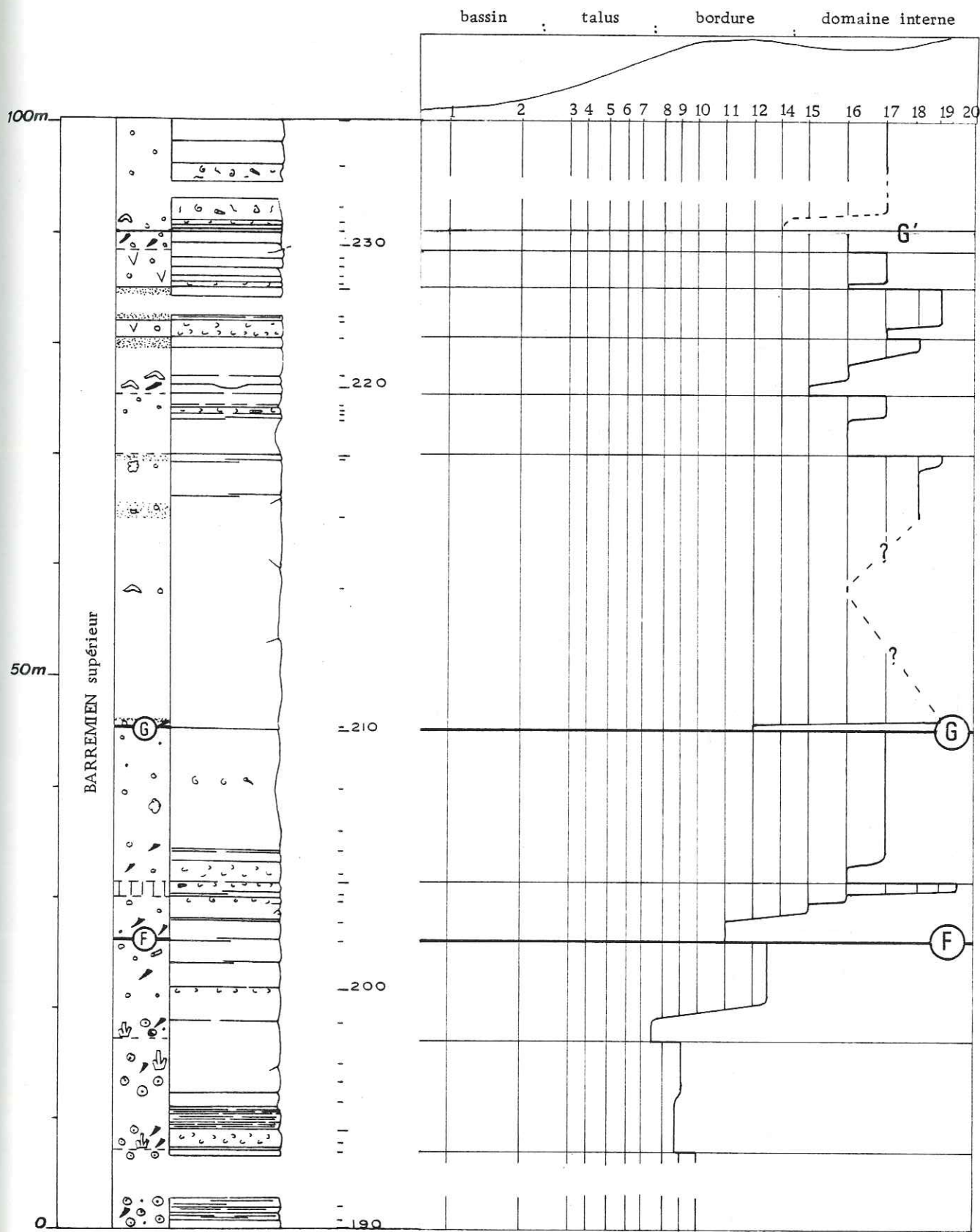


Fig 104 : Coupe de Boge /Confort - Courbe d'évolution des microfaciès.

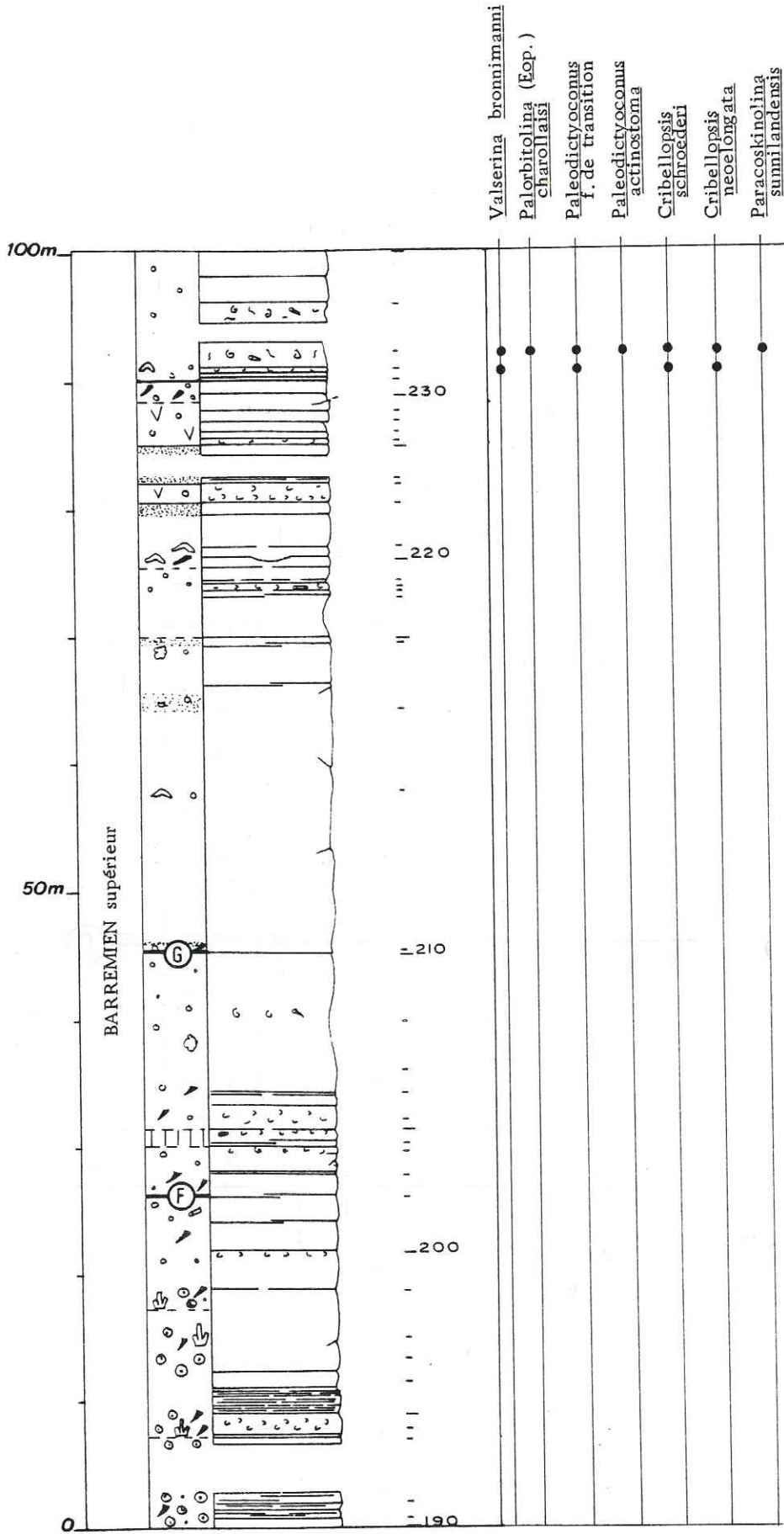
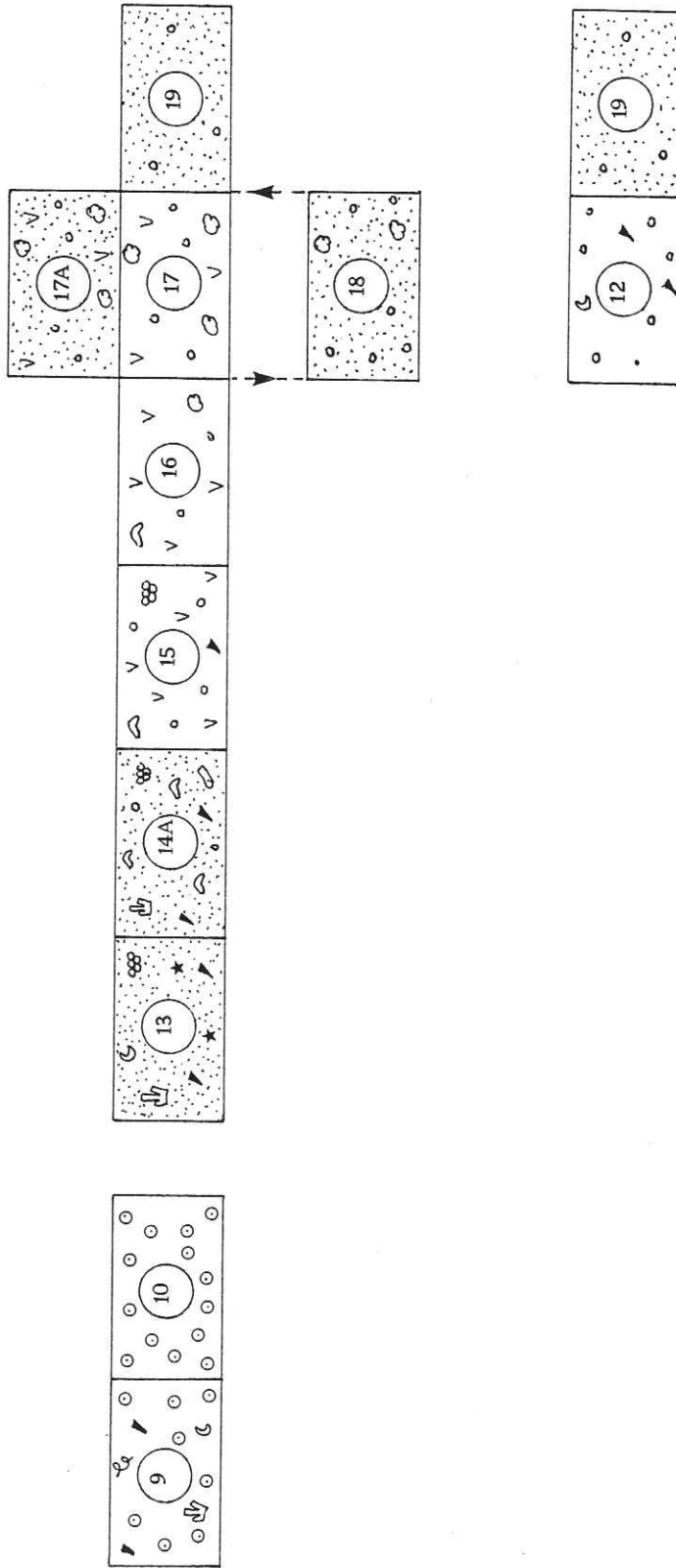


Fig 105 : Coupe de Boge/Confort - Répartition de la faune (Orbitolinidés)

Faciès de bordure

Faciès du domaine interne



Evolution vers des milieux moins profonds

Fig 106 : Coupe de Boge/Confort : tableau d'agencement des microfaciès.
Légende des figurés : se reporter à la fig. 14.

Coupe du Rocher des Hirondelles (fig. 107, 108 et 109)

Feuille de St Julien en Genevois 1-2

Base de la coupe $x = 874,04$ $y = 144,68$

Sommet de la coupe $x = 873,79$ $y = 143,81$

Cette coupe a été levée par CONRAD (1969). La première partie de la coupe a été levée sur la rive gauche de la Valserine, à l'intérieur et au-delà du tunnel routier. La deuxième partie a été levée sur la rive droite et représente les calcaires marneux de La Rivière.

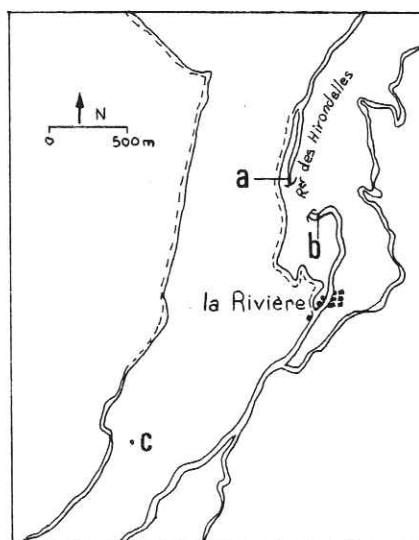


Fig 107 : Carte schématique de localisation de la coupe du Rocher des Hirondelles
(D'après la carte St Julien en Genevois 1/50 000)

a - b : partie inférieure de la coupe

c : partie sommitale de la coupe (calcaires marneux de la Rivière)

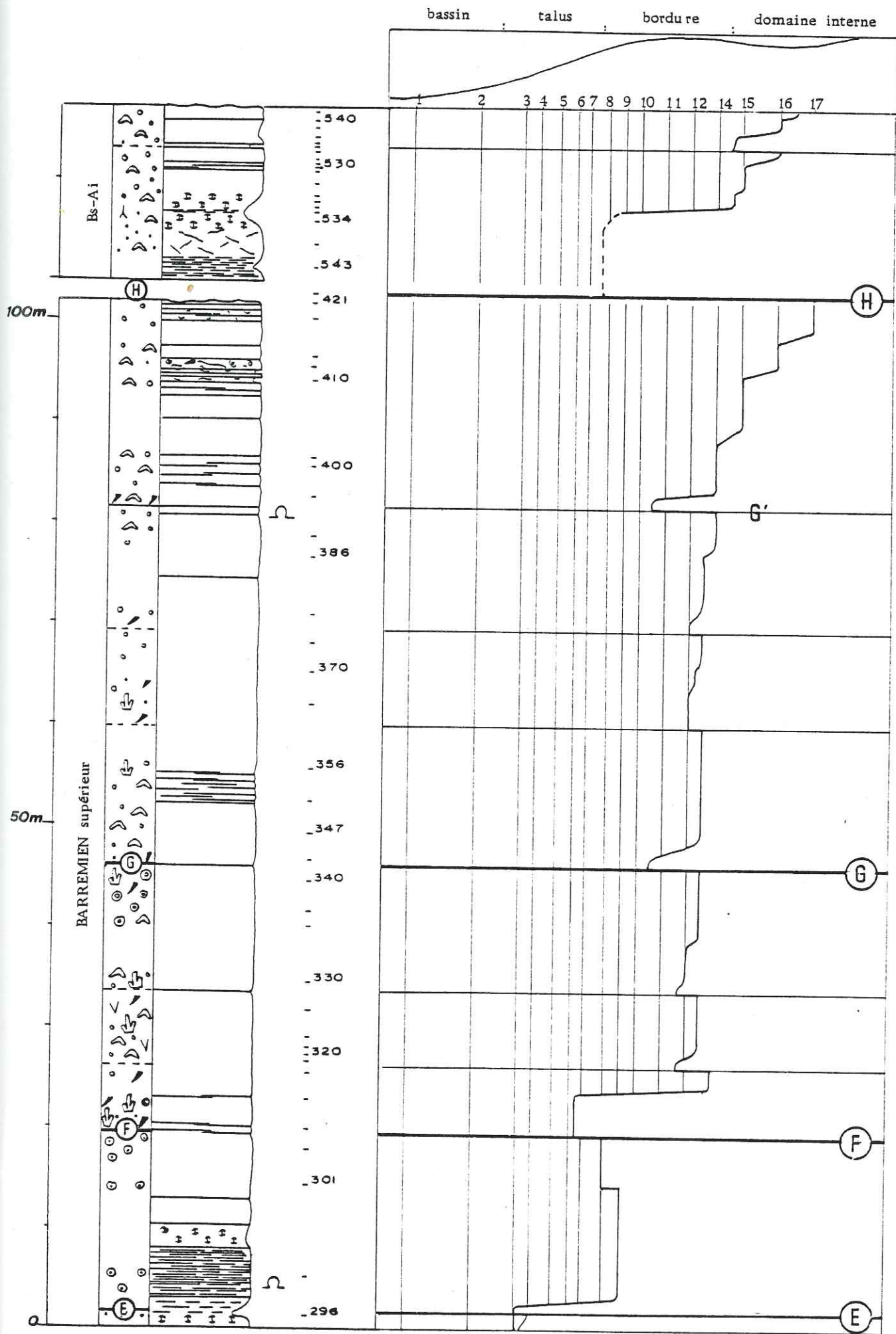


Fig 108 : Coupe du Rocher des Hirondelles - Courbe d'évolution des microfaciès.

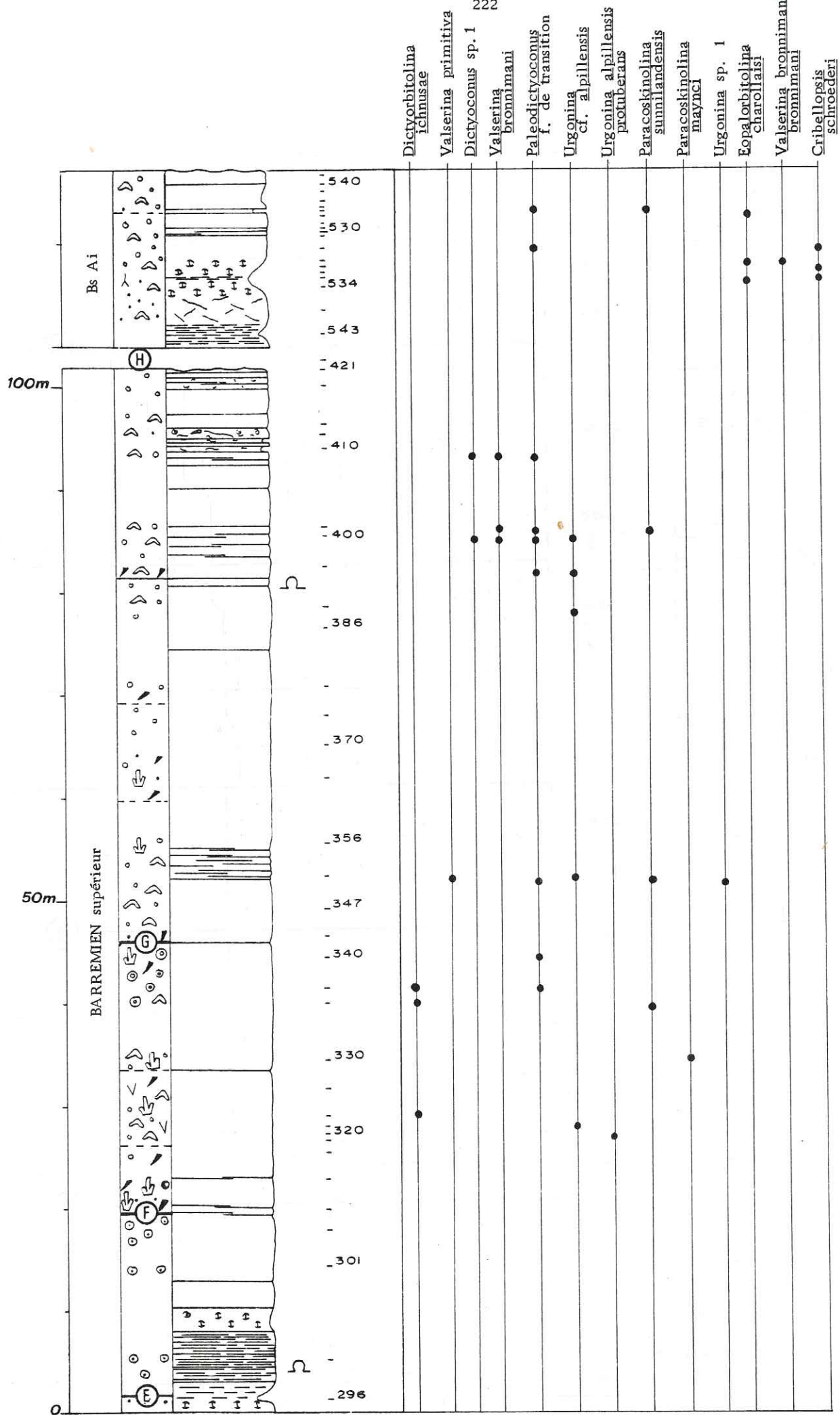


Fig 109 : Coupe du Rocher des Hirondelles : Répartition de la faune. (Orbitolinidés).

DEUXIEME SUJET

DOLOMITISATION, FRACTURATION ET POROSITE AU VOISINAGE D'UNE
FAILLE MAJEURE.

(URGONIEN DU MASSIF SUBALPIN DU VERCORS)

I INTRODUCTION

II PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE, SÉDIMENTOLOGIQUE ET TECTONIQUE

III ETUDE DE LA DOLOMITISATION

IV ETUDE DE LA FRACTURATION

V ETUDE DE LA POROSITÉ

VI CONCLUSION

PLAN DETAILLE DE LA DEUXIEME PARTIE

	pages
I - INTRODUCTION	231
A) Présentation de l'étude	231
B) Méthodes utilisées	231
II - PRESENTATION GEOLOGIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET TECTONIQUE	231
A) Conditions du choix de l'affleurement	231
B) Localisation de l'affleurement	233
C) Description stratigraphique	233
D) Description sédimentologique	233
1) Les calcaires à Rudistes	233
2) L'ensemble dolomitisé	235
E) La fracturation	237
1) Les mesures	237
2) Les résultats	237
a) Intensité de la fracturation	237
b) Les différents types de fractures	237
F) Prélèvement des échantillons	241
III - ETUDE DE LA DOLOMITISATION	241
A) Identification minéralogique	241
1) Observations pétrographiques	241
a) Matériel sédimentaire utilisé	241
b) Les résultats	242
2) Mesures au manocalcimètre	242
3) Analyses aux rayons X	245
4) Analyses par cathodoluminescence	245
a) Définition. Principe de la méthode	245
b) Résultats	247
5) Conclusion	247
B) Etude des phénomènes de dolomitisation à proximité de l'accident	248
1) Observations en lumière naturelle	248
a) Aspect qualitatif	248
a.1. les calcaires à Rudistes au SE de la faille	249
a.2. L'ensemble dolomitisé au NW de la faille	249
a.3 L'ensemble dolomitisé à l'extrême NW de l'affleurement.	249
a.4. Interprétation	249
b) Aspect quantitatif	253
c) Croissance des cristaux rhomboédriques	253
2) Observations en cathodoluminescence	254
C) Conclusion	255
IV - ETUDE DE LA FRACTURATION	256
A) Observation des échantillons en lame mince	256
1) Les fractures postérieures à la dolomitisation initiale, n'entraî-	256
nant pas de dolomitisation secondaire	256
2) Les fractures postérieures à la dolomitisation initiale, entraî-	256
nant une légère dolomitisation tardive de remplissage	256
B) Observations en cathodoluminescence	259
1) Au niveau et à proximité de la faille, dans les calcaires à	259
Rudistes	259
2) Dans l'ensemble dolomitisé	259
C) Conclusion	260
V - ETUDE DE LA POROSITE	261
A) A l'échelle de l'affleurement	261
1) Observations	261

2) Mesures	264
B) A l'échelle de la lame mince et du cristal	264
1) La porosité de fissures ou de stylolites	264
2) La porosité liée aux phénomènes de dédolomitisation	264
a) La dédolomitisation	264
b) La dissolution	267
b.1. La porosité intracristalline	267
b.2. La porosité intercristalline	267
c) La poronécrose	267
VI - CONCLUSION	268
A) Les principaux résultats	268
B) L'interprétation	270

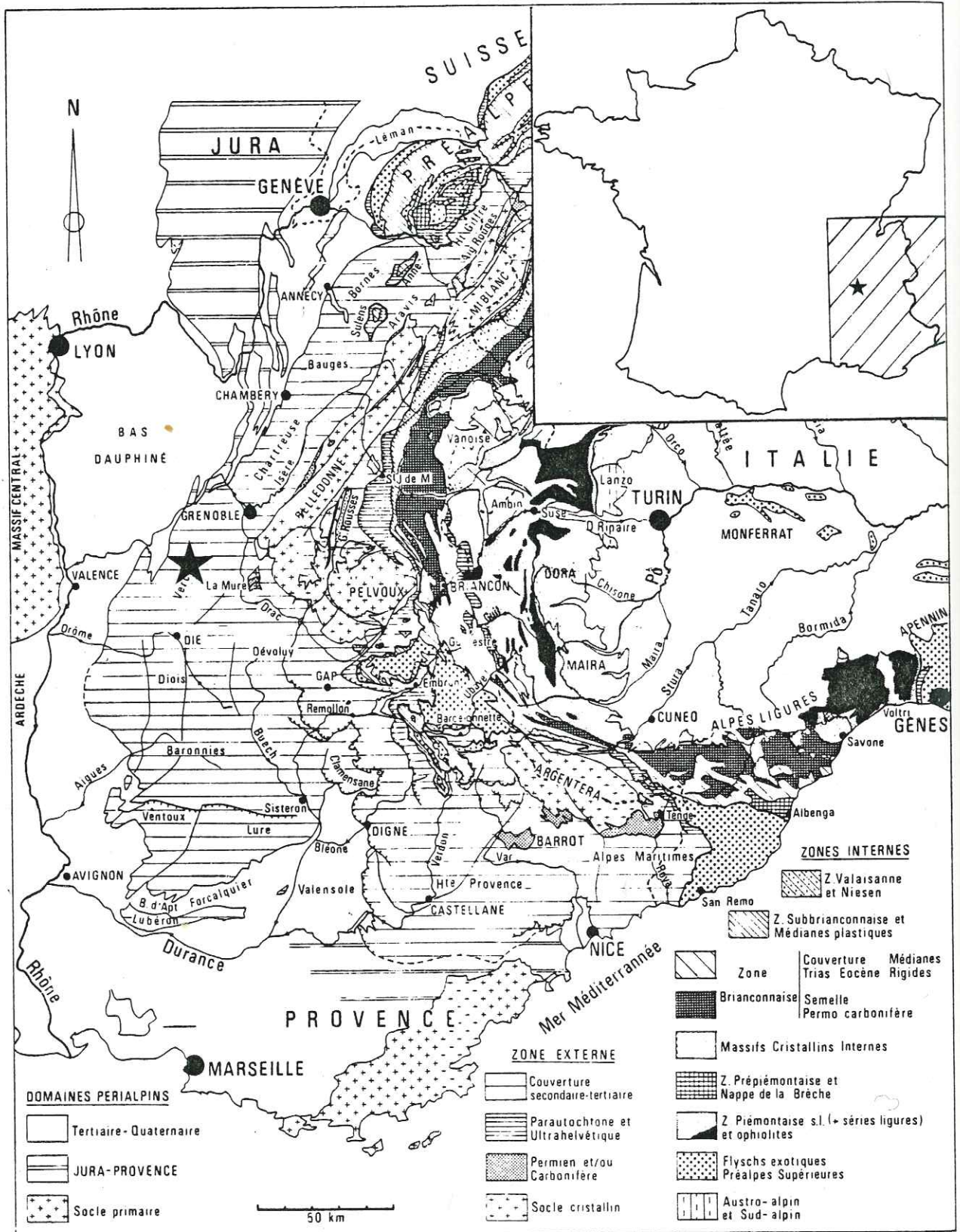


Fig 110: Localisation géographique du secteur étudié (étoile) dans le cadre géologique des Alpes Occidentales (d'après C. KERCHOVE, 1979)

I - INTRODUCTION

A - PRESENTATION DE L'ETUDE

Cette étude, menée sous la direction de Mme J. REULET, dans le cadre d'un contrat avec la S.N.E.A.(P) s'inscrit dans un thème général de recherche sur les problèmes de dolomitisation liée aux grandes fractures. A partir d'observations faites par H. ARNAUD et A. ARNAUD-VANNEAU dans le massif du Vercors, l'étude a porté sur une faille majeure, normale, affectant le Barémien et mettant en contact un ensemble dolomitisé à l'échelle régionale avec des calcaires à Rudistes non dolomitisés originellement.

Le but de ce travail est de déterminer le rôle éventuel de cet accident dans la dolomitisation des épontes.

B - METHODES EMPLOYEES

49 échantillons ont été prélevés de part et d'autre de l'accident et soumis aux analyses suivantes:

- analyses au manocalcimètre;
- analyses aux R.X.;
- lames minces non colorées;
- lames minces colorées à l'acide alizarine sulfonique et acide chlorhydrique et injectées de résine colorée;
- mesures de porosité et de perméabilité;
- observations en cathodoluminescence et photographies en couleur de lames polies non couvertes.

(Les trois premières ont été réalisées à l'Institut Dolomieu; les trois autres aux centres de recherches S.N.E.A.(P) de Boussens et de Pau).

II - PRESENTATION GEOLOGIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET TECTONIQUE

A - CONDITIONS DU CHOIX DE L'AFFLEUREMENT

Le choix de l'affleurement a été particulièrement difficile car il devait présenter les conditions suivantes:

- existence d'une faille normale liée à des phénomènes de dolomitisation affectant des calcaires à Rudistes urgoniens étudiés dans le cadre plus général de ce travail;
- possibilité de suivre un même banc, ce qui impliquait un pendage de stratification faible;
- bonne accessibilité, c'est-à-dire en bord de route, compte-tenu des conditions locales d'affleurement.

Il n'a pas été possible de trouver cet affleurement idéal sur mon terrain d'étude situé entre Annecy, Belley et Bellegarde.

Les observations de A. et H. ARNAUD et leur connaissance du massif du Vercors ont permis de trouver ces conditions réunies dans l'Urgonien des Grands Goulets.

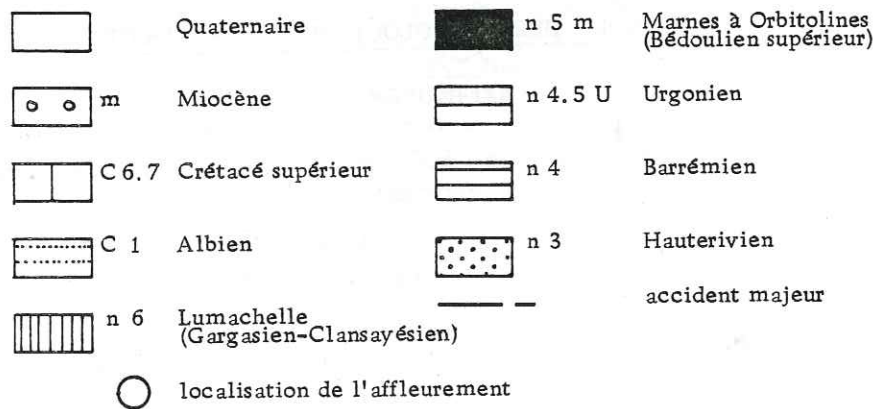
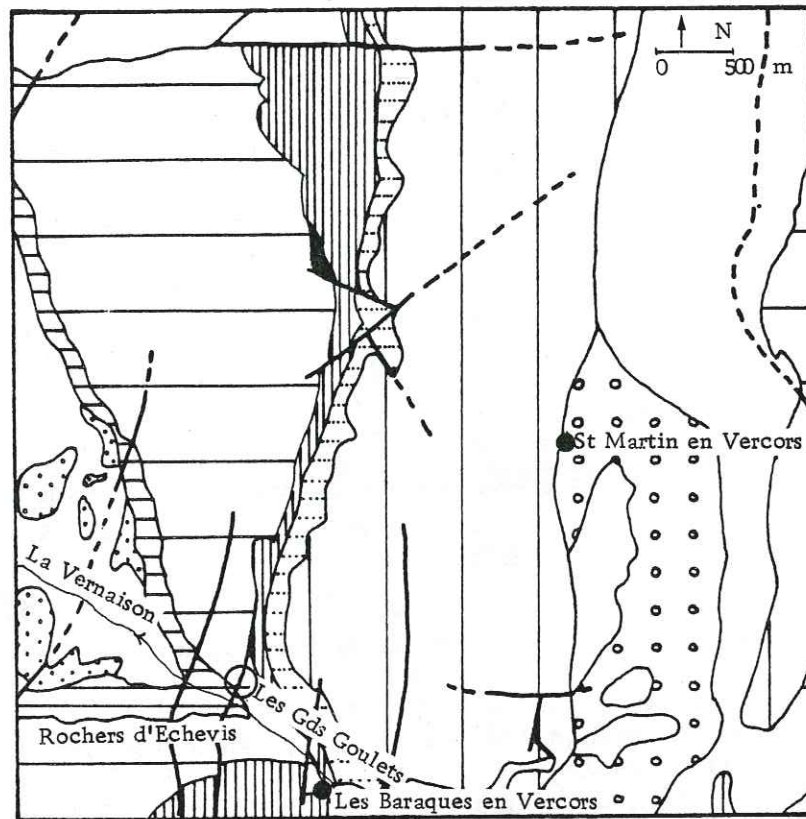


Fig 111 : Cadre géologique d'après la carte Vif à 1/50 000.

B - LOCALISATION DE L'AFFLEUREMENT (fig.110 et 111)

L'affleurement étudié se trouve sur la route des Grands Goulets près des Baraques en Vercors (massif du Vercors), à 5 km au N de la Chapelle en Vercors et à 70 km au SW de Grenoble.

En ce point, la Vernaison a entaillé la gorge des Grands Goulets dans les séries du Crétacé inférieur. Les faciès rencontrés dans cette étude correspondent à des carbonates de plate-forme appartenant à la formation urgonienne.

C - DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE

La coupe des Grands Goulets, levée et datée par A. ARNAUD-VANNEAU (1980) recoupe les assises urgoniennes dans leur intégralité (fig.112). On peut distinguer trois ensembles lithologiques, aisément repérables sur le terrain (pl.IV, photo (1)):

- un ensemble supérieur, massif, formé par les calcaires à Rudistes des membres A2, A1, BsAi (Bédoulien);
- un ensemble médian lité, plus tendre, généralement très dolomitisé, mais montrant quelques bancs en relief non dolomitisés (membres BsAi pro parte, Bs3 et Bs2, Barrémien supérieur);
- un ensemble inférieur formant une falaise litée constituée par les calcaires bioclastiques du Barrémien inférieur et de la base du Barrémien supérieur.

Au niveau du point d'étude, la faille met en contact des calcaires de l'ensemble médian (formation dolomitisée) avec ceux de l'ensemble supérieur.

D - DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE

Une étude sédimentologique détaillée de la coupe des Grands Goulets a été effectuée par A. ARNAUD-VANNEAU (fig.112). Nous ne verrons dans ce paragraphe que les deux types de faciès mis en contact par l'intermédiaire de la faille: calcaires à Rudistes d'une part, et ensemble dolomitisé d'autre part.

1) Les calcaires à Rudistes

Les calcaires à Rudistes qui font l'objet de cette étude, correspondent à des faciès qui ont déjà été étudiés du point de vue sédimentologique dans les chapitres précédents. La description qui leur convient le mieux est celle du faciès-type (16) (biosparite à biomicrite à microfaune infralittorale abondante et à débris externes et Orbitolinidés rares). Ce sont des packstones à petits Rudistes, à Lamellibranches, microgastéropodes et à microfaune abondante (nombreux Miliolidés et quelques Orbitolinidés). Le milieu de sédimentation de ces carbonates de plate-forme est caractérisé par une influence réduite du domaine externe (quelques débris d'Echinodermes par exemple) et une influence du domaine interne marquée (microfaune infralittorale, micritisation des débris, oncolites...)

LES GRANDS GOULETS

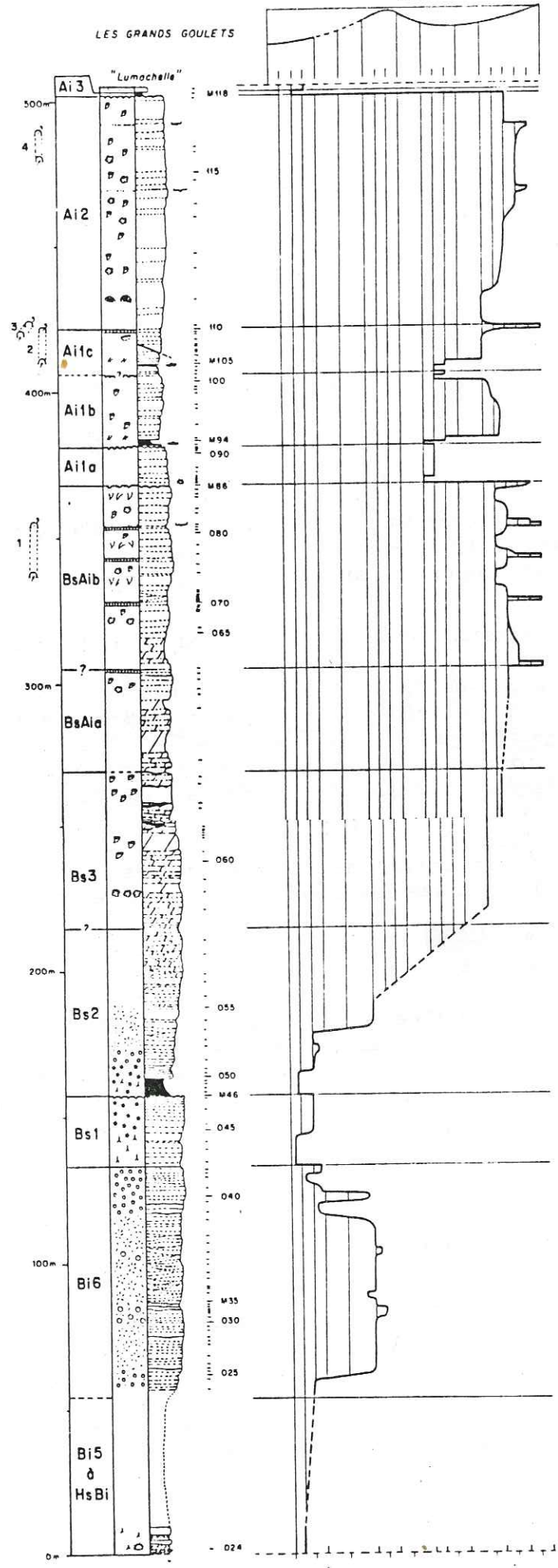
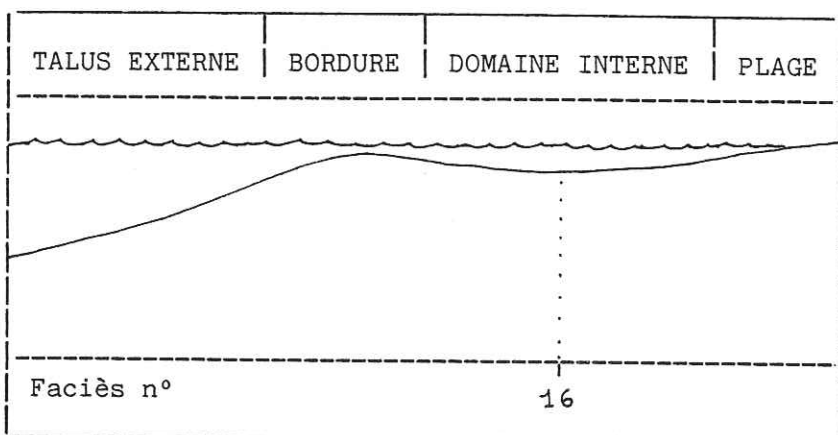


Fig 112: Stratigraphie et sédimentologie de la coupe des Grands Goulets (d'après A. ARNAUD.-VANNEAU 1980)



On peut situer ce type de faciès sur un profil théorique de plate-forme carbonatée dans une position intermédiaire entre des faciès proches de la bordure interne (nombreux débris d'Echinodermes, Orbitolinidés, quelques débris de Bryozoaires) et des faciès du domaine très interne (micritisation importante des débris, microfaune moins diversifiée) (planche I).

2) L'ensemble dolomitisé

La dolomitisation de ces niveaux relève de plusieurs types de phénomènes, observés et décrits par A. et H. ARNAUD dans les Grands Goulets et dans diverses coupes du Vercors. Les premiers sont des phénomènes précoces, les seconds définissent une dolomitisation plus tardive; on peut penser qu'ils se succèdent de la façon suivante:

. Les premiers phénomènes de dolomitisation apparaissent dans des milieux de dépôt particuliers, proches de l'émersion. C'est une dolomitisation précoce, du type supratidal, telle que l'on peut l'observer dans les sédiments actuels ou subactuels de Nouvelle Calédonie ou des Bahamas (F. BOURROUILH, 1972, 1973).

. Par lessivage de ces sédiments, les cristaux rhomboédriques de dolomite peuvent être dissouts et recevoir ultérieurement un remplissage géopète de petits cristaux (A. ARNAUD-VANNEAU, 1980, pl. 31, fig. 2, 3 et 4).

. Cette dolomite d'origine précoce pourrait aussi provenir de la précipitation de la calcite magnésienne dans tout le domaine interne de la plate-forme, postérieurement transformée en dolomite, comme l'a observé PURSER (1975) pour la plate-forme jurassique de Bourgogne.

Cette dolomitisation a pu ensuite se généraliser sur de fortes épaisseurs grâce à une circulation importante des fluides facilitée par l'existence de niveaux poreux représentés par des faciès à Cnidaires, à gros débris et par la présence, à la limite des deux unités Bs2 et Bs3, d'un niveau de circulation préférentielle, souvent souligné par une karstification importante et parfois précoce (remplissage crétacé supérieur dans les gorges du Nant, A. ARNAUD-VANNEAU, 1980). H. ARNAUD (1981) a pu en effet remarquer que cette dolomitisation plus ou moins précoce affecte préférentiellement les faciès à Cnidaires et les sables grossiers associés des bordures de la plate-forme. Latéralement, ces niveaux très poreux sont encadrés par des faciès de faible porosité: faciès à Rudistes du côté interne, biopelsparites et biopelmicrites à Echinodermes et Annélides du côté externe (fig. 113).

N

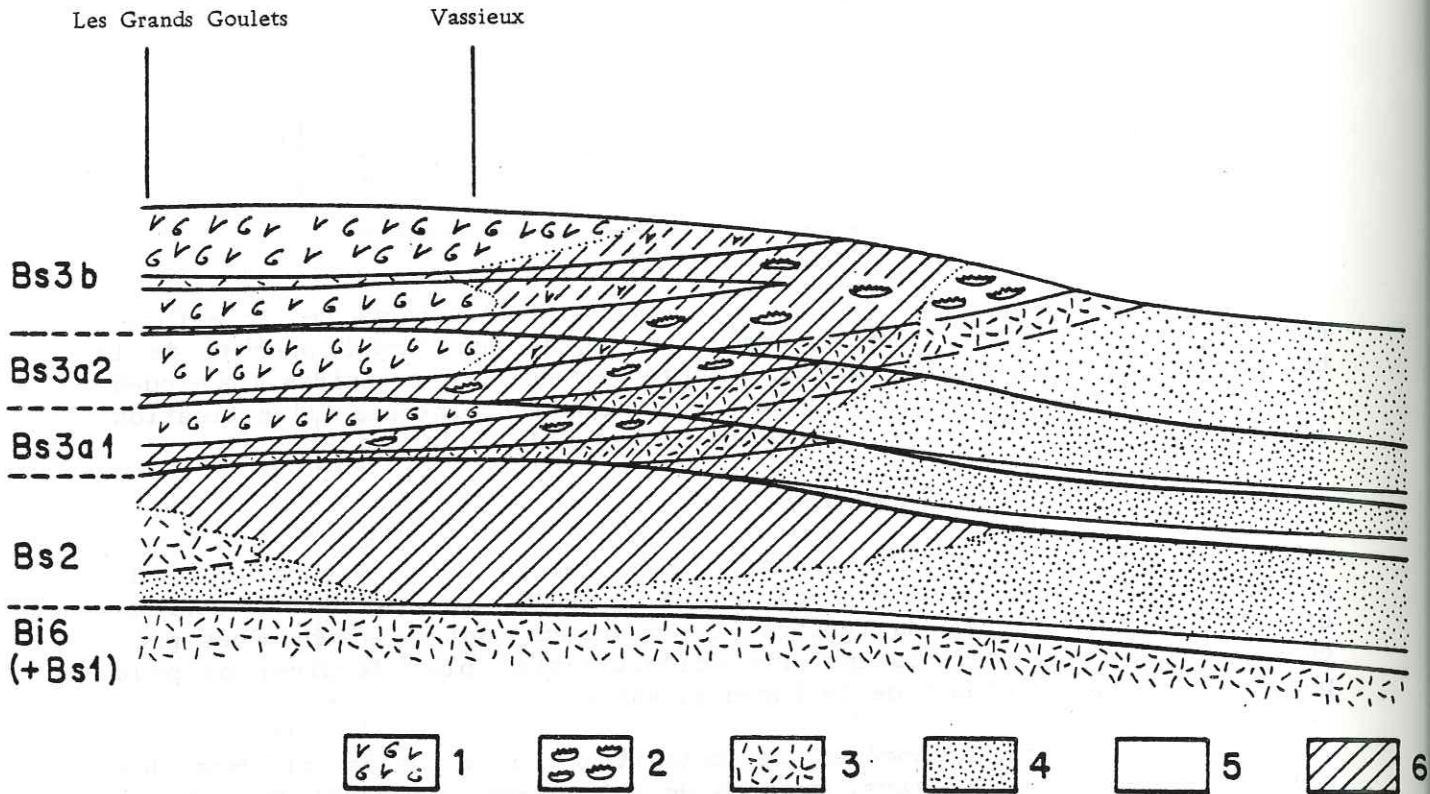


Fig 113: Localisation de la dolomitisation secondaire dans la coupe des Grands Goulets et sur la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne du Vercors d'après H. ARNAUD, 1981. Ce phénomène affecte principalement les faciès les plus grossiers, notamment les faciès à Cnidaires de la bordure.

Légende : 1, Faciès à Rudistes du domaine interne ; 2, Faciès à Cnidaires de la bordure ; 3, Faciès Bioclastiques grossiers du talus externe (biosparites à Orbitolinidés et Dasycladales) ; 4, Faciès bioclastiques fins (biopelsparites et biopelmicrites à Echinodermes et Annélides) ; 5, marnes (à Orbitolines et Choffatelles, le plus fréquemment) ; 6, niveaux dolomitisés.

Il apparaît ainsi qu'il est important de considérer les phénomènes de dolomitisation non seulement dans un contexte vertical (évolution séquentielle), mais aussi dans un contexte horizontal. En effet, d'un point de vue stratigraphique, les zones dolomitisées se situent, dans le massif du Vercors, de plus en plus haut du Nord vers le Sud (fig.113). Ceci est directement lié à la progradation des faciès qui s'effectue dans cette direction. Ainsi, dans la coupe des Grands Goulets, la diminution de l'intensité de la dolomitisation constatée au sommet de la coupe correspond autant à un éloignement latéral de la zone dolomitique principale qu'à une diminution réelle de l'importance des zones dolomitisées quand on monte dans la série.

E - LA FRACTURATION

Le long de la route des Grands Goulets, l'affleurement étudié est situé de part et d'autre d'une faille normale, de direction N 24° et de pendage 84°E, d'un rejet vertical d'une trentaine de mètres. Dans la falaise des Rochers d'Echevis de l'autre côté de la gorge (localisation, fig.111), elle n'est mise en évidence que par l'interruption des joints et des bancs (pl.IV photo 2). Au niveau de l'affleurement étudié, cette faille est soulignée par un miroir bien visible (pl.IV, photos 3 et 4). Elle est accompagnée d'une faille satellite de plus faible importance de direction N 178° et de pendage 82°E, observée dans les calcaires à Rudistes, à 8 m environ à l'Est. Sur la totalité de l'affleurement, la fracturation est importante et se traduit par de nombreuses diaclases fermées, par quelques diaclases ouvertes avec des dépôts ferrugineux ocres sur les parois, par des zones bréchiques, et par des plans stylolitiques stratiformes ou obliques souvent ferruginisés.

1) Les mesures

109 mesures ont été effectuées le long d'une ficelle graduée, fixée sur l'affleurement, sur une distance de 30 m environ (15 m de part et d'autre de la faille principale F) (fig.114). La méthode consiste à répertorier toutes les fractures et diaclases qui viennent recouper cette ficelle et à mesurer leur orientation (azimut, pendage), ouverture, longueur. Une partie de l'affleurement a été rafraîchie récemment par les Ponts & Chaussées pour l'agrandissement de la route, ce qui a eu pour conséquence de fracturer d'avantage et artificiellement la masse calcaire. Il faudra donc interpréter les résultats avec prudence.

2) Les résultats

a) Intensité de la fracturation (fig.115)

L'intensité de la fracturation est donnée en nombre de fractures par mètre d'affleurement. La valeur moyenne sur les 29 mètres d'affleurement étudiés est de 4. La fracturation est généralement intense, mais les valeurs sont maximales (9) à proximité de la faille F, dans les calcaires à Rudistes. Dans l'ensemble dolomitisé, la fracturation est importante, avec des diaclases de grande amplitude.

b) Les différents types de fractures (fig.116).

Les fractures ont été classées selon leur azimut en 18 classes de 10°. Leur fréquence dans chacune de ces classes est représentée en rosaces (fig.116), d'une part de chaque côté de la faille F (rosaces 1 et 2), et d'autre part pour la totalité des mesures (rosace 3).

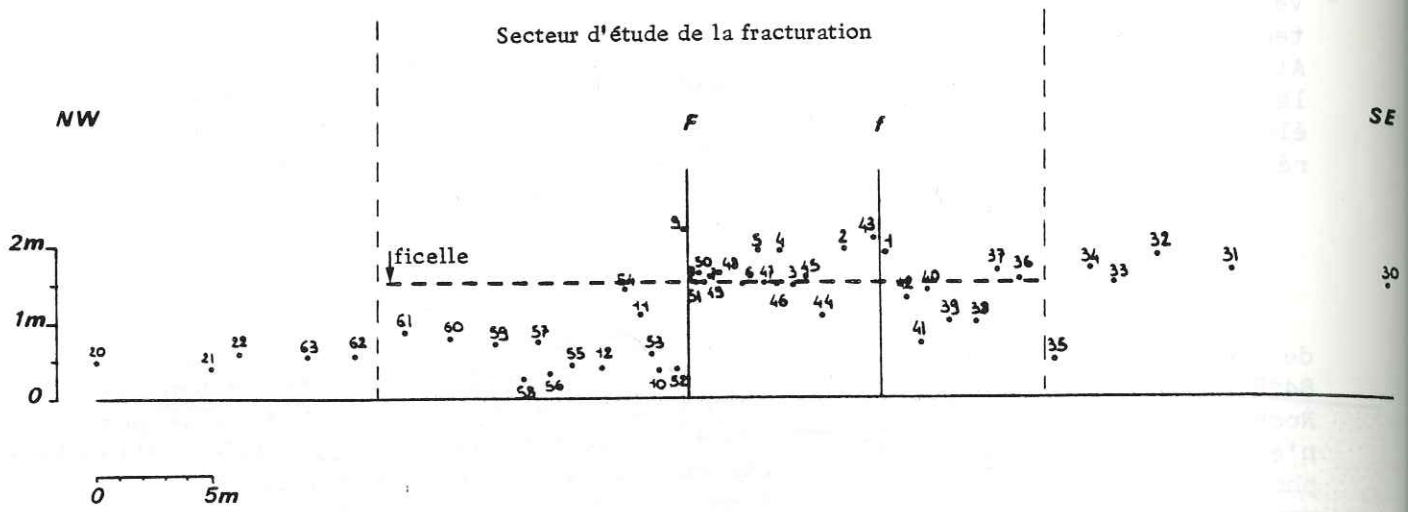


Fig 114: Limites du secteur d'étude de la fracturation.

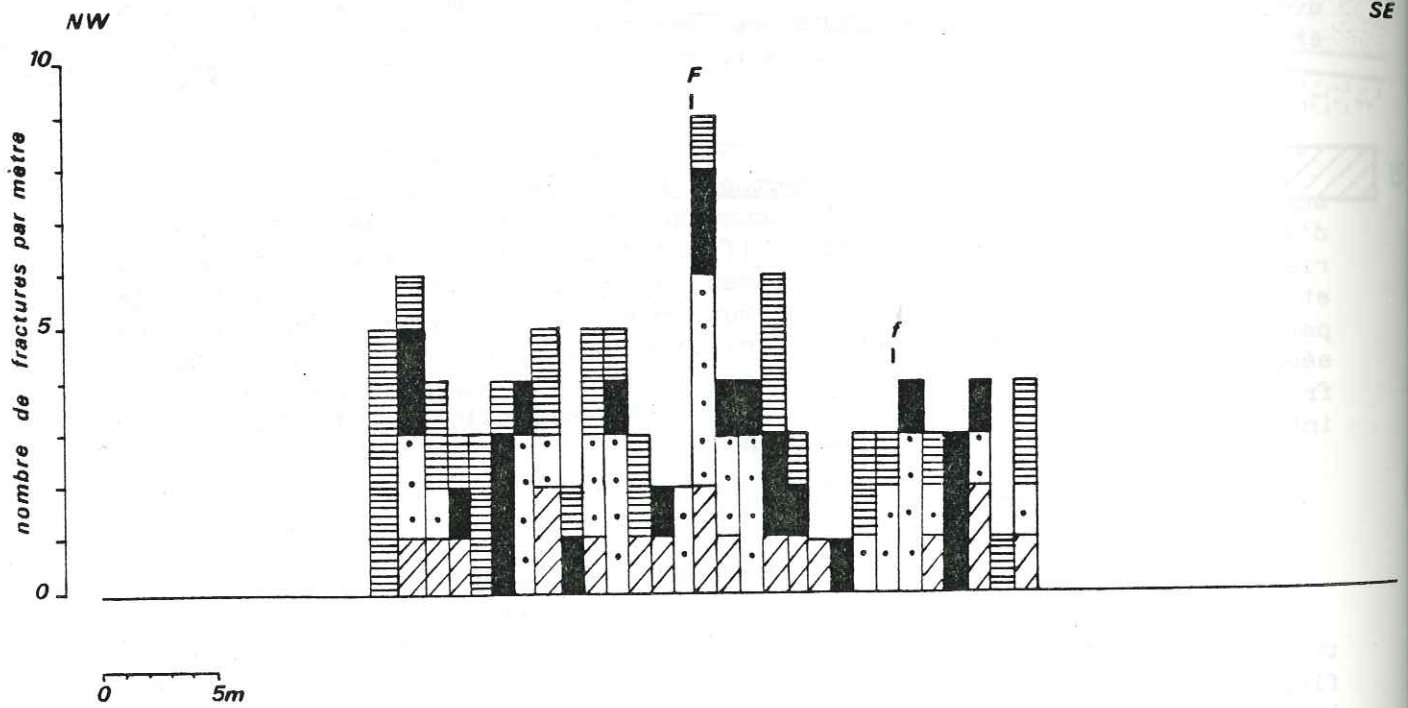


Fig 115: Intensité de la fracturation et longueur des diverses fractures.



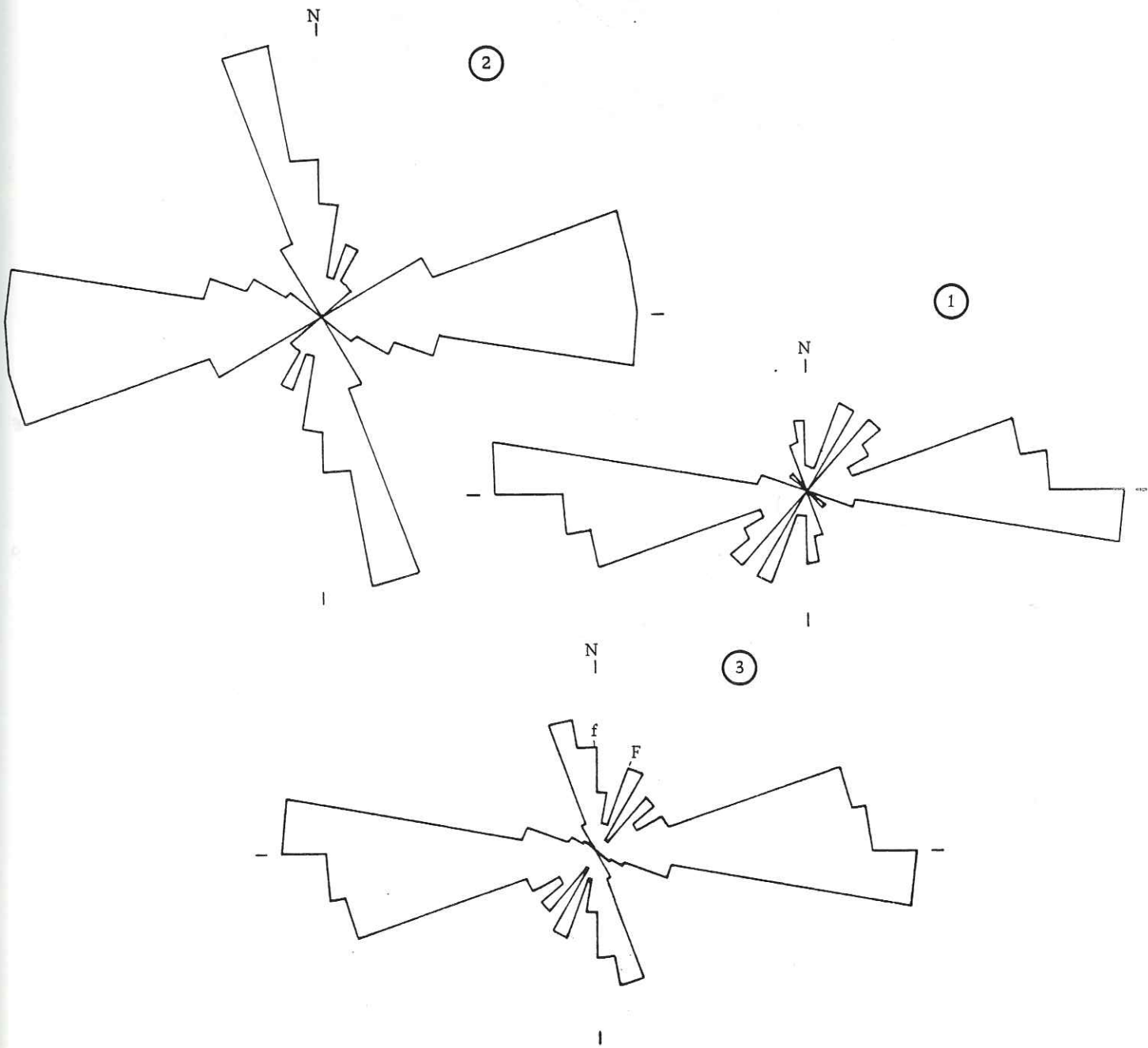
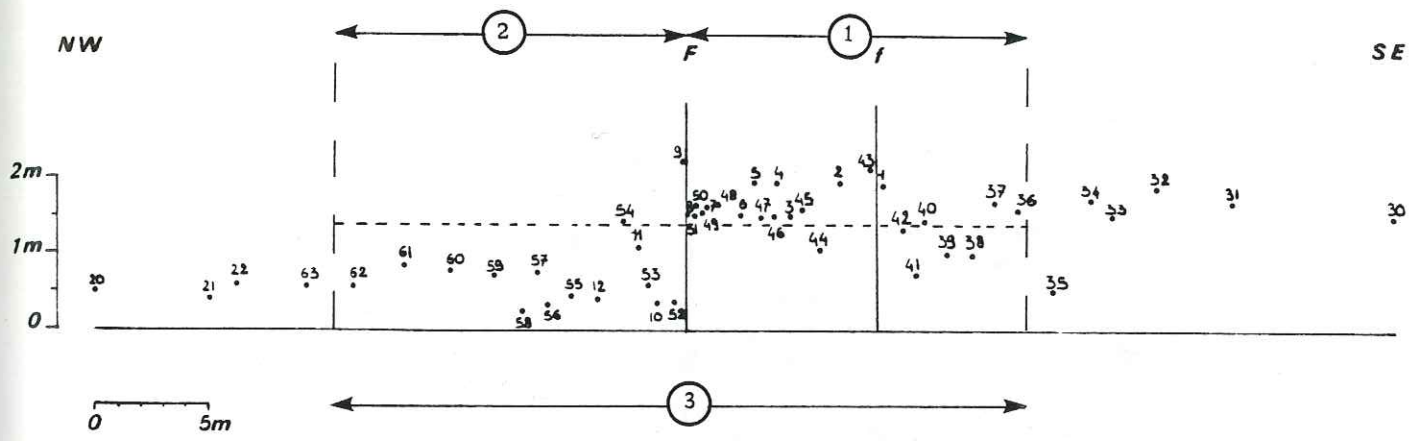


Fig 116: Les différents types de fractures.
 Direction de la coupe : N 110° environ.

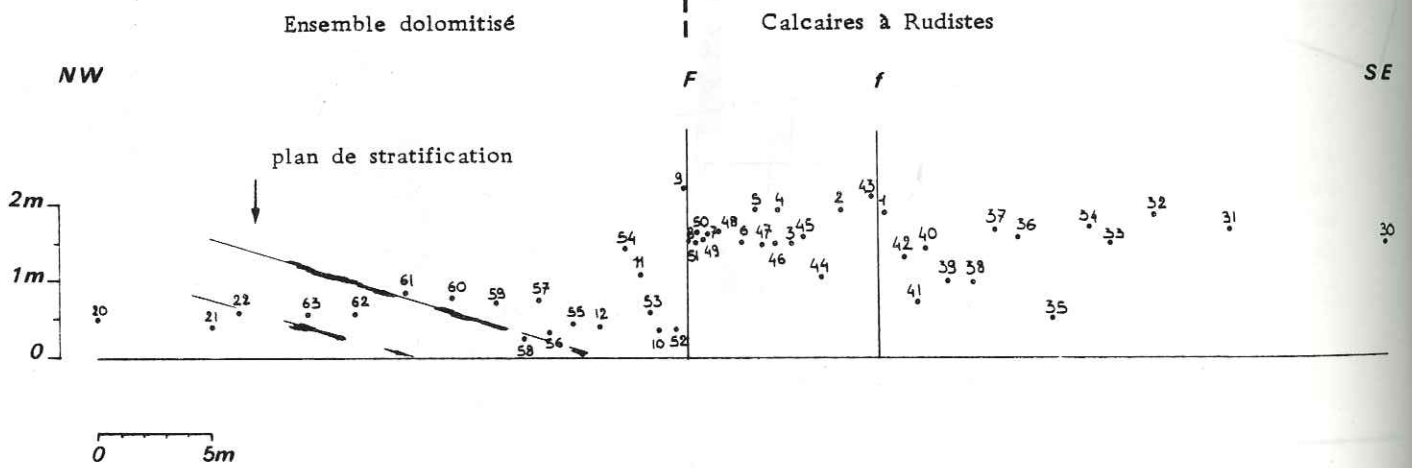
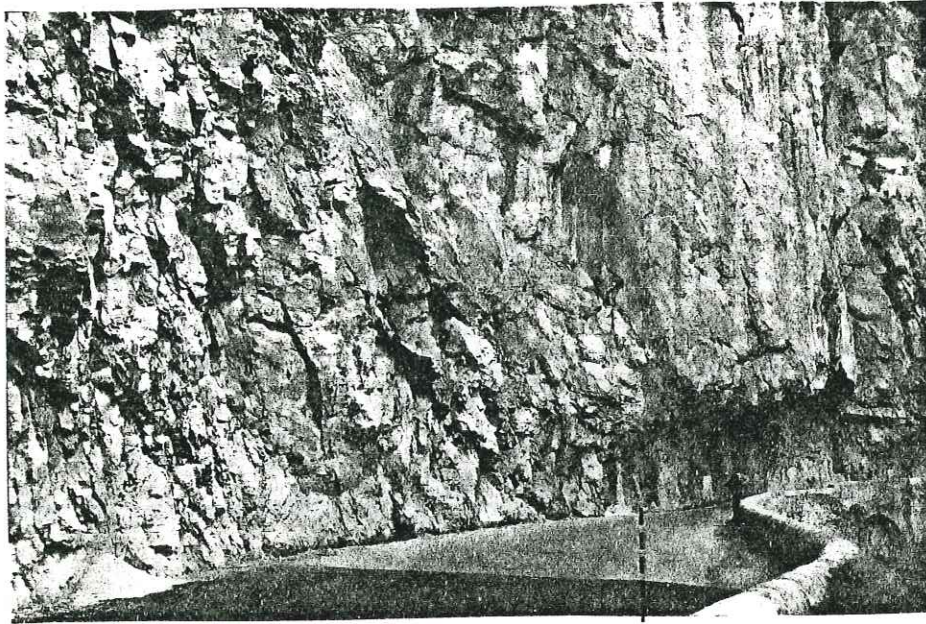


Fig 117: Position des échantillons sur l'affleurement étudié , le long de la route des Grands Goulets.

F : faille majeure f : faille moins importante.

Une famille de fractures prédomine largement, son azimut est compris entre N 80° et N 110°. Dans l'ensemble dolomitisé (rosace 2), les fractures dont l'azimut est compris entre N 160° et N 0° sont nombreuses. C'est d'ailleurs net sur l'affleurement où l'on observe un découpage des bancs "en plis d'accordéon" par ces deux plans orthogonaux. D'autres classes doivent être notées: de N 20° à N 30° et N 40° à N 50°.

Ces fractures et diaclases sont le plus souvent fermées. On note cependant 7 cas (sur 109) de fissures ouvertes de plus de 1 mm avec cristallisation de calcite sur les parois. Leur orientation est variable et ne semble pas caractériser une famille de fractures. Pour d'eux d'entre elles, la cristallisation de gros cristaux de calcite qui tapisse les parois est suivie par un fin dépôt ferrugineux. Au centre, il subsiste un vide de quelque 1/10e de mm. Dans l'ensemble dolomitisé, on observe parfois des dissolutions le long de petites diaclases, mais elles sont peu abondantes.

Les observations de terrain, compte-tenu de la mauvaise qualité de l'affleurement, ne permettent malheureusement pas de dater ces fractures les unes par rapport aux autres, et de les situer par rapport aux phénomènes de dolomitisation.

F - PRELEVEMENT DES ECHANTILLONS

Les échantillons ont été prélevés de part et d'autre de la faille principale sur une distance de 31 m à son SE et 26 m à son NW: GG 30 à GG 8 dans les calcaires à Rudistes, GG 9 à GG 20 dans l'ensemble dolomitisé (GG 20 et GG 21 appartenant à un banc moins dolomitique) (fig.117).

III - ETUDE DE LA DOLOMITISATION

A - IDENTIFICATION MINERALOGIQUE

1) *Observations pétrographiques*

a) *Matériel sédimentaire utilisé*

Les observations pétrographiques ont été faites en 3 étapes:

- sur le terrain lors du prélèvement des échantillons (fig.117);
- sur des surfaces polies;
- en lames minces.

Les lames effectuées par le laboratoire S.N.E.A.(P) de Boussens ont subi deux traitements:

. Une coloration à l'alizarine + acide chlorhydrique permettant ainsi de déterminer qualitativement et quantitativement les deux composants carbonatés principaux: la calcite étant colorée en rose ou pourpre, la dolomite restant incolore.

. Une injection de résine colorée bleue permettant d'évaluer rapidement et de localiser la porosité de l'échantillon.

b) Résultats

Sur le terrain et en surfaces polies, il est très difficile de différencier les zones recristallisées dolomitiques des zones recristallisées calcitiques. Il apparaît toutefois que, dans les calcaires à Rudistes, ces zones recristallisées sont surtout abondantes à proximité de la faille et jusqu'à 3 ou 4 m dans le compartiment sud-est.

La dolomite va donc surtout être mise en évidence grâce aux techniques de coloration.

- Dans les calcaires à Rudistes, elle apparaît:

. en GG 6 sous forme de 2 minuscules rhomboèdres incolores localisés dans un système de fracture;

. en GG 7 et GG 49, sous forme de nombreux rhomboèdres (atteignant 45% de la lame pour GG 7), pouvant être entièrement incolores ou possédant des plages ou des zones roses calcitiques.

- Dans l'ensemble dolomitisé, la dolomite apparaît dans la majorité des lames sous la forme de rhomboèdres incolores ou zonés (GG 9, GG 11, GG 54, GG 12, GG 55, GG 56, GG 57, GG 59). Les autres échantillons sont entièrement colorés en rose pâle, bien que beaucoup d'entre eux présentent le même faciès que ceux cités précédemment.

Ces observations ont permis la mise en évidence de dolomite dans les calcaires à Rudistes, uniquement à proximité de la faille et en proportion plus importante dans l'ensemble dolomitisé.

2) Mesures au manocalcimètre

L'analyse consiste à enregistrer, en fonction du temps, la pression de CO₂, dégagé dans une chambre à volume constant après attaque à l'acide chlorhydrique sur 1g de roche broyée. La vitesse de réaction de Ca CO₃ par attaque à l'acide étant beaucoup plus rapide que celle de Ca Mg (CO₃)₂, l'allure même de la courbe d'enregistrement permet une lecture rapide des pourcentages relatifs des divers carbonates en présence.

Quand la réaction est très rapide (totalité du CO₂ dégagé en moins d'une minute), il s'agit uniquement de calcite. Quand la courbe présente une cassure avec un début de réaction rapide, puis une courbe arrondie en fin d'enregistrement, il s'agit d'un mélange calcite-calcite magnésienne. Quand la réaction est très lente (plusieurs minutes à une dizaine de minutes) il s'agit de dolomite. 19 échantillons ont été broyés et analysés au manocalcimètre. Les analyses montrent que:

- le pourcentage de carbonates est très fort (entre 97 et 100 %);
- ces carbonates sont composés de:
 - . calcite pure essentiellement (35 à 100 %);
 - . calcite magnésienne (jusqu'à 60%);
- la dolomite n'apparaît pas dans les échantillons analysés.

D'après l'allure des courbes obtenues et donc des valeurs de pourcentages en calcite pure et calcite magnésienne, on peut définir trois types de diagrammes, avec du type I au type III une augmentation du pourcentage de calcite magnésienne qui passe de 0 à 65 %, avec parallèlement une diminution du pourcentage de calcite pure (fig.118).

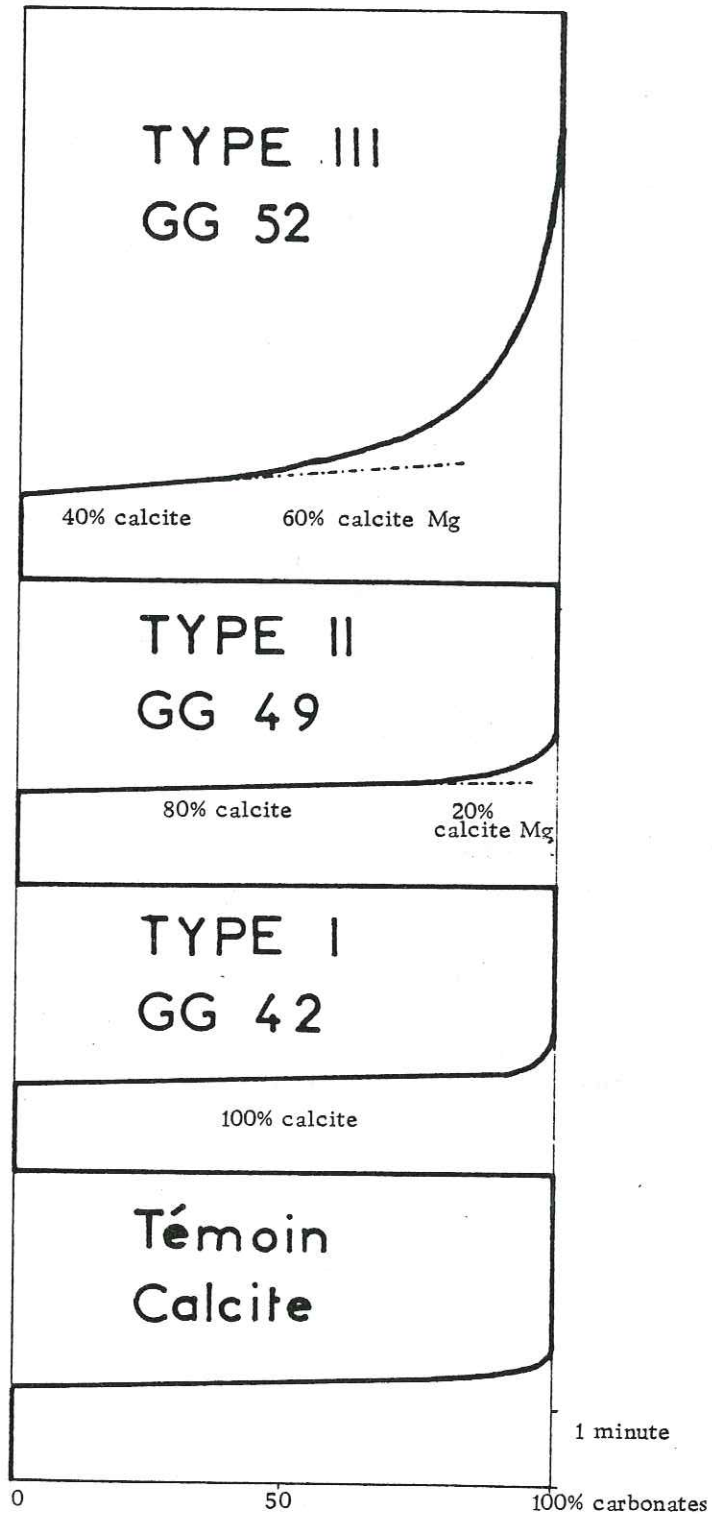


Fig 118 : Analyses au manocalcimètre. Définition de trois types de courbes :

- Type I : calcite 100%
- Type II : calcite 80 à 90%
calcite Mg 8 à 13%
- Type III : calcite 40 à 65%
calcite Mg 35 à 60%

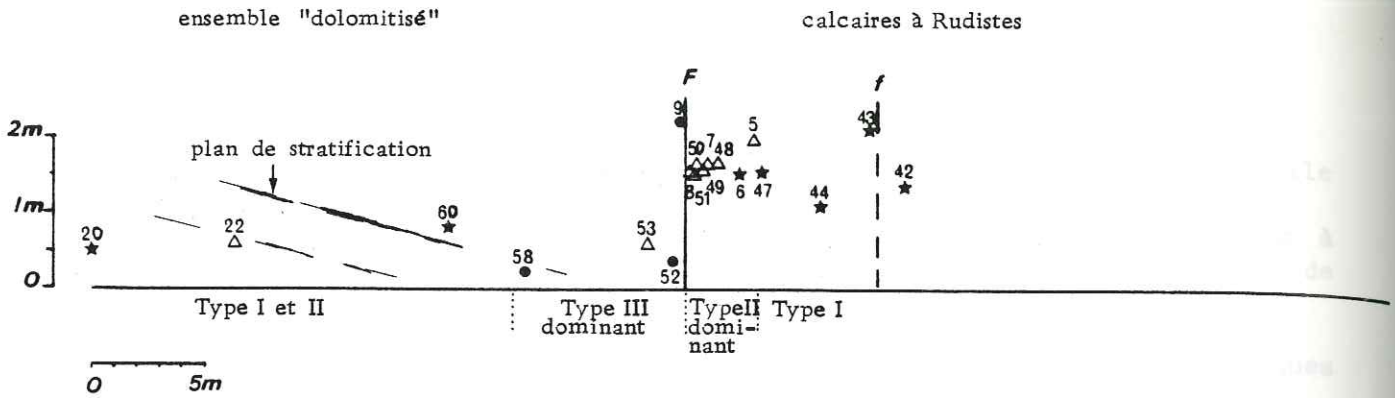


Fig 119 : Mesures au manocalcimètre. Position des trois types de carbonates sur l'affleurement.

- ★ . Type I calcite 100%
Ce type disparaît à proximité de la faille, pour réapparaître dans quelques bancs de l'ensemble dolomitisé.
- △ . Type II calcite 80 à 90%
calcite magnésienne 8 à 13%
Il est essentiellement localisé à proximité de la faille
- . Type III calcite 40 à 65%
calcite magnésienne 40 à 65%
Il n'apparaît que dans l'ensemble dolomitisé, au N. W. de la faille

A proximité de la faille, les calcaires à Rudistes ne renferment plus uniquement de la calcite pure mais contiennent une petite quantité de calcite magnésienne. Celle-ci atteint des valeurs maximales dans les premiers échantillons au N. W. de la faille, dans l'ensemble dolomitisé.

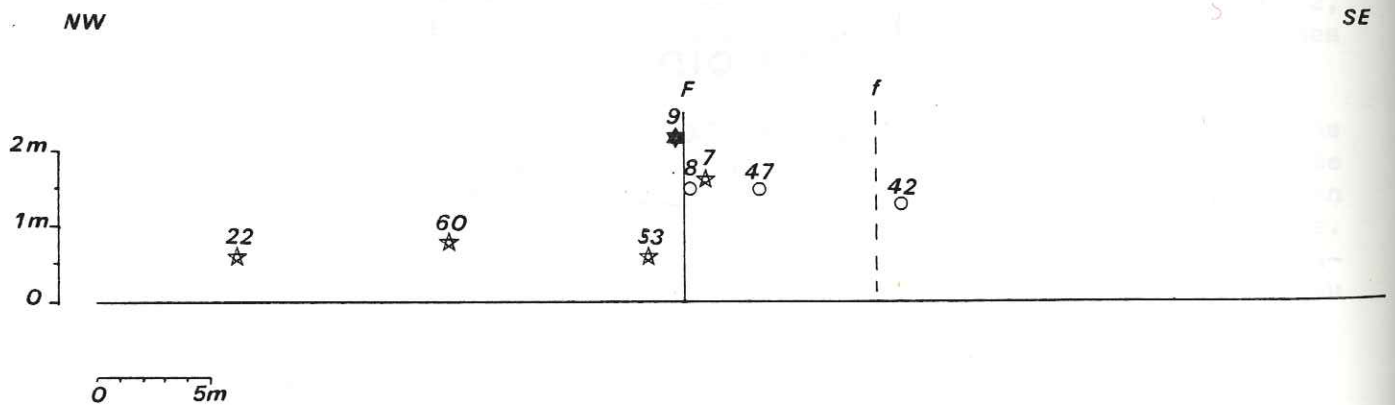


Fig 120: Analyses en diffraction X. Position des trois types de diffractogrammes à l'échelle de l'affleurement.

- . Type 1 calcite 100%
- ★ . Type 2 calcite 75 à 92%
dolomite en faible proportion 25 à 8%
- ★ . Type 3 calcite 10%
dolomite en proportion plus élevée 90%

La distribution de ces trois types de carbonates à l'échelle de l'affleurement met en évidence la présence de calcite magnésienne dans les calcaires à Rudistes seulement à proximité de la faille, et dans l'ensemble dolomitisé où elle atteint des proportions plus importantes près de l'accident ou plus faibles dans certains bancs peu dolomitiques (fig.119).

3) Analyses aux R.X.

L'analyse par diffraction X a porté sur les broyats de 8 échantillons. Ce sont les mêmes poudres qui ont servi pour les mesures en manocalcimétrie. Ces analyses montrent que la calcite et la dolomite sont les seuls composants minéralogiques de ces calcaires.

D'après les mesures des pourcentages relatifs de la calcite 104 et de la dolomite 104, trois types de diffractogrammes peuvent être distingués:

- Le type 1 correspond à des diagrammes ne présentant que le pic de la calcite. On ne le trouve que dans les calcaires à Rudistes au SE de la faille (calcite=100 %) (GG 42, GG 47, GG 8) (fig. 12Q).

- Le type 2 correspond à un mélange de calcite et de dolomite. La dolomite apparaît dans des proportions très faibles, compte-tenu des hauteurs de pics en moyenne 6 fois inférieures à celles des pics de calcite. Ce type 2 semble caractériser les carbonates de l'ensemble dolomitisé, ainsi qu'un échantillon des calcaires à Rudistes localisé à proximité de la faille (calcite = 75 à 92 % - Dolomite= 25 à 8 %) (GG 7, GG 53, GG 60, GG 22) (fig. 12O).

- Le type 3 est aussi caractérisé par un mélange de calcite et de dolomite, mais avec des proportions plus importantes de dolomite. En effet, le pic de dolomite est 7 fois environ supérieur à celui de la calcite. Ce type 3 ne correspond qu'à un seul échantillon (GG 9) appartenant à l'ensemble dolomitisé et à proximité de la faille (calcite = 10 %, dolomite = 90 %).

Ces analyses aux R.X. ont donc permis de mettre en évidence la dolomite dans les calcaires à Rudistes uniquement à proximité de la faille, dans l'ensemble dolomitisé, avec des proportions plus importantes au niveau de l'accident. Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus précédemment, même si on note quelques différences dans le détail.

4) Analyses par cathodoluminescence

a) Définitions - Principe de la méthode

Le principe physique de la cathodoluminescence repose sur l'excitation, par un faisceau électronique, des centres de recombinaison des cristaux naturels. Ces centres luminogènes sont induits, soit par des défauts cristallins, tels que lacunes ou dislocations, soit par certaines impuretés chimiques qui sont des éléments en trace.

Les observations se font sur des lames minces, polies, non couvertes, placées dans une chambre où le vide est partiel. Le gaz employé est l'Hélium.

MINÉRAUX	COULEUR	ACTIVATEUR	COMMENTAIRE	REFFÉRENC
CALCITE CaCO_3	rose	Mn^{2+}	Calcite synthétique	Schulman et Al, 1947
	rouge orangé	$\text{Mn}^{2+} + \text{Tl}^{2+}$	dopée. Tl^{2+} , Pb^{2+} , Ce^{3+} augmentent l'intensité CL	
	rouge orangé vif	$\text{Mn}^{2+} + \text{Pb}^{2+}$	Calcite naturelle	
	blanc-jaunâtre	$\text{Sm} + \text{Dy} + \text{Mn} (+\text{Eu})$	Luminescence de Mn dans la bande UV.	Mukherjee, 1948
	blanc-verdâtre	$\text{Sm} + \text{Dy} + \text{Eu} (+\text{Er})$		
	jaune orangé	Mn		
	bleu-noir	Mn^{2+} 0,03 %	Calcite de carbonatite	Long et Agrall, 1965
	rouge orangé	Mn^{2+} 0,13 ± 0,02 % Fe^{2+} 0,2 ± 0,02 %		
	jaune à rouge foncé			
	580 nm	Mn^{2+}		Sippel et Glover, 1965
590 nm	Mn^{2+}	Minéraux de synthèse Mn hexacoordonné	Coy-Yll, 1969	
rouge	Mn^{2+}	Haut ^t magnésienne	Sommer, 1972	
jaune orangé	Mn^{2+}	Faibl ^t magnésienne		
rouge orangé	Mn^{2+}	Fe^{2+} et Mg^{2+} inhibent la CL	Schrank et Friedman, 1975	
DOLOMITE $\text{Ca.Mg}(\text{CO}_3)_2$	blanc-jaunâtre nuance de violet	$\text{Dy}; (\text{Sm}); (\text{Eu}); \text{Mn}$	Marbre	Meyers, 1978
	jaune	$\text{Dy}; \text{Mn}$		
	jaune orangé, rouge pâle.	Mn		
	bleuâtre	Mn^{2+} 0,07 ± 0,02 % Fe^{2+} 0,8 ± 0,02 %	Carbonatite	Mukherjee, 1948
	rouge vif			Long et Agrall, 1965
	597 nm	Mn^{2+}	Mn dans site MgCO_3	Sippel, 1968
	675 nm	Mn^{2+}	Mn dans site CaCO_3	Sommer, 1972 a
	rouge sombre à rouge pâle		Dolomite pauvre en fer (< 1 % Fe)	Richter et Zinkernagel, 1975
	rouge marron sombre	Mn^{2+} 0,03 %	Centre d'oolithe	
	rouge pâle	Mn^{2+}	Bord d'oolithe	
marron rouge pâle à marron rouge sombre	Mn^{2+} 0,1 %	Cristaux à 2,5 % de FeCO_3 3 à 5 % de FeCO_3		
rouge	Mn^{2+}	0,04 à 0,6 % de fer	Pierson, 1977	
rouge orange	Mn^{2+}	0,03 à 0,56 % de fer		
rouge	Mn^{2+}	0,063 à 0,7 % de fer		
pourpre	Mn^{2+}	0,3 % de fer		
orange	Mn^{2+}	0,04 à 0,50 % de fer La dolomite à plus de 1 % de fer est non CL.		
rouge brillant	Mn 0,05 %	Ganque dolomitique, de	Ebers et Kopp, 1970	
rouge sombre	Mn 0,02 %	0,3 à 0,6 % de fer		
CALCITE	bleu-nuit.		CL intrinsèque	AMIEUX, 1981
	jaune, jaune-orange, orange, rouge-orange, jaune, marron-jaune, marron, violet-mauve.	-action prédominante de Mn^{2+} et Fe^{3+} -action antagoniste de Mn^{2+} et Fe^{3+} -activateur différent du Mn^{2+}		
DOLOMITE	bleu-nuit.	-pas de Fe^{2+} ou Fe^{3+} en concentration suffisante	CL intrinsèque	
	jaune, orange, rouge-orange, rouge.	- Mn^{2+}		
	jaune-vert.			
	bleu-pâle.	-Zn ²⁺		

Fig 121: Teintes de luminescence de la calcite et de la dolomite selon les auteurs (d'après AMIEUX 1981)

La cathodoluminescence peut être utilisée pour effectuer des déterminations minéralogiques en s'appuyant sur les différentes gammes de couleur émises, caractéristique des phases minérales.

b) Résultats

Dans le cas des échantillons étudiés, essentiellement constitués de calcite et de dolomite, il est difficile de faire des déterminations précises des différents minéraux en présence. En effet, leurs couleurs en cathodoluminescence sont souvent proches et évoluent selon le contexte minéralogique et sédimentologique. De plus les interprétations des diverses gammes de couleur varient selon les différents auteurs (fig. 121). Il est possible cependant de grouper les faciès observés en deux lots (pl. V, VI, et VII):

- des échantillons où les teintes oranges sont dominantes, sans doute essentiellement constitués de calcite (GG 8) (fig. 4 et 5, pl. VI);
- des échantillons où ce sont les teintes rouges qui dominent, sans doute essentiellement constitués de dolomite (GG 7, GG 9, GG 10, GG 12) (fig. 4, 5, 6, pl. V - fig. 2, 3, 4, pl. VII).

5) Conclusion

Ces quatre types d'observations et d'analyses, bien différents de par les méthodes employées, aboutissent à des résultats cohérents et permettent une caractérisation relativement précise des calcaires étudiés.

Les principaux résultats sont les suivants:

- le pourcentage global des carbonates est très élevé (97 à 100 %);
- ces carbonates sont de deux types:
 - . calcite non magnésienne;
 - . calcite magnésienne et/ou dolomite;
- cette calcite magnésienne et/ou dolomite est caractéristique de deux contextes différents et se localise:
 - . dans l'ensemble dolomitisé qui contient cependant des bancs peu dolomitisés;
 - . dans les calcaires à Rudistes uniquement à proximité de la faille dans une bande d'affleurement de 3,5 m de large au SE de l'accident.

Malgré une bonne cohérence des résultats des diverses analyses, quelques problèmes se sont posés, et surtout celui concernant l'interprétation des diagrammes en manocalcimétrie. En effet, on observe des divergences de résultats entre la manocalcimétrie où la dolomite n'apparaît pas et où on ne peut parler que de calcite magnésienne et l'analyse aux R.X. où la dolomite apparaît et où les proportions avec la calcite non magnésienne peuvent être bien différentes pour un même échantillon. Bien que ces analyses ne concernent qu'un gramme ou moins de poudre, on ne peut faire intervenir la possibilité d'une hétérogénéité de l'échantillon puisque les mesures ont été effectuées sur les mêmes broyats. Il s'agit donc, dans le cas présent, de problèmes de manipulations ou d'appareillage qu'il convient de citer, mais qu'il est difficile de cerner et d'expliquer dans le cadre de cette étude.

B - ETUDE DES PHENOMENES DE DOLOMITISATION A PROXIMITE DE L'ACCIDENT

A l'échelle de l'affleurement, nous avons vu qu'il était pratiquement impossible de mettre en évidence des phénomènes de dolomitisation directement en relation avec les différents systèmes de fractures.

A l'échelle microscopique, par contre, que ce soit en lumière naturelle ou en cathodoluminescence, les observations vont mener à des résultats tout à fait intéressants.

Deux types de dolomitisation peuvent être distingués: une dolomitisation de remplacement ou/et de recristallisation, pratiquement observée dans toutes les lames, et une dolomitisation de cimentation ou de remplissage, rare, qui sera étudiée dans le paragraphe consacré à la fracturation (fig.129).

La dolomitisation de remplacement et de recristallisation se traduit, de part et d'autre de la faille, par la formation, soit de petits cristaux anhédraux engrenés, soit de cristaux rhomboédriques de taille moyenne proche de 400μ . Cette recristallisation détruit généralement la texture originale du calcaire. Elle est le résultat de plusieurs étapes successives de fracturation, de dolomitisation et de calcitisation, ce qui rend son étude parfois difficile.

1) Observations en lumière naturelle

Afin de comparer les recristallisations de part et d'autre de la faille, il paraît intéressant d'étudier en détail la morphologie des cristaux euhédraux. Les rhomboèdres qui correspondaient à l'origine à des cristaux de dolomite ont été par la suite plus ou moins calcitisés. Ils sont souvent caractérisés par une zonation pouvant varier par le nombre et l'épaisseur des zones d'un rhomboèdre à l'autre. Après un recensement systématique des rhomboèdres observés en lame mince, en lumière naturelle, six types ont pu être définis:

- Type O_1 : pas de zonation; "croix noire" due à une orientation des inclusions;
- Type O_2 : pas de zonation;
- Type 1: 1 centre + 1 zone périphérique;
- Type 2: 1 centre + 2 zones périphériques;
- Type 3: 1 centre + 3 zones périphériques;
- Type 4: 1 centre + 4 zones périphériques ou plus.

a) Aspect qualitatif

La distribution de ces six types de rhomboèdres de part et d'autre de la faille est résumée en trois tableaux.(fig.122, fig.123, fig.124 fig.125).

Pour avoir des comparaisons valables entre les rhomboèdres des différents échantillons, les observations doivent se faire à taille égale et à faciès originel proche. Les échantillons étudiés présentent à peu près tous le même type de faciès (biomicrite à biosparite à microfaune infralittorale abondante et petits Rudistes). Les rhomboèdres ont des tailles diverses, indiquées sur les tableaux (la barre représente 100 microns).

a.1. Les calcaires à Rudistes, au SE de la faille (fig.124).

Les rhomboèdres observés au SE de la faille sont limités à une bande d'affleurement de 3,5 m de large, à partir de l'accident. GG 47 est l'échantillon le plus éloigné de la faille, où apparaissent les premiers rhomboèdres. Entre ce point et la faille (GG 47 à GG 8), les cristaux sont généralement simples, parfois recristallisés avec des contours flous, fondus dans le faciès encaissant (aspect de cristaux fantômes). Localement l'échantillon GG 7 montre une zonation plus élevée, de type 3 et 4, mais toutefois dans des rhomboèdres de plus grande taille.

a.2. L'ensemble dolomitisé au NW de la faille (fig.123).

Les rhomboèdres sont plus fréquemment zonés, appartiennent souvent aux types 3 et 4. Ils sont généralement de grande taille (jusqu'à 750 microns). On retrouve des figures déjà observées dans les calcaires à Rudistes, mais dans l'ensemble, de par leur grande taille, ces rhomboèdres sont plus complexes et plus diversifiés.

a.3. L'ensemble dolomitisé à l'extrême NW de l'affleurement (fig.122)

Les rhomboèdres sont de nouveau de plus petite taille, (sauf dans le type 3), ils sont plus simples, parfois à contours flous.

a.4. Interprétation

L'interprétation est difficile, car les rhomboèdres sont de taille et de complexité diverses. On peut cependant faire quelques observations.

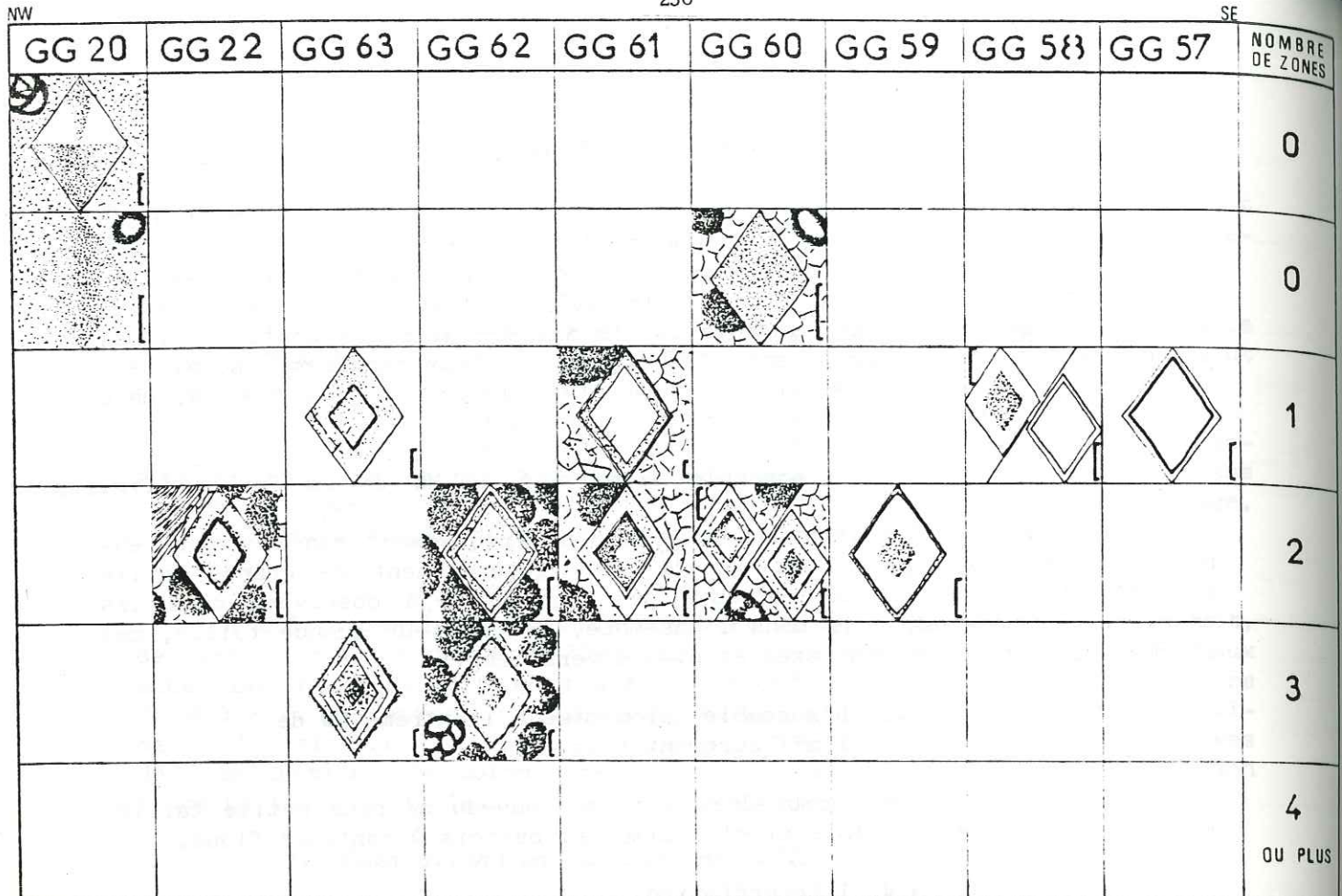
Les rhomboèdres décrits ont des tailles qui varient de 250 μ à 900 μ ; ils sont répartis dans les différentes classes de la façon suivante:

Type	Nombre d'échantillons	Taille moyenne (microns)
0	9	350
1	20	465
2	14	440
3	9	520
4	6	625

On observe donc une relation directe entre nombre de zones et taille moyenne des rhomboèdres, les rhomboèdres de plus grande taille ayant la zonation la plus complexe.

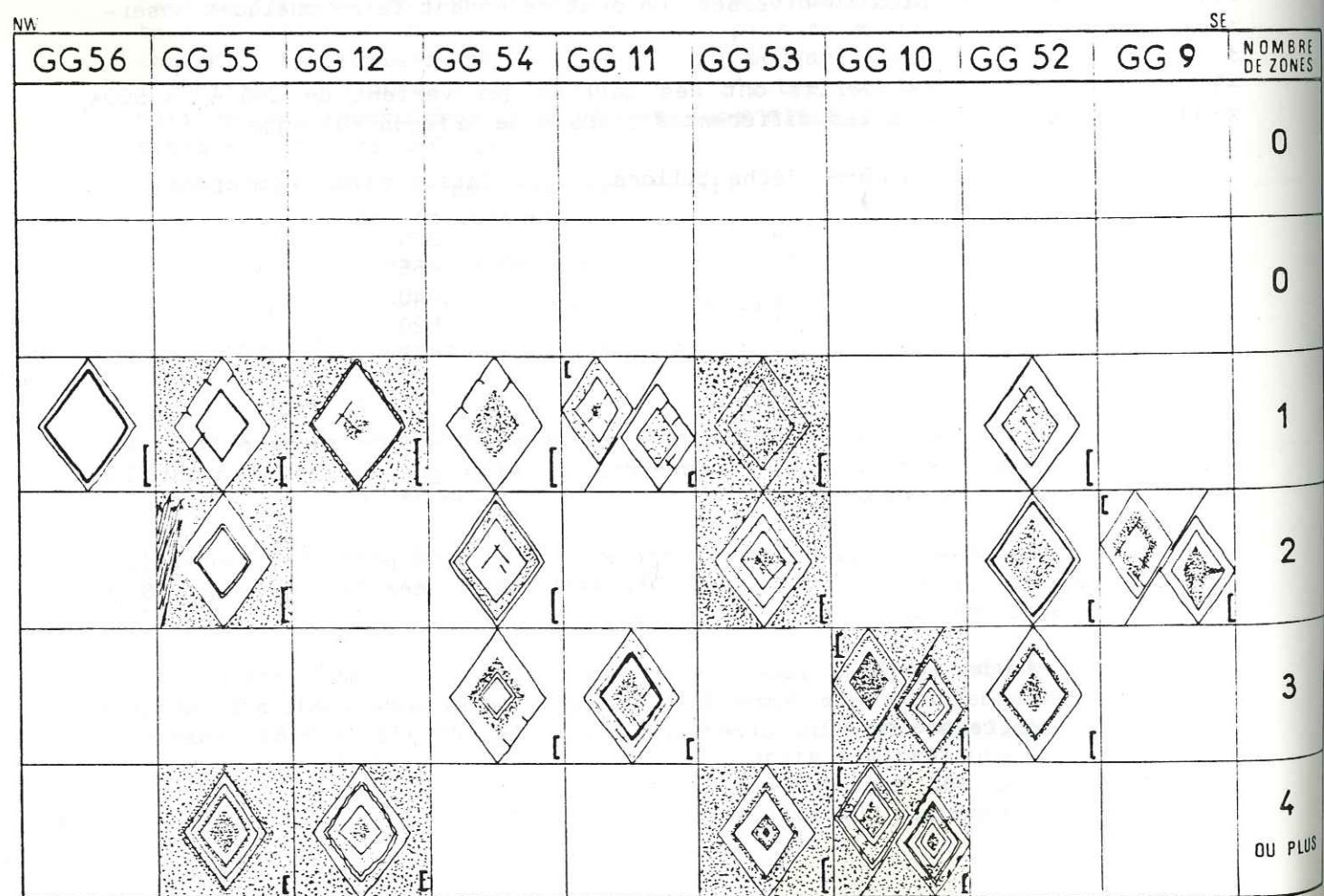
Les rhomboèdres présentant des "croix noires" sont présents, non seulement dans les types 0 (GG 47 et GG 20) mais aussi dans les types 2 (GG 9 et GG 53, avec une ébauche de croix noire).

Cette étude morphologique montre donc que les rhomboèdres ont des points communs de part et d'autre de l'accident, mais paraissent statistiquement plus complexes et plus diversifiés dans le compartiment NW (ensemble dolomitisé).



Echelle indiquée: 100 μ

Fig 122: Morphologie des rhomboédres dans l'ensemble dolomitisé à l'extrême NW de l'affleurement.



Echelle indiquée: 100 μ

Fig 123: Morphologie des rhomboédres dans l'ensemble dolomitisé au NW de la faille.

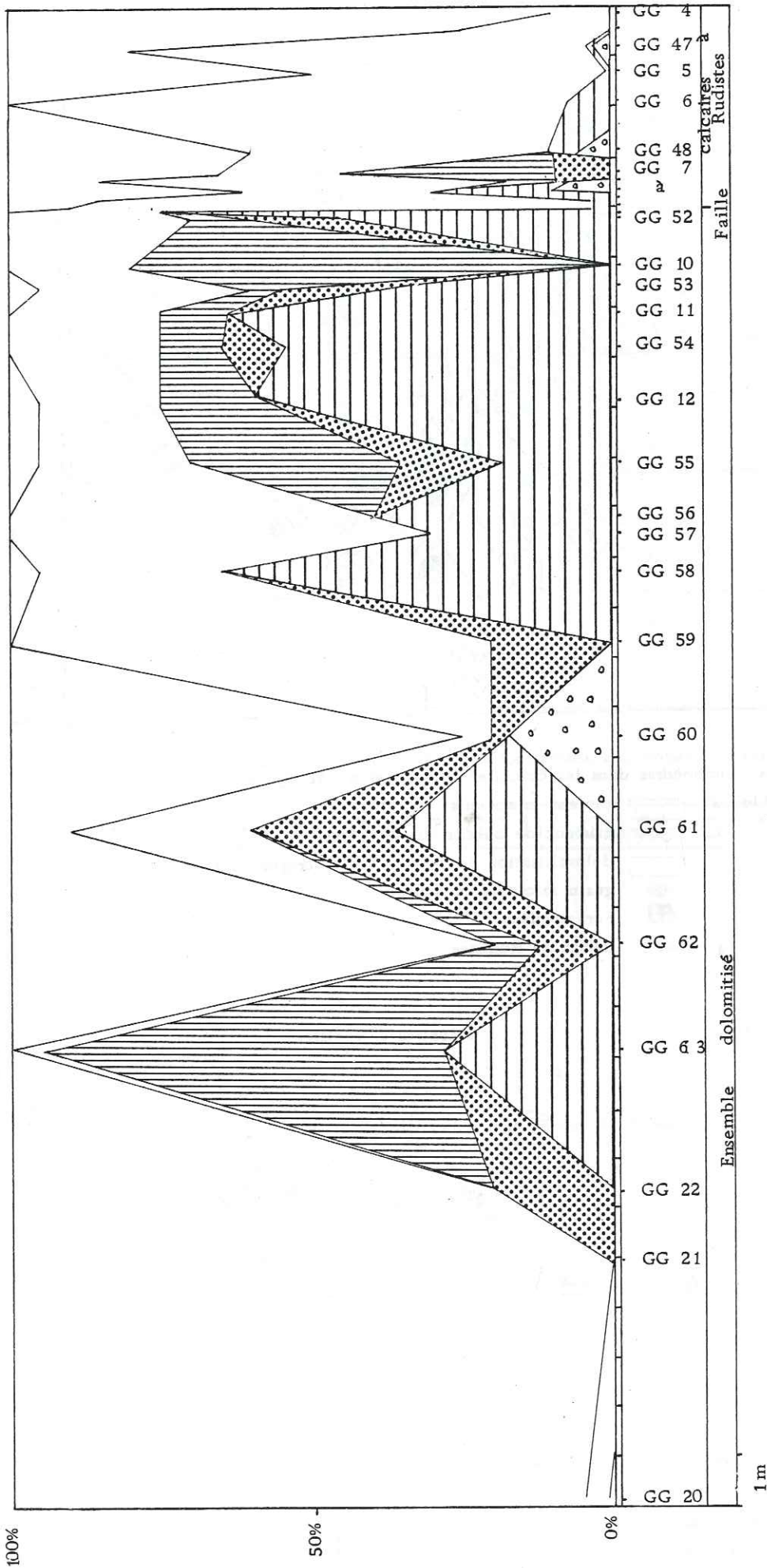


Fig 126 : Courbes de proportions relatives des différents types de rhomboédres.

— courbe enveloppe : proportion de matériel recristallisé (dolomitisation + calcitisation + remplissage des fractures) par rapport au faciès sain.

Rhomboédres automorphes 0 zonation 1 zonation 2 zonations 3 zonations et plus

cristallisation en petits cristaux xénomorphes dolomitiques ou calcitiques;
 calcite en mosaïque de remplissage de fracture.

b) Aspect quantitatif (fig.126).

Les courbes de la figure montrent les proportions relatives des divers types de recristallisation en séparant les rhomboèdres (en figurés) des autres formes de recristallisation (en blanc) telles que les petits cristaux xénomorphes, les remplissages des fractures et des vacuoles, les ciments mylonitiques (etc...).

La distribution quantitative (par estimation des pourcentages relatifs) des différents types de rhomboèdres de part et d'autre de la faille permet plusieurs observations:

- Dans les calcaires à Rudistes, la recristallisation au niveau des fractures est très importante. Les rhomboèdres observés sont en majorité de forme simple, peu nombreux (quelques % à 45 %), et dispersés dans les îlots de faciès conservé.

- Au niveau de la faille, le calcaire a été mylonitisé, et presque entièrement recristallisé. Les rhomboèdres n'occupent que quelques % du volume total.

- Dans l'ensemble dolomitisé le pourcentage de cristaux rhomboédriques automorphes est très élevé, dans un faciès qui est souvent complètement recristallisé. Cette recristallisation ne correspond pas à une cimentation de fractures comme dans les calcaires à Rudistes, mais est due à des phénomènes de dolomitisation et de calcitisation. Les rhomboèdres de type 3 et 4 sont fréquents.

c) Croissance des cristaux rhomboédriques

L'étude morphologique des cristaux rhomboédriques porte sur le stade ultime de croissance du cristal observé en lame mince. Cependant, compte-tenu de ce que les cristaux sont souvent gênés lors de leur développement, le résultat final ne correspond peut-être pas toujours au dernier stade possible de croissance du cristal.

Un exemple en est donné par le développement de cristaux rhomboédriques sur les parois d'une cavité (fig.127). Ces cristaux périphériques sont généralement plus zonés que ceux de la matrice encaissante. Ayant la place de se développer, leur morphologie est plus complexe.

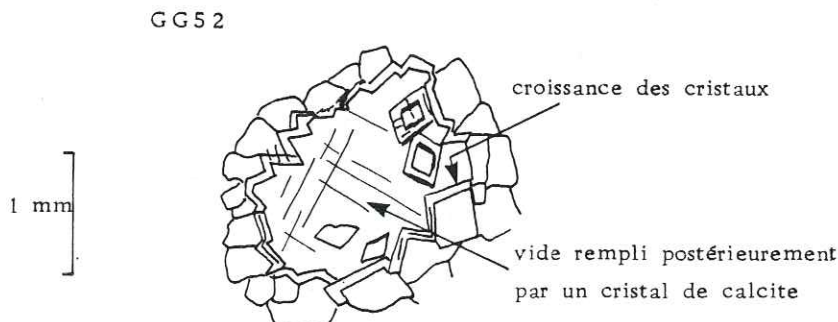


Fig.127: Croissance de cristaux rhomboédriques dans une vacuole

2) Observations en cathodoluminescence

Les observations en cathodoluminescence vont permettre, d'une part de compléter celles effectuées en lumière naturelle, et d'autre part d'apporter quelques éléments nouveaux. Le principe de la méthode a été brièvement exposé dans le paragraphe III.A.4.

La comparaison des rhomboèdres (à taille et à nombre de zones égaux en lumière naturelle) de GG 7 (calcaires à Rudistes à proximité de l'accident) et de GG 12 (ensemble dolomitisé) conduisent à plusieurs constatations (pl.V, fig.1, 2, 3, 4).

- La couleur de luminescence

Les teintes rouges et noires sont dominantes et sont présentes dans les deux échantillons. Les teintes rouges caractérisent plutôt la dolomite alors que la luminescence noire caractérise aussi bien la calcite que la dolomite (fig.121). On remarque toutefois que le centre des rhomboèdres GG 7 a une teinte de luminescence jaune-orange, mettant peut-être ainsi en évidence une zone calcitique qui n'apparaît pas dans l'échantillon GG 12. Ce centre de teinte orangée n'est présent que dans quelques rhomboèdres de l'échantillon GG 7; il n'est donc pas caractéristique.

- La zonation

La zonation des deux rhomboèdres figurés est soulignée par une alternance de zones de luminescence rouge et de zones sombres. Les limites entre les zones sont nettes et tranchées, sans passages progressifs. Il est possible de distinguer, du centre vers l'extérieur (pl.V, photos 2 et 4):

- 1- un centre de luminescence variable: sombre en GG 12, rouge-jaune en GG 7;
- 2- une zone rouge, bien marquée en GG 12, presque imperceptible pour GG 7;
- 3- une zone sombre, de même épaisseur dans les deux cas, tachetée de points luminescents rouges, plus abondants en GG 7 qu'en GG 12;
- 4- une zone rouge, mieux marquée que la première, nette en GG 7, plus irrégulière en GG 12;
- 5- une zone sombre qui n'apparaît que dans le rhomboèdre GG 12, légèrement luminescente et tachetée de minuscules points luminescents rouges.

Cette cinquième zone sombre, parfois à peine visible apparaît dans d'autres échantillons de l'ensemble dolomitisé (GG 9 et GG 10).

D'après P. AMIEUX (1981) il est possible dans ce genre d'étude, de définir des séquences de zones négatives, positives ou répétitives. Dans les exemples étudiés (pl.V, photos 2 et 4), les zones rouges et sombres sont régulièrement alternées, sans évolution apparente, positive ou négative. Ces conditions (séquence à zones répétitives) semblent caractériser un milieu dont l'état d'équilibre physico-chimique est dynamique, contrairement à ce que nous pourrions observer dans certains systèmes de fracturation.

Ces différentes zones qui limitent précisément les rhomboèdres dans l'exemple étudié précédemment peuvent aussi délimiter et appartenir à un groupe de rhomboèdres (pl.V, photo 5). Il s'agit de zonation coalescente ,

caractéristique d'un stade particulier de croissance des cristaux. La zone sombre périphérique représente, dans ce cas aussi, le stade ultime de croissance.

Un autre type de zonation a été observé dans l'ensemble dolomitisé et en particulier dans les échantillons GG 9 et GG 22 (pl.V, photo 6). Les zones rouges sont plus fines, plus fréquentes et plus serrées. On ne retrouve pas ce type de l'autre côté de la faille, dans les calcaires à Rudistes (GG 7 ou GG 8).

Au niveau de la faille, dans les calcaires à Rudistes (GG 8), deux types de rhomboèdres bien particuliers ont pu être mis en évidence. Un premier type (pl.V, photo 8), caractérise les rhomboèdres observés en lumière naturelle dans des îlots de faciès. Ils ne possèdent qu'une zone, de luminescence marron, autour d'un centre orange. Un second type (pl.VI, photo 2) correspond à des rhomboèdres non zonés, souvent agglutinés les uns aux autres et de luminescence orange. Le caractère particulier de ces rhomboèdres est qu'ils n'apparaissent absolument pas en lumière naturelle (pl.VI, photo 1). Ils sont localisés dans la matrice recristallisée correspondant au remplissage de la fracturation principale.

C - CONCLUSION

Les observations micropétrographiques en lumière naturelle ont permis une description précise d'un point de vue qualitatif et quantitatif des différents types de rhomboèdres de part et d'autre de l'accident. Dans les calcaires à Rudistes au SE de la faille, ils n'apparaissent que dans une bande d'affleurement de 3,5 m de large à proximité de l'accident, alors qu'ils occupent un volume important dans tous les échantillons de l'ensemble dolomitisé.

Six types de rhomboèdres ont pu être définis selon la complexité de leur zonation, mais ne semblent pas caractériser l'un ou l'autre des deux compartiments en présence. Statistiquement, ils semblent être cependant plus complexes et diversifiés dans l'ensemble dolomitisé.

Les observations en cathodoluminescence ont permis d'affiner cette analyse. De part et d'autre de l'accident, les rhomboèdres ont des points communs en ce qui concerne leurs teintes de luminescence (rouges ou noires) et leur type de zonation. Cependant, il a été possible de déceler quelques différences. A taille égale et à nombre égal de zones en lumière naturelle, les rhomboèdres dans l'ensemble dolomitisé semblent posséder une zonation en cathodoluminescence légèrement plus complexe que celle des rhomboèdres des calcaires à Rudistes (existence d'une zone sombre périphérique supplémentaire dans les échantillons de l'ensemble dolomitisé). De plus, d'autres types de zonations semblent caractéristiques de l'ensemble dolomitisé: zones rouges fines, fréquentes et serrées. Enfin, des rhomboèdres, de luminescence orange vif, non visibles en lumière naturelle, ont pu être mis en évidence au niveau de la faille, dans le remplissage de la fracturation principale.

IV - ETUDE DE LA FRACTURATION

A - OBSERVATION DES ECHANTILLONS EN LAME MINCE

Là où la fracturation est la plus intense et bien visible en lame mince, c'est à dire dans les calcaires à Rudistes situés entre les deux failles F et f, il est possible de distinguer plusieurs étapes successives. D'une manière générale, les fractures observées sont postérieures à toute trace de dolomitisation (nombreux exemples de rhomboèdres recoupés...), à quelques exceptions près (cristallisation de cristaux dolomitiques lors du colmatage de la fissure). Cependant, il faut garder à l'esprit que la lame mince représente "l'image figée" des derniers mouvements tectoniques. Des systèmes de fractures ont pu, en effet, rejouer, être utilisés plusieurs fois, à différents stades. C'est donc le stade ultime des phénomènes de fracturation que nous allons observer.

1) *Les fractures postérieures à la dolomitisation initiale, n'entraînant pas de dolomitisation secondaire*

- Dans les calcaires à Rudistes

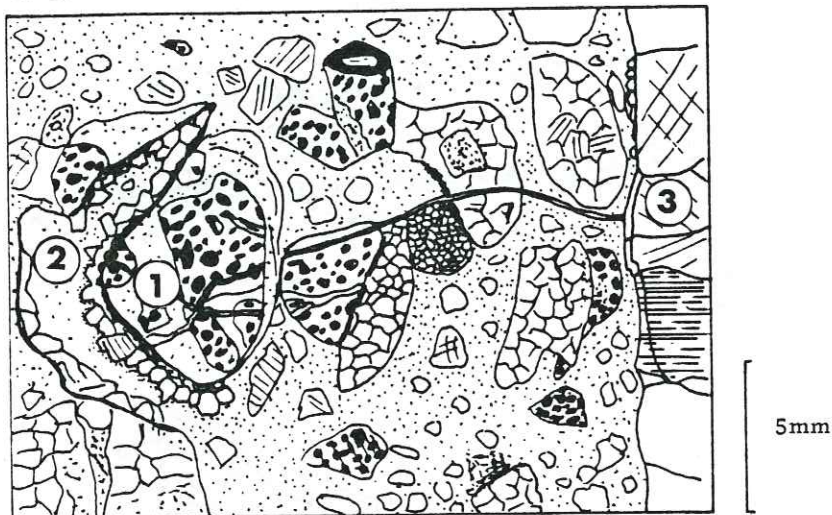
Dans leur grande majorité, les fractures observées recoupent tout matériel dolomitisé (dolomicrite ou rhomboèdres). Au niveau des deux accidents (échantillons GG 43 et GG 8), l'extrême densité de la fracturation met en évidence au moins trois étapes successives présentant des caractères particuliers (ferruginisation des épontes ou colmatage par de grands cristaux de calcite en mosaïque) (fig.128). L'enchevêtrement de ces fractures est tel qu'il est difficile d'en déchiffrer d'avantage bien que celles-ci doivent être beaucoup plus nombreuses. Il est fréquent, en effet, de voir d'anciennes fractures, représentant des zones particulièrement fragiles, reprises par de nouvelles étapes de fracturation. La stylolitisation est importante.

- Dans l'ensemble dolomitisé

L'intensité de la fracturation décroît rapidement au NW de la faille. Les fractures n'ont pas la même apparence que dans les calcaires à Rudistes: généralement bien colmatées par un liseré ocre, sans doute ferrugineux, parfois légèrement ouvertes avec une cimentation calcitique en mosaïque.

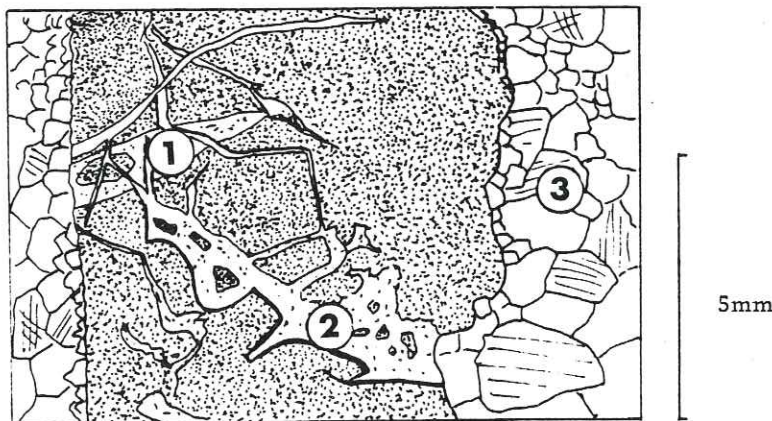
2) *Les fractures postérieures à la dolomitisation initiale, entraînant une légère dolomitisation tardive de remplissage*

Ce type de fracture est exceptionnel puisqu'il n'a été observé que dans 5 lames et à une échelle microscopique. Ce sont des fractures ouvertes, colmatées en plusieurs étapes. Un des stades de cristallisation correspond à la formation d'une frange de demi-cristaux rhomboédriques de dolomite au niveau des épontes (fig.129). Il s'agirait dans ce cas d'une dolomite de cimentation ou de remplissage (décrite dans les dolomies formées en milieux karstique et paléoaquifère par M'RABET (1979)), dont la précipitation est conditionnée par la présence de vides et par la faible salinité du milieu.

GG 8

Mylonite au niveau de la faille majeure F

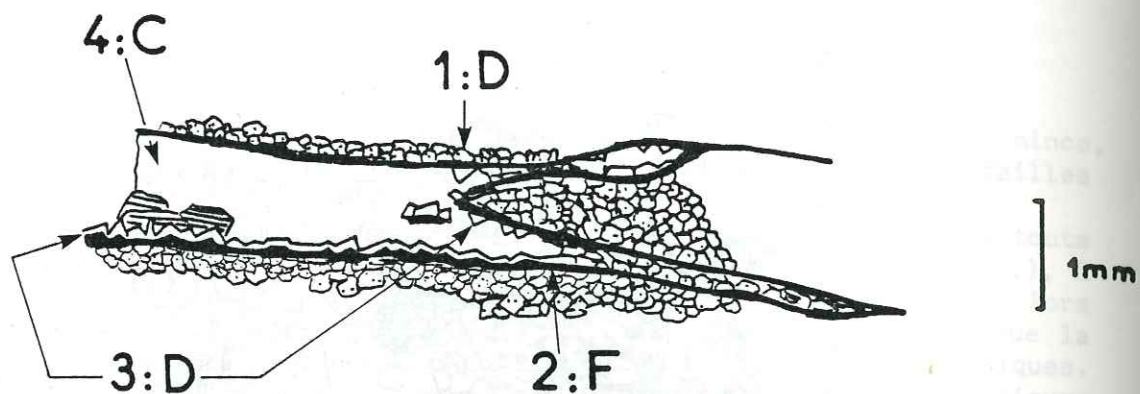
- 1 Fracturation des éléments bréchiques
- 2 Fractures avec ferruginisation des épontes et plusieurs remplissages superposés.
- 3 Fractures centimétriques, remplies de cristaux de grande taille de calcite en mosaïque.

GG 43

Mylonite au niveau de la faille mineure, dans les calcaires à Rudistes.

- 1 Fracture ancienne, recoupée, par les autres étapes de fracturation.
- 2 Fractures avec ferruginisation des épontes.
- 3 Fractures importantes remplies de grands cristaux de calcite en mosaïque.

GG 9



GG 56

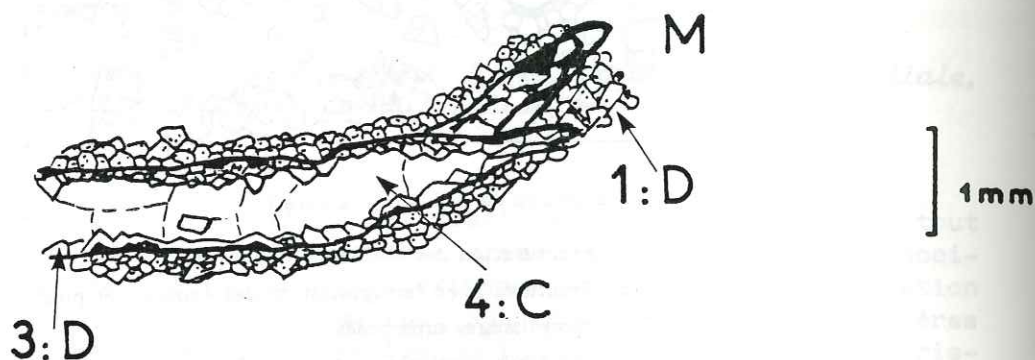


Fig 129 : Les fractures liées à une dolomitisation tardive de remplissage, montrant trois stades de cimentation liés à la fracturation.

- 1 : D : dolomie encaissante souvent calcitisée par dédolomitisation
- 2 : F : fracturation suivie d'une ferruginisation des épontes (liseré noir)
- 3 : D : cimentation dolomitique en demi-cristaux rhomboédriques au niveau des épontes
- 4 : C : colmatage de la fissure par de larges cristaux de calcite en mosaïque.
- M : mylonite

Ces fractures à légère cimentation dolomitique sont rencontrées aussi bien dans l'ensemble dolomitisé (GG 9 et GG 56) que dans les calcaires à Rudistes à proximité de la faille majeure (GG 5, GG 6, GG 7).

B - OBSERVATIONS EN CATHODOLUMINESCENCE

L'observation des lames minces en cathodoluminescence va permettre de mieux caractériser les divers types de fractures au niveau de la faille et dans chaque compartiment.

1) *Au niveau et à proximité de la faille, dans les calcaires à Rudistes*

En lumière naturelle, trois générations de fractures avaient pu être mises en évidence. L'observation en cathodoluminescence permet, elle aussi, de définir au moins trois types de fractures d'après les caractères de leur remplissage (teintes de luminescence, zonation des cristaux).

- La fracturation la plus importante est caractérisée par une luminescence jaune-orange vif, et contient de nombreux éléments du faciès originel qui n'apparaissent pas en lumière naturelle (pl.VI, photos 1, 2, 3 et 4).

- Le deuxième type de fracture présente un remplissage de luminescence jaune à jaune-orange vif. Les différents cristaux de remplissage ne sont pas individualisés, l'ensemble paraît relativement homogène (pl.VI, photo 5).

- Le troisième type de fracture est caractérisé par un remplissage en cristaux zonés, de forte luminescence orange ou jaune. Il s'observe très bien dans les échantillons GG 7 et GG 8. D'après l'évolution de la zonation et des teintes de luminescence, il semblerait que le colmatage de la fissure se soit fait en plusieurs étapes (pl. VI, photos 6, 7 et 8).

1e étape: développement des cristaux polygonaux de luminescence orange;

2e étape: formation de trois zones (a, b et c) de même épaisseur, de luminescence jaune à orange;

3e étape: développement de zones plus fines, plus serrées que les précédentes et de luminescence plus orangée;

4e étape: remplissage des méats subsistants entre les cristaux par un matériel de luminescence orange et parfois noire.

On peut remarquer que la croissance des cristaux se fait toujours selon le même schéma géométrique, puisqu'on n'observe pas de troncatures entre les différents systèmes de zones.

Les teintes de luminescence du matériel de remplissage de ces divers types de fractures varient du jaune à l'orange. On peut penser qu'il s'agit principalement de matériel calcitique.

2) *Dans l'ensemble dolomitisé*

Deux types de fractures peuvent être distingués. Elle ne sont généralement que peu visibles en lumière naturelle et présentent des caractères différents de ceux précédemment observés.

- Un premier type de fracture est caractérisé par un colmatage en plusieurs étapes (pl.VII, photos 1, 2, 3 et 4).

- . 1e étape: formation, au niveau des épontes de cristaux demi-rhomboédriques, parfois zonés, de luminescence rouge;
- . 2e étape: cimentation tardive, caractérisée par une luminescence noire, non uniforme, parfois rouge sombre ou parsemée de points luminescents rouge vif;

Ce type de fracture est bien souvent indécélable en lumière naturelle (pl.VII, photo 1). Dans certains cas, au contraire, il est nettement visible et il est possible de distinguer les deux étapes de cimentation. Il semble, en effet, correspondre aux "fractures postérieures à la dolomitisation initiale, entraînant une légère dolomitisation tardive de remplissage" (§ IV.A.2., fig.129). On y avait effectivement décrit des cristaux rhomboédriques le long des épontes, et une cimentation tardive colmatant le reste de la fissure. On peut, de plus, remarquer que les teintes de luminescence des demi-cristaux rhomboédriques sont nettement rouges; elles peuvent correspondre à celles d'une cimentation dolomitique.

En lumière naturelle, ces fractures avaient un caractère exceptionnel puisqu'elles n'étaient observées que très rarement, et à une échelle microscopique. En cathodoluminescence, par contre, elles s'avèrent être beaucoup plus nombreuses et de plus grande importance. Dans tous les cas, elles recoupent les rhomboèdres du faciès encaissant, elles semblent donc être postérieures à la dolomitisation initiale de ces calcaires.

- Un deuxième type de fracture présente une cimentation de remplissage de luminescence jaune à orange. Ces fractures sont généralement très fines et peu nombreuses (pl.VII, photo 4). Elles ne sont pas visibles en lumière naturelle.

C - CONCLUSION

L'étude de la fracturation sur le terrain et en lame mince (lumière naturelle) a permis:

- de distinguer au moins trois générations de fractures;
- de remarquer que, dans leur majorité, ces fractures ne paraissent pas liées aux phénomènes de dolomitisation, à l'exception de quelques rhomboèdres de dolomite dans leur cimentation de remplissage.

Les observations en cathodoluminescence ont permis de compléter ces données en apportant des éléments nouveaux.

. Au niveau de la faille principale, au moins trois systèmes de fractures ont pu, là aussi, être mis en évidence. Leur remplissage présente dans tous les cas une luminescence jaune à orange, caractérisant plutôt une cimentation calcitique.

. La fracturation principale, au niveau de la faille, présente, en cathodoluminescence, de nombreux rhomboèdres dans le ciment de remplissage. Ces rhomboèdres ont une luminescence orange et sont absolument invisibles en lumière naturelle. Ce nouvel élément permettrait ainsi de penser que ce système de fracturation a pu jouer un rôle dans les phénomènes de dolomitisation observés dans les calcaires à Rudistes. La nature initiale de ce remplissage est maintenant complètement occultée par l'importante calcitisation qui a eu lieu par la suite et qui a emprunté le même système de fracture, rendant très difficile toute observation sur le terrain et en lumière naturelle.

. L'ensemble dolomitisé est caractérisé par un type de fissures qui n'apparaît pas dans les calcaires à Rudistes. Elles sont colmatées par deux types de ciment : le premier est formé de demi-rhombèdres présentant une luminescence rouge, le second correspond à un remplissage plus ou moins uniforme, de luminescence noire à rouge sombre. Ce type de fracture, d'après les teintes de luminescence et l'aspect des cristaux, semblerait lié à des phénomènes de dolomitisation, mais est postérieur à la dolomitisation originale de ces calcaires (cristaux recoupés).

V - ETUDE DE LA POROSITE

On peut observer trois types de porosité:

- la porosité naturelle du faciès;
- la porosité de fractures, de joints de bancs ou de stylolites;
- la porosité liée aux phénomènes de dédolomitisation.

Pour mieux comprendre les mécanismes de dissolution qui sont à l'origine de ces trois types de porosité, il est nécessaire d'analyser, de part et d'autre de la faille, les phénomènes liés à la recristallisation (dolomitisation et calcitisation) et à la fracturation.

Ces observations, résumées dans un tableau (fig.130) mettent en évidence plusieurs points:

- la fracturation est maximale entre les deux failles, dans les calcaires à Rudistes. Elle est présente cependant à un degré moindre dans presque tous les autres échantillons;
- la recristallisation du faciès et la formation des rhombèdres automorphes, caractéristiques des faciès de l'ensemble dolomitisé, apparaît dans les calcaires à Rudistes sur 3,5 m , à partir de la faille principale;
- la porosité observée dans les calcaires à Rudistes est surtout localisée dans les microfractures et les stylolites, alors que dans l'ensemble dolomitisé, il s'agit principalement d'une porosité de microgéodes, due à des phénomènes de dissolution dans les rhombèdres ou la masse recristallisée.

La porosité peut apparaître à l'échelle de l'affleurement, à l'échelle de la lame mince ou à l'échelle du cristal.

A - A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT

1) Observations

Dans les calcaires à Rudistes la porosité est très faible. On observe tout de même quelques exemples de fractures ouvertes (paragraphe II.E.).

Dans la formation dolomitisée, la porosité est directement appréciable sur le terrain. La dissolution est très importante au niveau des joints de bancs, avec la formation de cavités pluridécimétriques. Les cassures fraîches des échantillons montrent une surface poreuse, qui contraste avec celles des calcaires à Rudistes.

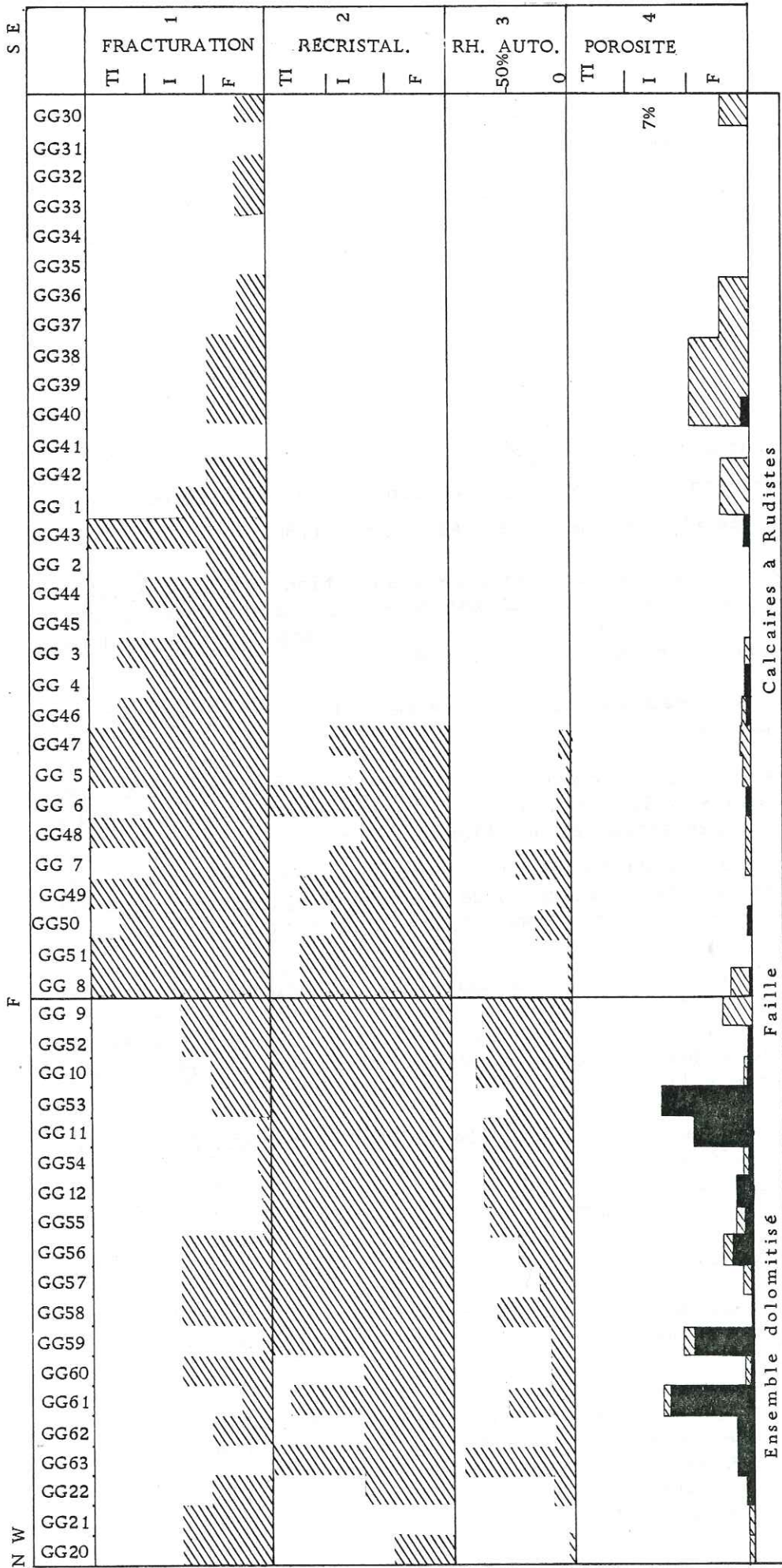


Fig 130 : Caractères principaux des échantillons observés en lame mince.
 1 intensité de la fracturation ; 2 intensité de la recristallisation dolomitique ou calcitique par rapport au pourcentage de faciès originel conservé ; 3 pourcentage de rhomboédres automorphes ; 4 importance de la porosité , en noir de dédolomitisation-dissolution , en hachures de fractures.
 TI : très important I : important F : faible .

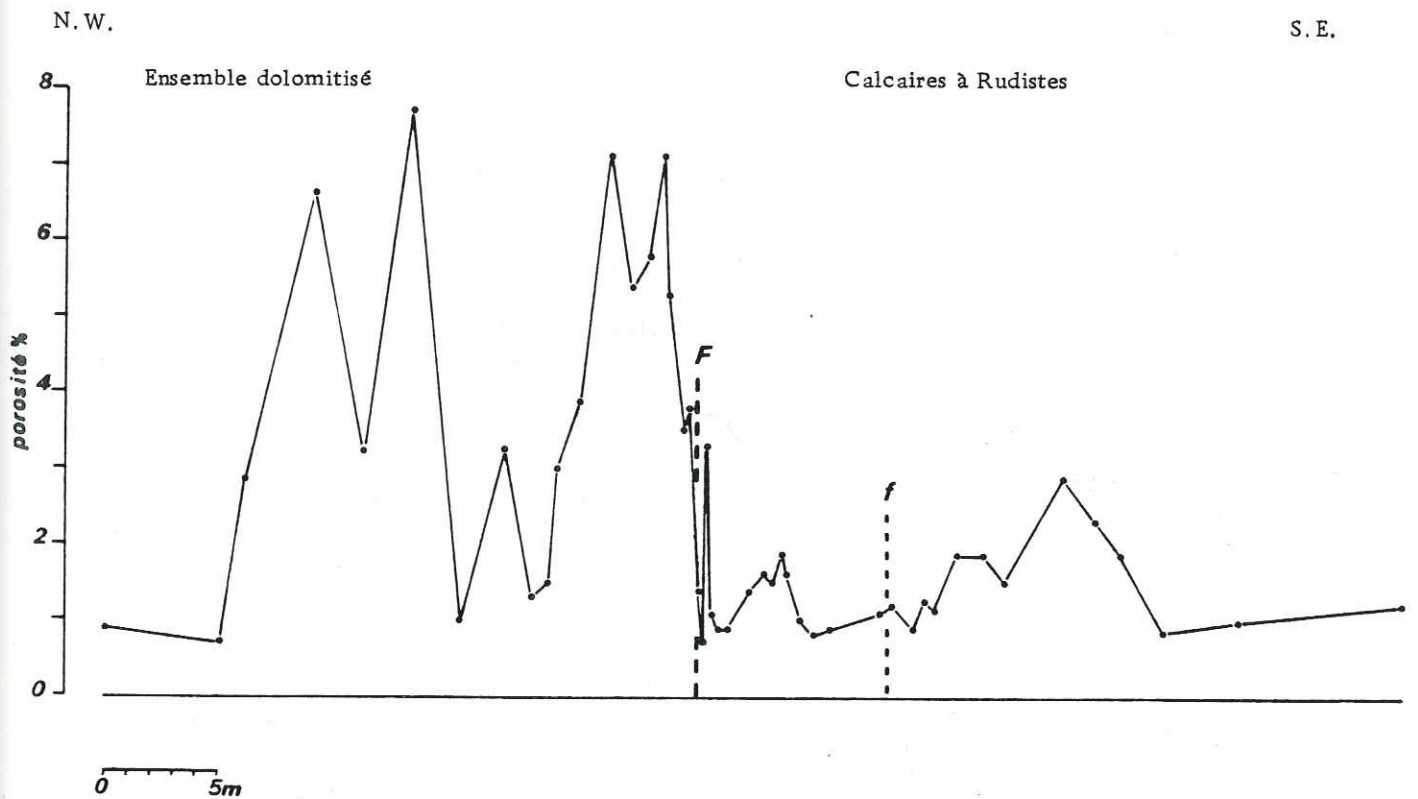


Fig 131: Evolution de la porosité à l'échelle de l'affleurement.

Dans les calcaires à Rudistes, la porosité est faible (1,4% en moyenne) et correspond essentiellement à une porosité de fissures (pl VII, photo 11)

Dans l'ensemble dolomitisé, la porosité atteint 8%, elle est surtout liée aux phénomènes de dédolomitisation (pl VII photos 5 à 9).

Les mesures de porosité vont confirmer ces observations.

2) Mesures

Les mesures de porosité, perméabilité et masse spécifique ont été effectuées sur 47 échantillons au laboratoire S.N.E.A.(P) de Boussens.

La distribution des valeurs de porosité permet de différencier les deux types de formations de part et d'autre de la faille F (fig.131).

Les calcaires à Rudistes ont une valeur moyenne de porosité de 1,43%.

La formation dolomitisée a une valeur moyenne plus élevée de 4,25 % (GG 20 et GG 21 mis à part, appartenant à un banc moins dolomitique).

B - A L'ECHELLE DE LA LAME MINCE ET DU CRISTAL

La porosité est généralement faible, parfois nulle, pouvant être rapidement localisée grâce à l'injection de la résine bleue dans le réseau poreux.

1) La porosité de fissures ou de stylolites

La porosité peut apparaître dans des fissures microscopiques ou le long des surfaces stylolitiques. Ce type de porosité correspond à la totalité du réseau poreux dans les calcaires à Rudistes (pl.VII, photo 11), alors qu'il n'occupe qu'une place peu importante dans l'ensemble dolomitisé (pl.VIII, photo 10).

2) La porosité liée aux phénomènes de dédolomitisation

Ce deuxième type de porosité est observé dans l'ensemble dolomitisé, les valeurs pouvant atteindre 8% environ (fig.131). Des figures de dédolomitisation peuvent aussi être observées dans les calcaires à Rudistes à proximité de l'accident, mais ne sont pas suivies par des phénomènes de dissolution comme dans l'ensemble dolomitisé.

a) La dédolomitisation

La dédolomitisation, de part et d'autre de la faille est très importante. Elle est aisée à mettre en évidence grâce à une forte réaction à l'acide chlorhydrique de tous les bancs sur l'affleurement et à l'ampleur de la coloration par l'alizarine.

Cette coloration rose permet de localiser rapidement les figures de calcitisation dans les rhomboèdres incolores de dolomite (plus difficilement toutefois dans les cristaux riches en inclusions sombres).

Cette calcitisation peut se faire de plusieurs façons dans les rhomboèdres originellement dolomitiques:

- par dédolomitisation complète, donnant naissance à des rhomboèdres à contours flous, remplis d'une mosaïque de cristaux calcitiques minuscules (GG 47, fig.132);

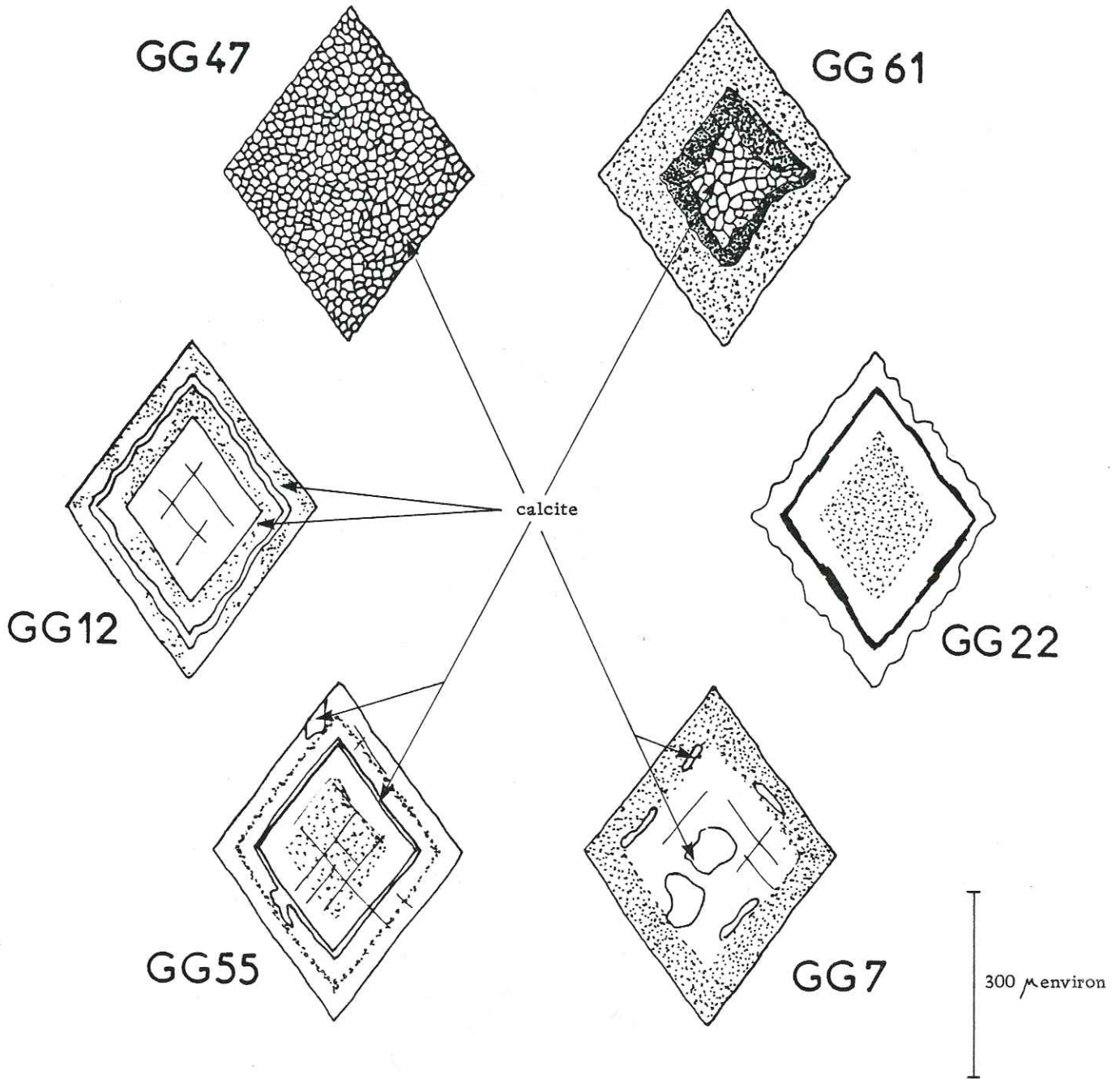


Fig 132: Quelques figures de dédolomitisation

- GG 47 : calcitisation complète par une mosaïque de petits cristaux.
 GG 61 : calcitisation centrifuge.
 GG 22 : corrosion centripète par dédolomitisation.
 GG 12 }
 GG 55 } calcitisation affectant une zone, en inclusion ou en plage irrégulière.
 GG 7 }

GG 6 1

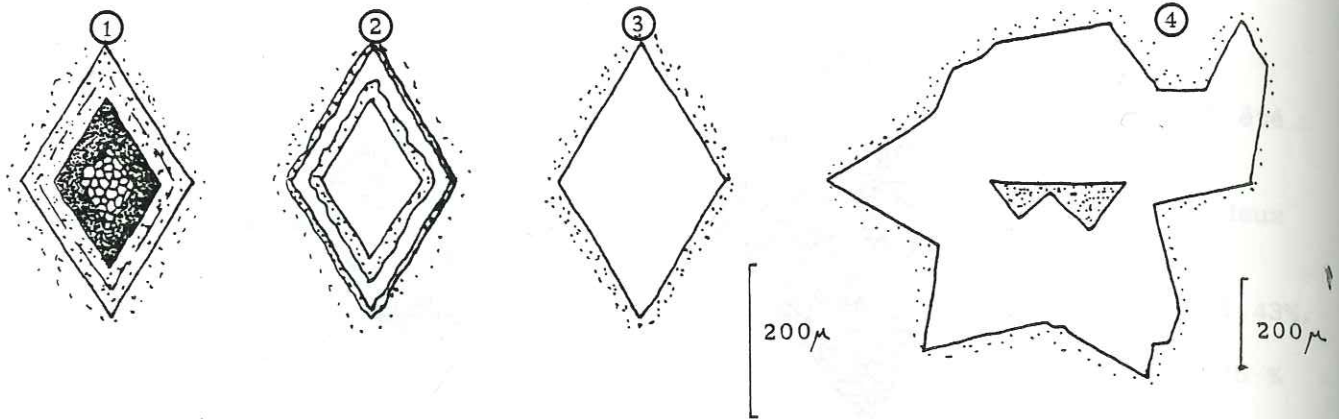


Fig 133: Porosité liée à la dédolomitisation.



vides

- 1 Calcitisation au centre du cristal.
- 2 Dissolution partielle de la calcite respectant la structure zonée du cristal.
- 3 Dissolution totale du cristal.
- 4 Dissolution de plusieurs cristaux.

GG 12

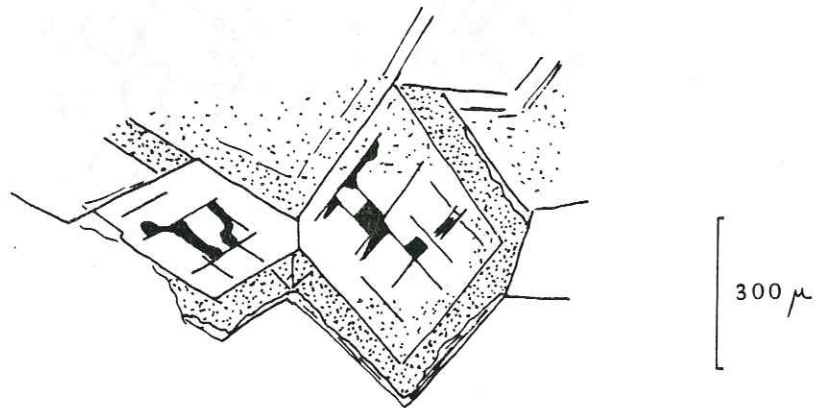


Fig 134 :Dissolution le long des plans de clivage des cristaux rhomboédriques.

(en noir : cavités de dissolution)

- par dédolomitisation centrifuge, avec recristallisation de calcite au centre du rhomboèdre (GG 61, fig.132);
- par dédolomitisation centripète corrodant les pourtours du rhomboèdre (GG 22, fig.132);
- par dédolomitisation partielle affectant une zone, respectant la structure du rhomboèdre ou bien en plages ou inclusions de forme quelconque (GG 12, GG 55, GG 7, fig.132);

b) La dissolution

b.1. La porosité intracristalline

La calcite qui s'installe après dédolomitisation du cristal peut ensuite être dissoute. Ces figures de dissolution sont parfois le point de départ d'une porosité importante. Elles ne sont connues que dans l'ensemble dolomitisé au NW de la faille.

. Dissolution selon les zonations du rhomboèdre.

Dans un même échantillon (GG 61, fig.133, pl.VII, photos 5 et 6), il est possible d'observer différents stades de dissolution qui peuvent se succéder dans le temps de la façon suivante:

- calcitisation au centre du cristal;
- dissolution partielle de la calcite respectant la structure zonée du rhomboèdre;
- dissolution totale.

Les différentes étapes sont comparables à celles décrites par EVAMY (1967).

. Dissolution au niveau des plans de clivage du rhomboèdre

Les clivages correspondent en effet à des plans de discontinuité qui favorisent la circulation des fluides et la formation d'un réseau poreux à l'échelle microscopique (fig.134 pl.VII, photo 9).

b.2. La porosité intercristalline

Quelques échantillons de l'ensemble dolomitisé possèdent une porosité intercristalline entre les rhomboèdres de dolomite. Dans ce cas, il semblerait que le faciès n'ait été que peu dédolomitisé; la dolomite étant peu soluble, la dissolution s'effectue préférentiellement au niveau du ciment intercristallin (pl.VII, photo 8).

c) La poronécrose

La porosité intercristalline peut être ultérieurement colmatée par la précipitation de calcite dans les vides résiduels. On peut observer dans ces échantillons des plages de grands cristaux de calcite colorés en rose par l'alizarine renfermant parfois des rhomboèdres dolomitiques détachés du faciès encaissant (pl.VII, photo 7).

VI - CONCLUSION

Le but de cette étude était, d'une part, de mettre en évidence une dolomitisation des calcaires à Rudistes à proximité d'un accident majeur qui les met en contact anormal avec un ensemble dolomitique, et, d'autre part, de tenter de déterminer l'origine et le mode de formation de cette dolomite.

A - LES PRINCIPAUX RESULTATS (fig. 135)

L'étude minéralogique (colorations, manocalcimétrie, diffraction X, cathodoluminescence) a montré qu'il s'agit de carbonates purs (97 à 100 %) constitués de calcite, de calcite magnésienne et/ou de dolomite. Elle a permis de distinguer quatre zones dans l'affleurement étudié.

- Au Nord Ouest l'ensemble dolomitisé comprend les zones 1 et 2. Connue à l'échelle régionale dans le Vercors cet ensemble correspond à des calcaires affectés par une dolomitisation plus ou moins précoce, mais toujours anté-tectonique, dont le mode de formation n'est pas toujours bien connu. Il est possible cependant que la porosité initiale de ces milieux (faciès à Cnidaires de la bordure de la plate-forme) ait favorisé l'apparition et la migration de la dolomite dans ces niveaux.

En plus de cette dolomitisation initiale, bien visible sur le terrain, malgré une importante dédolomitisation, et en lame mince (faciès généralement recristallisé, composé de rhomboèdres engrenés les uns dans les autres) (zone 1), on note, grâce aux résultats des diverses analyses, une augmentation des proportions de dolomite à proximité de l'accident (zone 2).

- A l'extrême Sud-Est de l'affleurement, les calcaires à Rudistes ne sont pas dolomitisés (zone 4). Cependant, sur une distance de quelques mètres, à proximité de la faille, on observe des rhomboèdres dolomitiques, parfois dédolomitisés (zone 3).

Un essai de caractérisation de ces phénomènes de dolomitisation de part et d'autre de l'accident a été tenté avec, principalement, l'étude de la morphologie des rhomboèdres en lame mince (lumière naturelle et cathodoluminescence).

Les rhomboèdres ont, de part et d'autre de l'accident, de nombreux points communs (zonations et teintes de luminescence comparables; alternances, le plus souvent, de zones rouges et de zones sombres). Cependant, il apparaît que dans l'ensemble dolomitisé, les rhomboèdres sont généralement plus complexes et parfois caractérisés par des zonations particulières (zones rouges fines et serrées) qui n'existent pas dans les calcaires à Rudistes.

L'étude de la fracturation à l'échelle de la lame mince, en lumière naturelle ou en cathodoluminescence, a permis des observations intéressantes qui n'avaient pas été possibles à l'échelle de l'affleurement:

- au niveau de la faille, trois systèmes de fractures au moins ont pu être mis en évidence. Dans les trois cas, le remplissage est de nature calcitique. La cathodoluminescence apporte un élément nouveau: des rhomboèdres calcitisés apparaissent dans le remplissage de la fracturation principale alors qu'ils sont totalement invisibles en lumière naturelle. Ces cristaux peuvent être considérés comme des témoins de phénomènes de dolomitisation, occultés par la suite par une importante calcitisation.

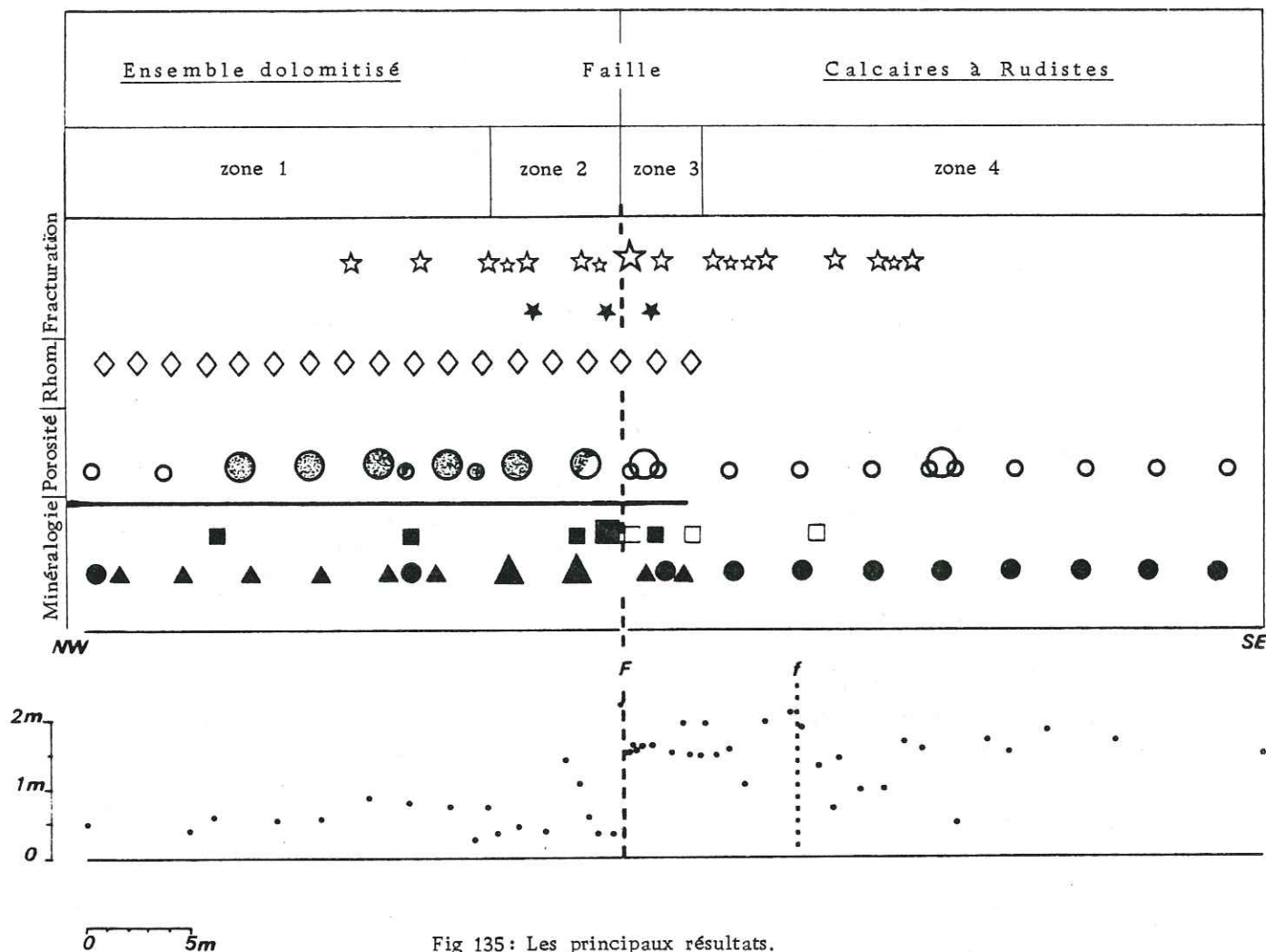


Fig 135: Les principaux résultats.

Identification minéralogique

- manocalcimétrie : ● calcite pure ▲ présence de calcite magnésienne
 ▲ calcite magnésienne abondante (40% 65%)
 diffraction X : □ calcite ■ présence de dolomite (15%)
 ■ dolomite abondante (90%)

Ampleur de la dédolomitisation — Présence de rhomboédres ◇

- Mesures de porosité ○ < 3% ○ > 3%
 ● porosité liée à la dédolomitisation
 ○ porosité due à la fracturation

Fracturation

- intensité : ★ liée à une légère dolomitisation (remplissage)
 ☆ > 6 fractures/m d'affleurement ☆ de 3 à 6 ☆ < 3

Les zones

- ensemble dolomitisé zone 1 : calcaires dolomitisés précocément
 zone 2 : dolomite plus abondante
 calcaires à Rudistes zone 3 : légère dolomitisation
 zone 4 : calcaires non dolomitisés .

- l'ensemble dolomitisé est caractérisé, en cathodoluminescence, par un système de fissures particulier qui n'apparaît que dans ce type de faciès. Ces microfissures présentent, au niveau de leurs épontes, des demi-cristaux rhomboédriques de même luminescence que celle du faciès encaissant.

En dépit des rhomboèdres de dolomite recoupés du faciès encaissant, ce type de fissure semble ainsi avoir suivi de près la dolomitisation initiale.

L'étude de la porosité a permis de définir plusieurs types de dissolution, caractérisant les deux ensembles en présence.

- Les calcaires à Rudistes sont essentiellement caractérisés par une porosité de microfissures. La porosité originelle du faciès est très faible (1 %);

- l'ensemble dolomitisé est généralement plus poreux (4,5 %). Il s'agit principalement d'une porosité liée aux phénomènes de dédolomitisation que l'on peut observer aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle de la lame mince. La dissolution peut être intercrystalline ou bien intracrystalline (respectant la zonation ou les plans de clivages du rhomboèdre). La porosité de microfissures est tout à fait mineure dans ce type de faciès.

B - L'INTERPRETATION

Les divers résultats obtenus permettent d'avancer une hypothèse de chronologie relative des différents événements, et d'autre part de tenter de les replacer dans un contexte tectonique régional. (fig. 136).

1ère étape: Dépôt, dolomitisation précoce des faciès supratidaux, lithification (Barrémien - Aptien inférieur);

2ème étape: Dolomitisation précoce ou plus ou moins précoce de niveaux particuliers, de forte porosité, appartenant généralement au domaine de la bordure de la plate-forme.

Cette deuxième étape se situe probablement entre le Barrémien et le début du Sénonien (Santonien).

3ème étape: Karstification. Les niveaux dolomitisés de la base du Barrémien supérieur sont le siège d'une importante karstification (dont une grande partie date sans doute de l'émersion du Turonien) avec création de drains et de conduits de grande taille, situés partout à peu près au même niveau stratigraphique (limite BS 2-BS 3), ce qui prouve l'absence des effets du plissement à cette époque. De plus un élément de datation est fourni par la présence de sables à Bryozoaires du Santonien dans des remplissages de ce système karstique, mis en place lors de la transgression du Crétacé supérieur.

4ème étape: Premier jeu de fractures correspondant à un système en extension, d'importance majeure, mettant en contact anormal les deux ensembles: calcaires à Rudistes et ensemble dolomitisé "précocement". Cette fracturation a permis une importante circulation des fluides, provoquant une remobilisation de la dolomite contenu dans l'ensemble dolomitisé. Cette dolomite a pu ensuite précipiter de nouveau à proximité de l'accident, dans les calcaires à Rudistes (zone 3), mais aussi dans l'ensemble dolomitisé

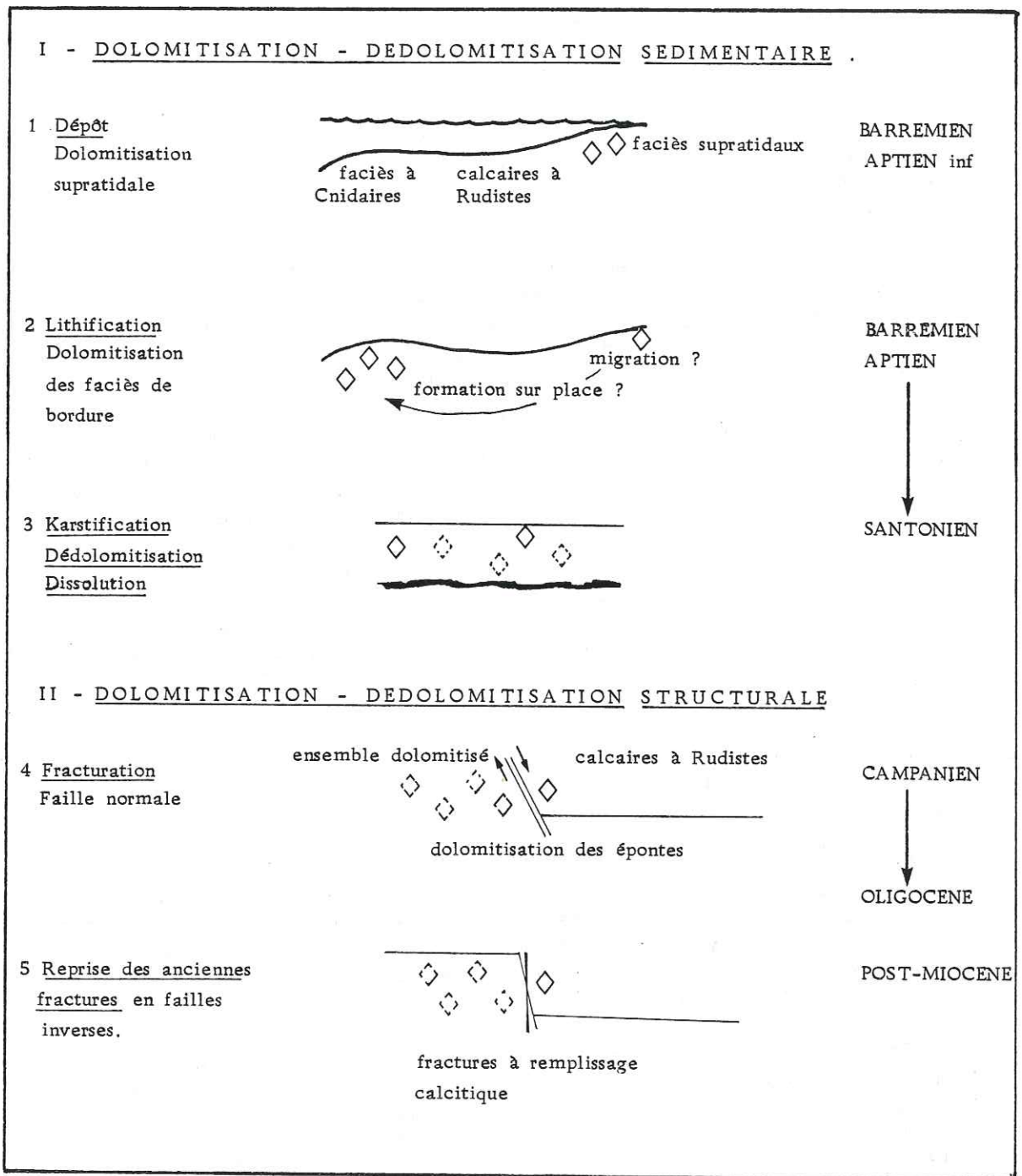


Fig 136: Essai d'interprétation . Chronologie relative des différents phénomènes de dolomitisation-dédolomitisation .

originellement (zone 3), ce qui expliquerait les nombreux points communs qui existent dans les diverses formes de cristallisation de part et d'autre de la faille.

Ce système de fracturation pourrait correspondre à une contrainte maximale N-S avec des failles N 0° à N 30° normales anciennes. Ce type de contrainte a pu se développer du Crétacé supérieur (Campanien) à l'Oligocène. On connaît en effet dans le Royans des fractures de ce type, ouvertes, érodées et remplies de sables rouges réputés éocènes, mais d'âge probable Sénonien supérieur (H. ARNAUD, 1981).

5ème étape: Nouvelles fractures empruntant la zone fragilisée que représente le premier système de fracturation. Ces fractures sont suivies d'une importante calcitisation. Celle-ci se traduit, au niveau des faciès encaissants par une dédolomitisation poussée au niveau des remplissages par une cimentation essentiellement calcitique.

Parmi ces fractures successives (au moins trois générations), quelques-unes, rares, permettent la remobilisation de dolomite qui précipite en petits cristaux dans les cimentations de remplissage. Cette précipitation tardive peut expliquer la concentration de dolomite à proximité de la faille dans les deux compartiments en présence (zone 2 et zone 3), bien mise en évidence par l'étude minéralogique (fig.135).

L'ampleur des dernières fracturations à remplissage calcitique rend pratiquement impossible l'analyse et l'observation des premiers systèmes de fractures liés aux phénomènes de dolomitisation "structurale" uniquement décelable en cathodoluminescence.

Cette dernière étape peut correspondre à la fracturation post-miocène qui se traduit en particulier dans la région par la reprise des anciennes cassures NS en failles inverses.

En ce qui concerne les phénomènes de dissolution qui sont à l'origine du réseau poreux, il est difficile de leur donner un âge, même relatif. Il est possible cependant de penser que la dissolution liée à la dédolomitisation, observée dans l'ensemble dolomitisé, correspond à un phénomène tout à fait ancien, plus ou moins contemporain de la karstification antétectonique du Crétacé supérieur.

En effet, on peut remarquer qu'il n'existe pas de dissolution dans les rhomboèdres dédolomitisés des calcaires à Rudistes, alors qu'ils présentent des caractères comparables à ceux de l'ensemble dolomitisé. La dissolution dans les rhomboèdres de ce dernier ensemble pourrait donc être antérieure à la dolomitisation "structurale" des calcaires à Rudistes à proximité de l'accident. Le deuxième type de porosité, liée à la fracturation, n'occupe qu'une importance mineure dans l'ensemble dolomitisé, alors qu'il constitue l'essentiel du réseau poreux dans les calcaires à Rudistes; cette dissolution est post-tectonique, mais ne peut être datée précisément.

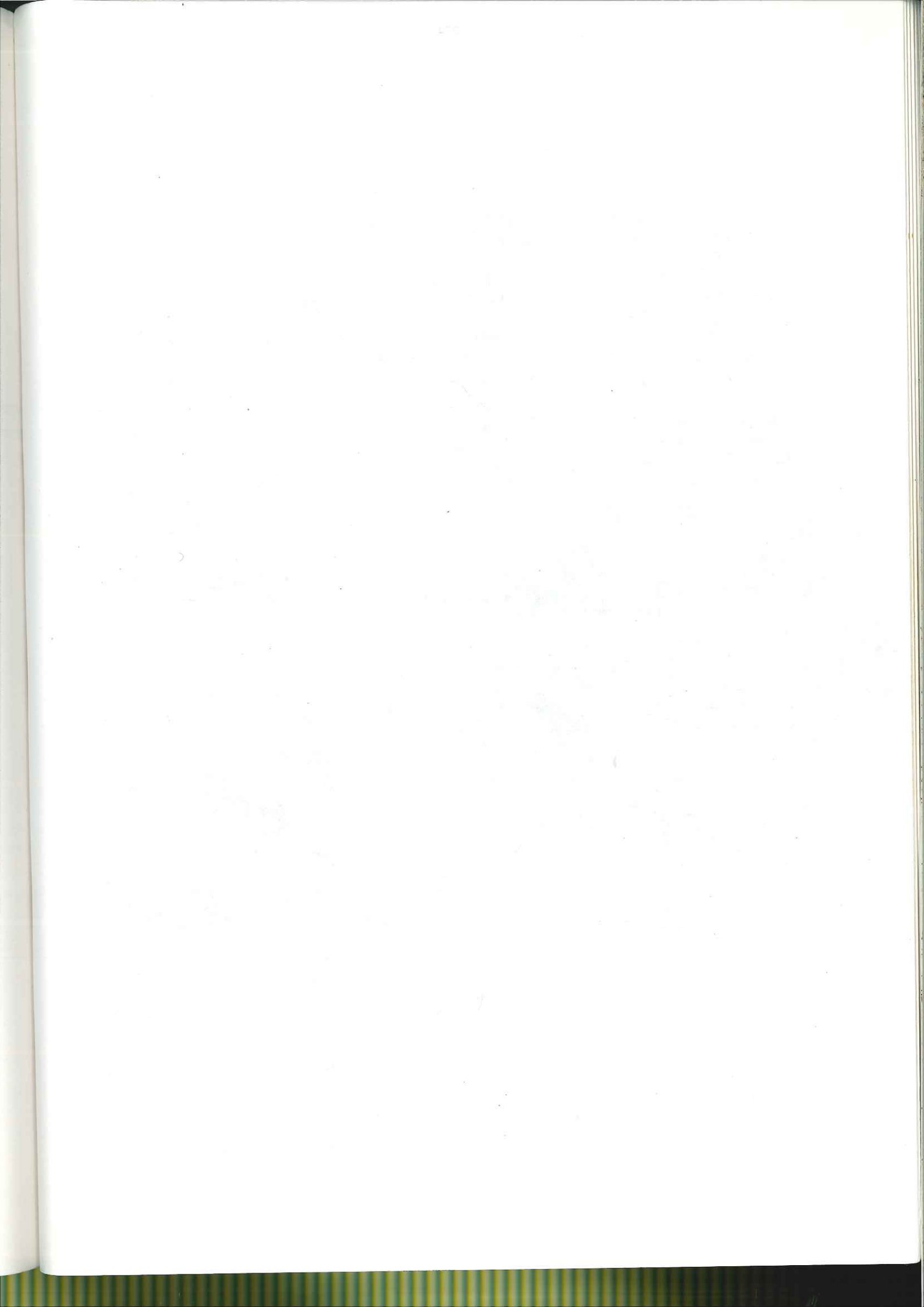


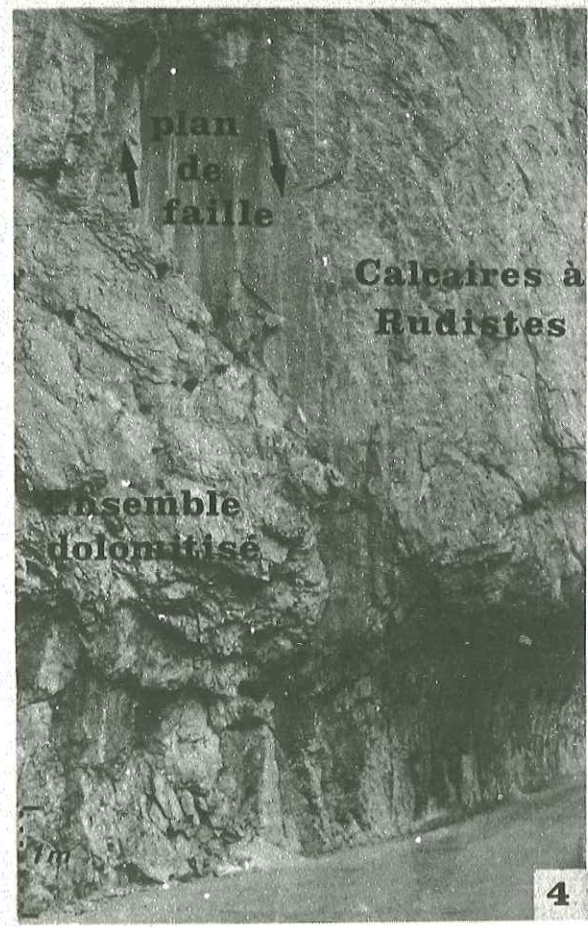
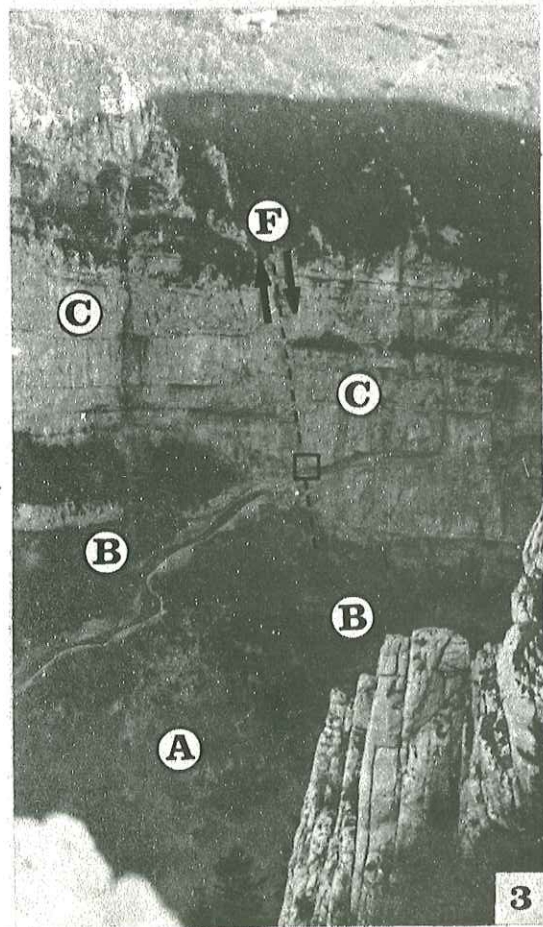
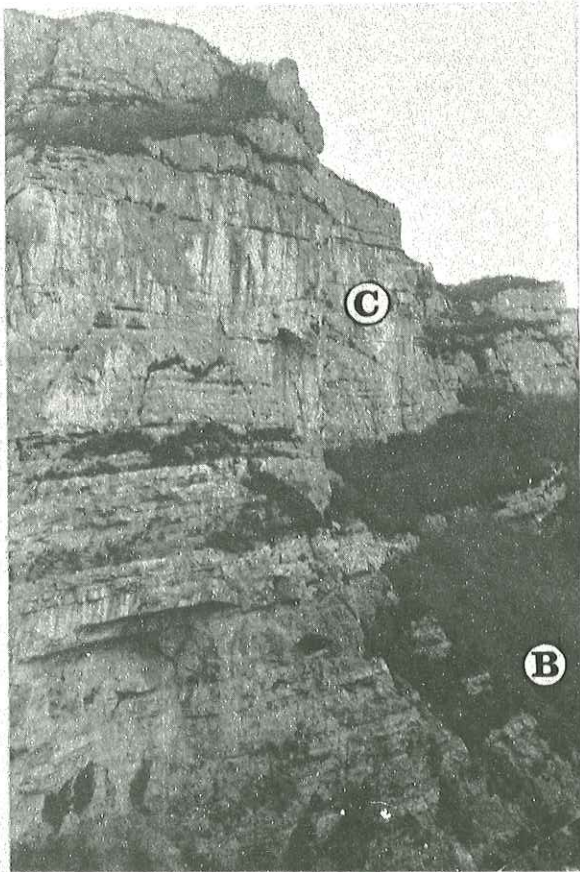
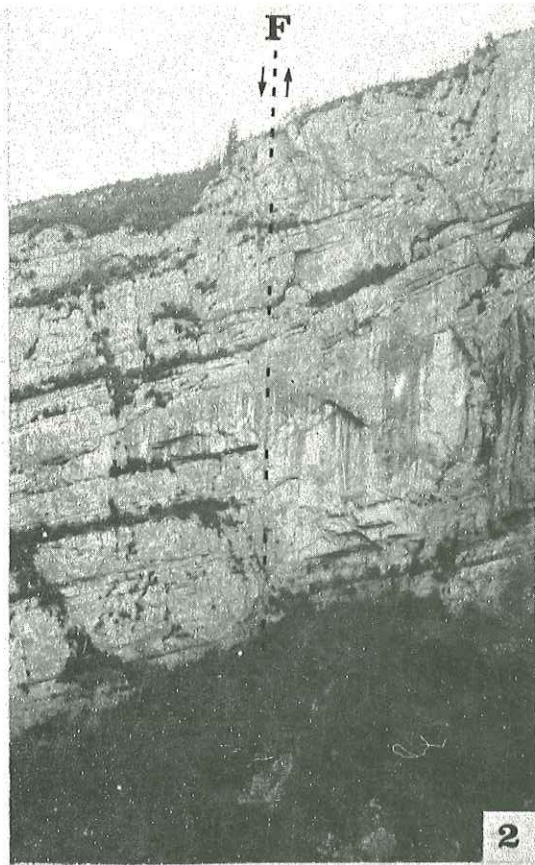
PLANCHE IV

1. Panorama des Rochers d'Echevis, en rive gauche de la gorge, montrant les trois ensembles lithologiques constitutifs de la série barrémobédoulienne; C: ensemble supérieur massif formé par les calcaires à Rudistes; B: ensemble médian lité dolomitisé avec quelques bancs non dolomitisés en relief (niveau marneux à la base); A: ensemble inférieur constitué de calcaires bioclastiques lités du Barrémien inférieur. La hauteur approximative de la falaise est de 500 m. Les affleurements étudiés se situent dans les deux ensembles supérieurs.

2. Prolongement de la faille dans les Rochers d'Echevis, en face et au Sud de l'affleurement étudié. L'accident n'est souligné que par l'interruption des bancs et des joints, aucun plan, ni miroir n'est visible. La photo a été prise à quelques mètres à l'Est de la photo précédente (1).

4. La faille et son miroir au niveau de l'affleurement étudié, le long de la route des Grands Goulets. A droite (S.E.) les calcaires à Rudistes, à gauche (N.W.) la formation dolomitisée.

3. Importance de la faille et emplacement de l'affleurement étudié. Le rejet vertical est d'une trentaine de mètres. (A.B.C. définis dans la légende de la photo 1).



A

1

2

3

4

PLANCHE V

Etude de la morphologie des rhomboèdres

1 à 4: Comparaison en lumière naturelle et en cathodoluminescence de la morphologie des rhomboèdres de part et d'autre de l'accident: dans les calcaires à Rudistes à 1m au SE de la faille (GG7, photos 1 et 2), dans l'ensemble dolomitisé à 3,5m au NW de la faille (GG12, photos 3 et 4).

1 et 3: Photos en lumière naturelle de rhomboèdres de taille et de zonation comparables (1:GG7; 3:GG12).

2 et 4: Prises de vue des mêmes rhomboèdres en cathodoluminescence. Une zonation apparaît nettement, correspondant à une alternance de zones de luminescence rouge, sans doute dolomitiques et de zones sombres: 1:centre de luminescence variable, sombre en GG12, jaune-orange pour GG7 sans doute de nature plus calcitique; 2: une zone rouge, bien marquée en GG12, presque imperceptible pour GG7; 3: une zone sombre, sensiblement de même épaisseur dans les deux cas; 4: une zone rouge, mieux marquée que la première, nette en GG7, plus irrégulière en GG12; 5: une zone sombre qui n'apparaît que dans le rhomboèdre GG12, légèrement luminescente.

Ces deux types de rhomboèdres ont des points communs (teintes de luminescence proches, même type de zonation), mais paraissent légèrement plus complexes dans l'ensemble dolomitisé (photo 4) que dans les calcaires à Rudistes (photo 2).

5. Coalescence des dernières zones périphériques délimitant des groupes de cristaux. (Prise de vue en cathodoluminescence, échantillon GG10 appartenant à l'ensemble dolomitisé au NW de la faille).

6. Zonation particulière de rhomboèdres de l'ensemble dolomitisé (prise de vue en cathodoluminescence échantillon GG9, ensemble dolomitisé à proximité de l'accident). Cette zonation, non visible en lumière naturelle, présente en cathodoluminescence des zones rouges et sombres, fines, nombreuses et serrées.

7. Vue en lumière naturelle d'un îlot de faciès conservé présentant des rhomboèdres flous, caractérisés par un centre sombre et une zone périphérique (échantillon GG8, calcaires à Rudistes au niveau de la faille).

8. Vue en cathodoluminescence de la même plage que sur la photo 7. Le centre et la zone périphérique de chaque rhomboèdre ont une luminescence tranchée et sont plus visibles qu'en lumière naturelle. Sur les bords de la photo, apparaît le ciment essentiellement calcitique (luminescence orange) de la fracturation principale.

C à R: Calcaires à Rudistes

E D: Ensemble dolomitisé

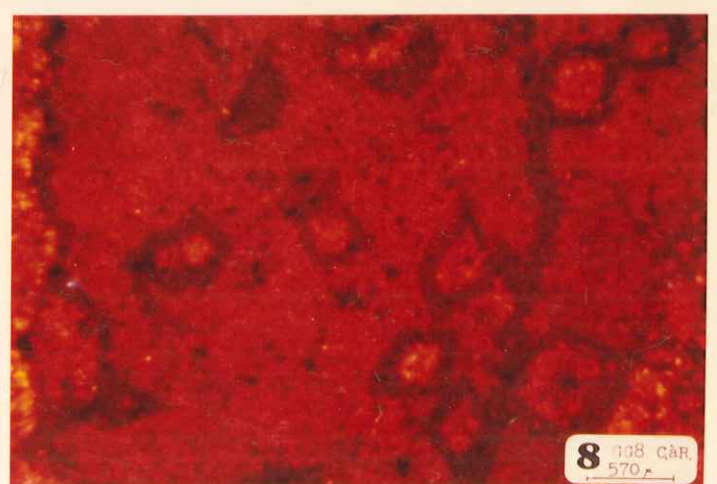
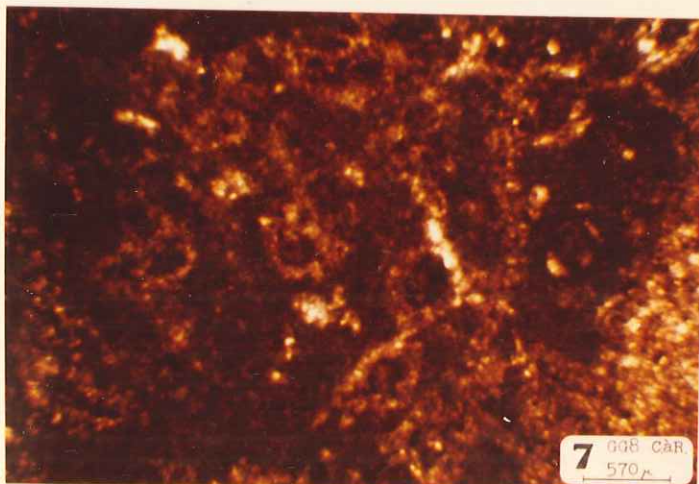
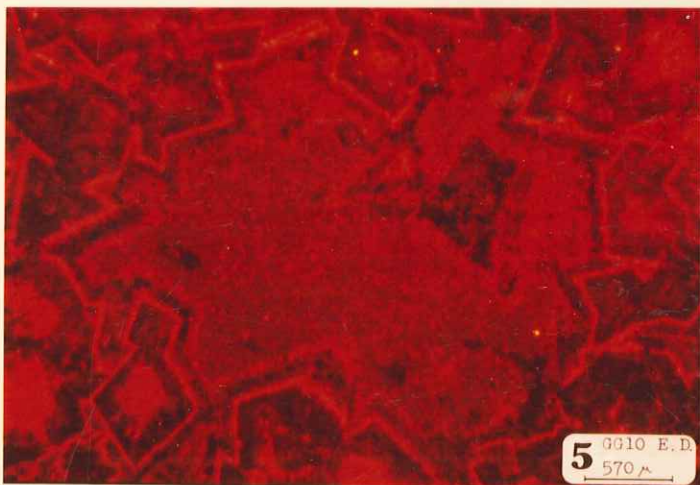
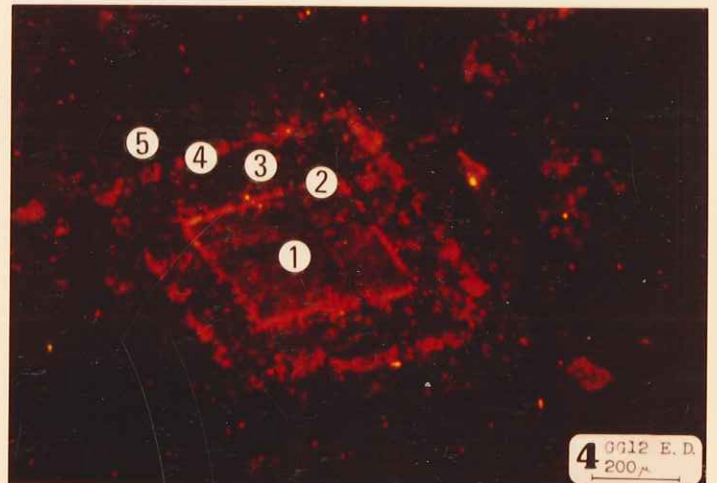
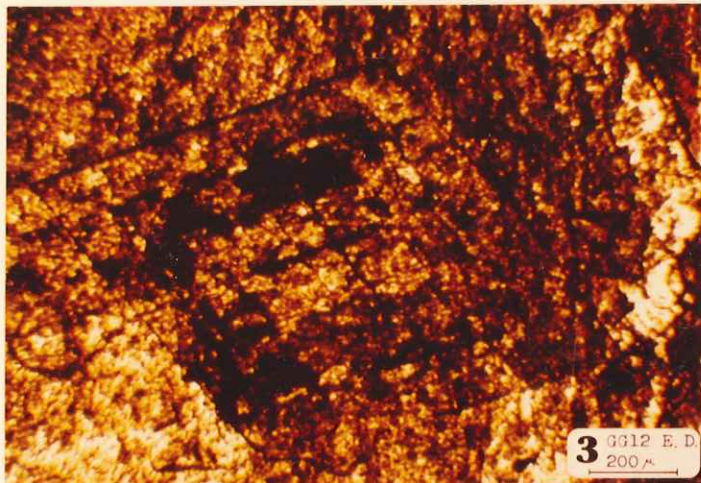
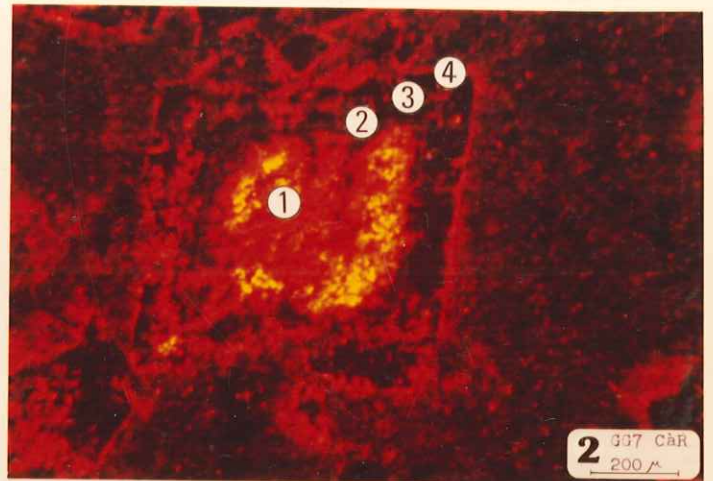
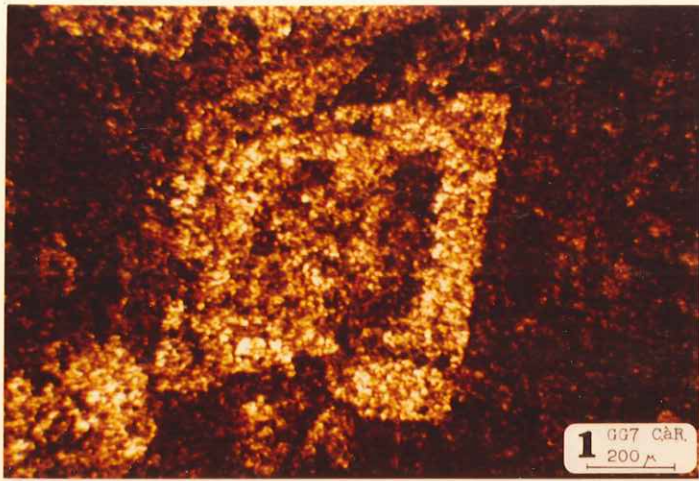
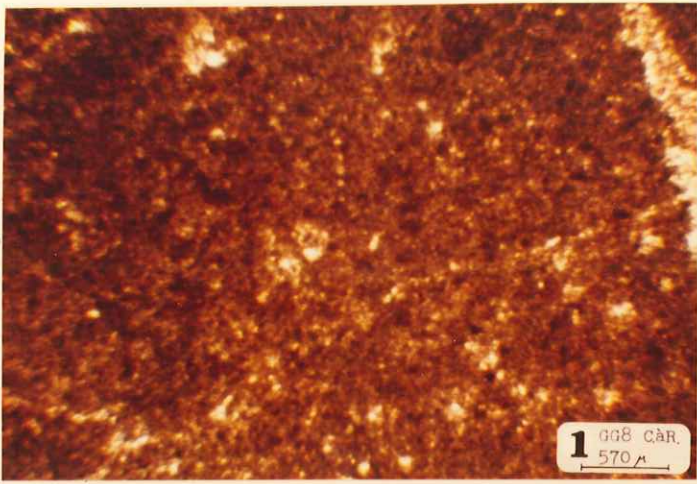


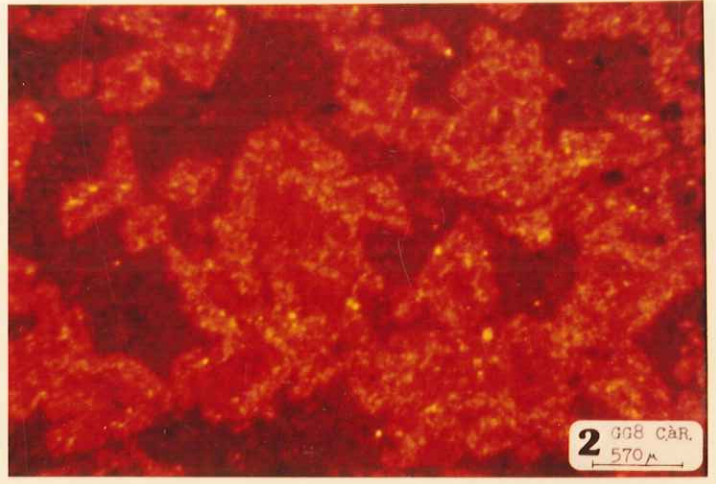
PLANCHE VI

Etude de la fracturation

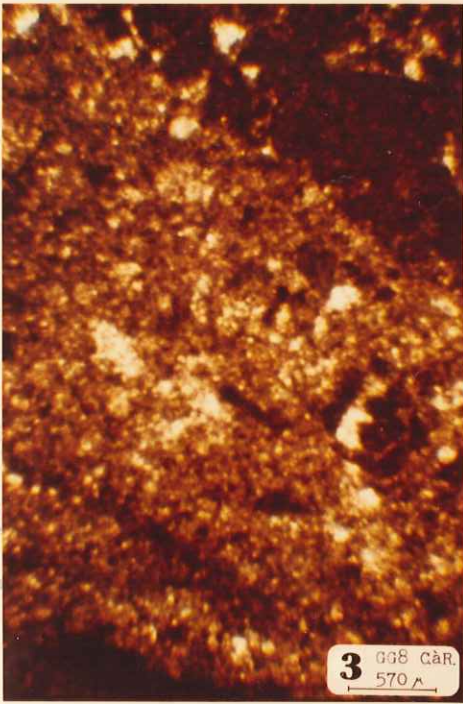
1. Photo en lumière naturelle du remplissage du système de fracturation principale. Il s'agit d'une recristallisation fine, plus ou moins homogène où n'apparaît aucun rhomboèdre (GG8, calcaires à Rudistes au niveau de l'accident majeur).
2. Vue en cathodoluminescence de la même plage que sur la photo 1. Des rhomboèdres isolés ou groupés, de luminescence orange vif apparaissent dans la matrice recristallisée. Cette observation permet de penser que ce système de fracturation est lié à des phénomènes de dolomitisation tardive, complètement occultés ensuite par une importante calcitisation. (Les rhomboèdres, sans doute de nature dolomitique à l'origine ont été calcitisés par la suite comme le prouve leur teinte de luminescence ainsi que leur recristallisation qui n'apparaît pas en lumière naturelle).
3. Photo en lumière naturelle d'un autre type de remplissage de la fracturation principale. Il n'apparaît pas de grande différence avec celui de la photo 1 (GG8, calcaires à Rudistes au niveau de l'accident majeur).
4. Vue en cathodoluminescence de la même plage que sur la photo 3. Les teintes de luminescence sont jaune-orange, caractéristiques d'une cimentation calcitique. De nombreux éléments apparaissent dans la matrice recristallisée, de luminescence orange sombre, comparable à celle du faciès encaissant, visible dans le coin supérieur droit.
5. Photo en cathodoluminescence d'au moins deux types de fractures. 1: remplissage de la fracturation principale, de luminescence orange, contenant de nombreux éléments du faciès encaissant. 2: fracture postérieure à la fracturation principale, présentant un remplissage homogène, de luminescence jaune (GG8, calcaires à Rudistes au niveau de l'accident majeur).
6. Photo en lumière naturelle d'une fracture dont le remplissage correspond à une mosaïque de gros cristaux de calcite. Des rhomboèdres apparaissent dans le faciès encaissant (GG7, calcaires à Rudistes, à 1 m au SE de la faille).
7. Vue en cathodoluminescence de la même plage que sur la photo 6. Le remplissage de la fracture présente une forte luminescence jaune-orange, typique d'une cimentation calcitique. Une zonation apparaît nettement dans les cristaux, correspondant à une alternance de zones jaunes ou oranges. Dans le faciès encaissant, la couleur de luminescence est nettement plus rouge: rouge vif pour la zonation intracristalline des rhomboèdres, rouge sombre pour le reste du faciès, mettant ainsi en évidence une cimentation de nature plutôt dolomitique.
8. Détail en cathodoluminescence de la photo 7. La zonation des cristaux apparaît très nettement et met en évidence plusieurs étapes dans le colmatage de la fissure. 1: développement de cristaux polygonaux de luminescence orange; 2: formation d'une séquence de 3 zones (a, b, c) de même épaisseur de luminescence jaune à orange; 3: développement de zones plus fines, plus serrées que les précédentes et de luminescence plus orangée; 4: remplissage des méats subsistant entre les cristaux par un matériel de luminescence orange et parfois noire.



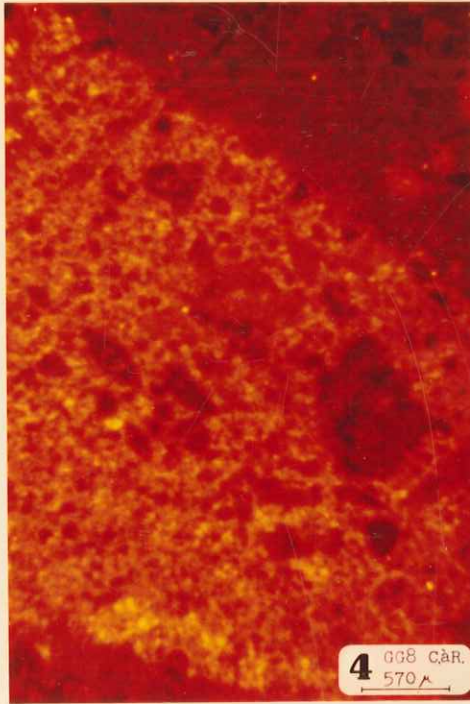
1 GG8 C&R.
570 μ



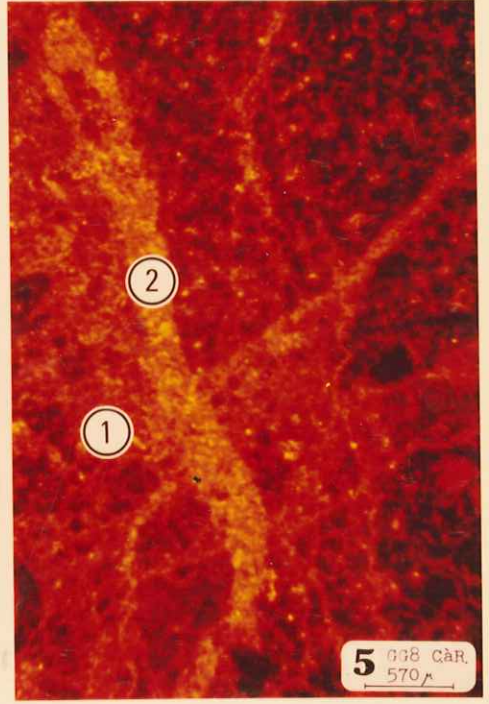
2 GG8 C&R.
570 μ



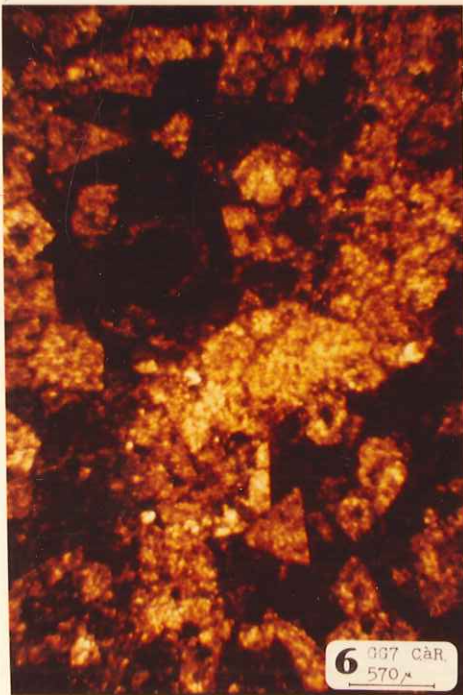
3 GG8 C&R.
570 μ



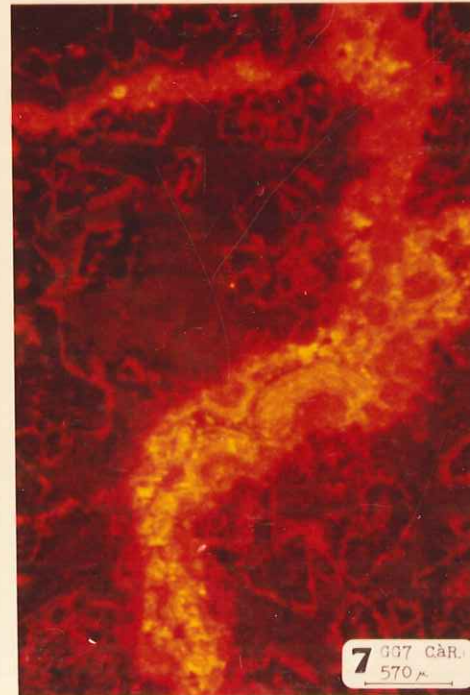
4 GG8 C&R.
570 μ



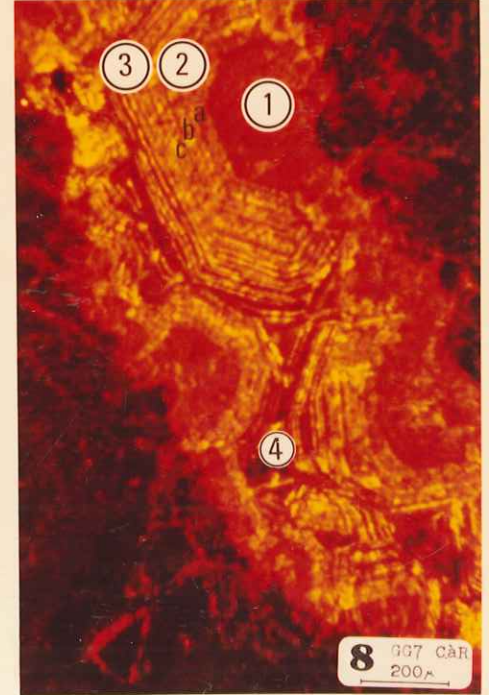
5 GG8 C&R.
570 μ



6 GG7 C&R.
570 μ



7 GG7 C&R.
570 μ



8 GG7 C&R.
200 μ

PLANCHE VII

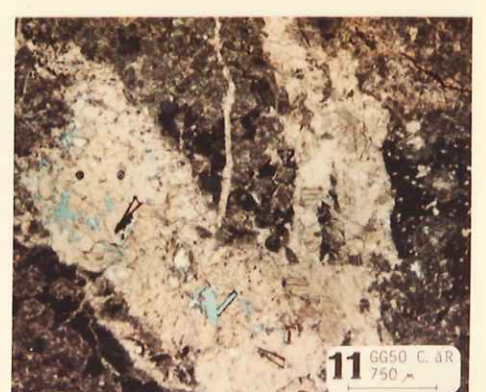
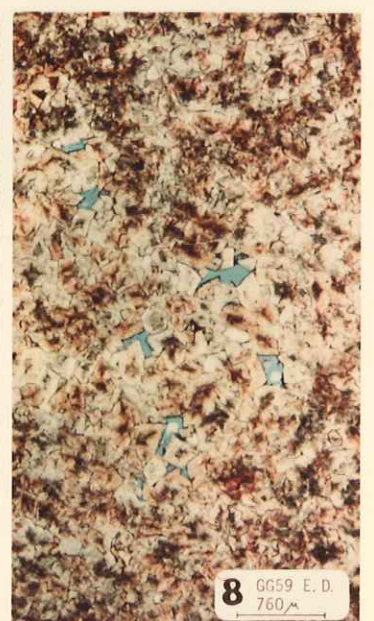
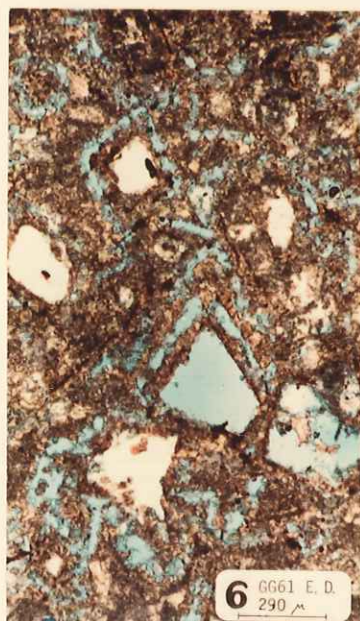
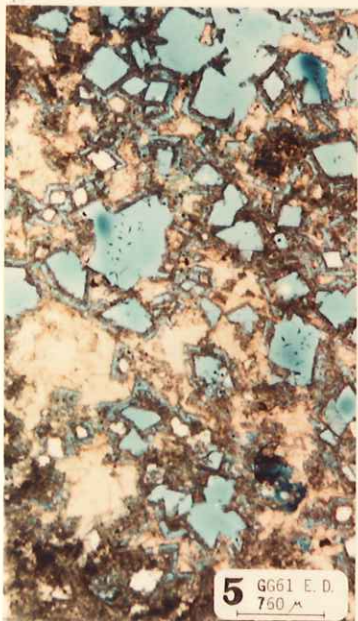
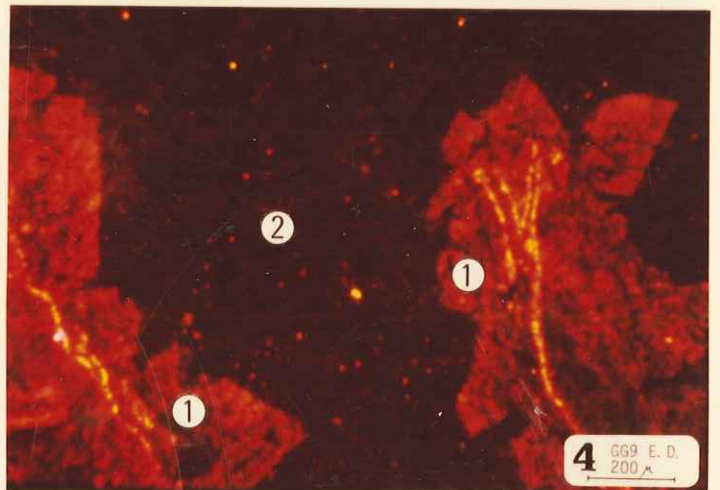
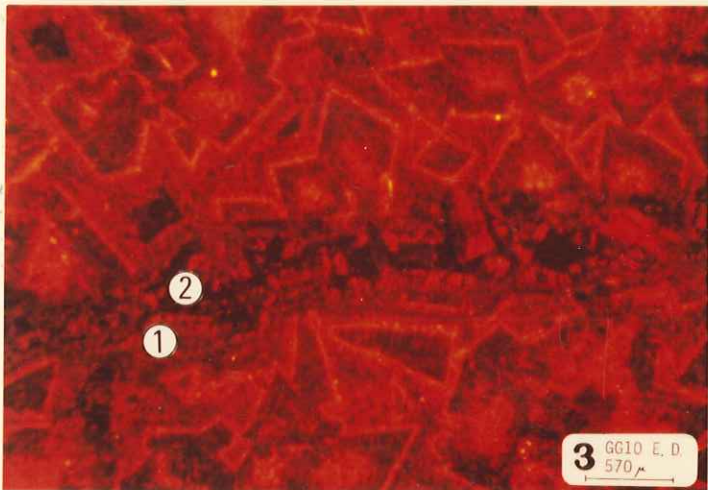
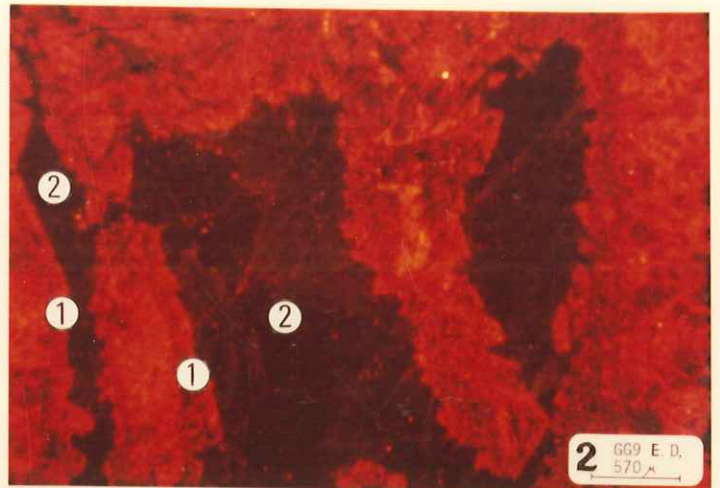
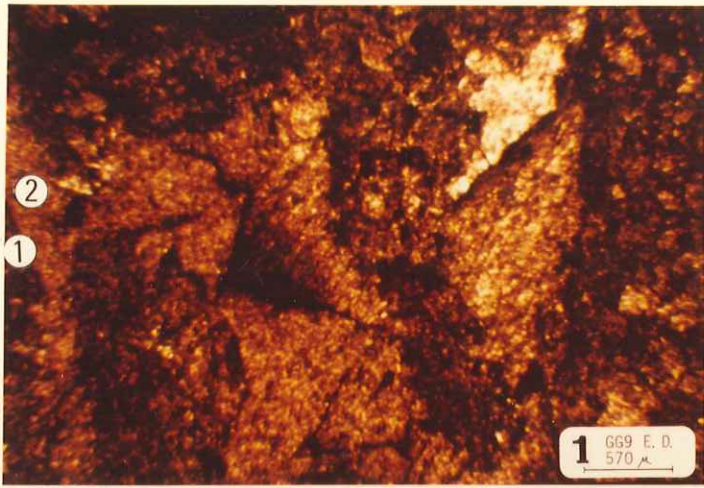
Etude de la fracturation

1. Photo en lumière naturelle d'un échantillon de l'ensemble dolomitisé. Les observations sont difficiles. On remarque cependant de larges cristaux contrastant avec la fine recristallisation de la matrice. De plus, à la limite gauche de la photo, on devine les deux stades de cimentation (1 et 2) d'une fissure, beaucoup plus visibles en cathodoluminescence (GG9, ensemble dolomitisé, au niveau de l'accident).
2. Vue en cathodoluminescence de la même plage que sur la photo 3. Un système de fracturation apparaît nettement, mettant en évidence deux étapes dans la cimentation de remplissage; 1: formation au niveau des épontes, de demi-cristaux rhomboédriques, parfois zonés, de luminescence rouge, de nature sans doute dolomitique; 2: cimentation tardive, caractérisée par une luminescence noire à rouge sombre, non uniforme. La luminescence du premier stade de cimentation est comparable à celle du faciès encaissant. Ce système de fracturation semble lié à des phénomènes de dolomitisation, mais est postérieur à la dolomitisation initiale du faciès (rhomboèdres recoupés, bien visibles sur la photo 3).
3. Photo en cathodoluminescence du système de fracturation typique des faciès de l'ensemble dolomitisé. Ce type de fractures, pratiquement invisible en lumière naturelle présente les deux stades de remplissage observés sur la photo précédente: croissance de demi-cristaux de luminescence rouge sur les épontes (1), suivie d'un remplissage de luminescence noire (2). Ils présentent des teintes de luminescence tout à fait comparables à celles des faciès encaissants. Ce système de fracturation, lié à des phénomènes de dolomitisation, recoupe nettement les rhomboèdres dolomitiques du faciès. Il semble donc être sinon contemporain, postérieur à la dolomitisation initiale de cet ensemble (GG10, ensemble dolomitisé).
4. Photo en cathodoluminescence, à un plus fort grossissement, du système de fracturation typique des faciès de l'ensemble dolomitisé. Les deux stades de remplissage 1 et 2 sont bien visibles. Au niveau des épontes, les demi-cristaux rhomboédriques sont nettement zonés (stade 1). On observe de plus, des microfissures, peu fréquentes, présentant un ciment de remplissage de teinte jaune ou jaune-orange, sans doute de nature calcitique. Elles ne sont pas visibles en lumière naturelle (GG9, ensemble dolomitisé).

Etude de la porosité

Clichés en lumière naturelle de lames minces colorées à l'alizarine (calcite en rose, dolomite incolore) injectées de résine bleue.

5. Porosité intracrystalline dans un échantillon de l'ensemble dolomitisé (GG61, ensemble dolomitisé). On observe différents stades de dissolution: dissolution au centre des rhomboèdres; dissolution des zones périphériques du cristal; dissolution de la totalité du rhomboèdre ou d'un groupe de rhomboèdres. Les vides observés, remplis de résine bleue correspondent à une porosité utile. Elle est de l'ordre de 8% dans cet échantillon (d'après les mesures sur plugs). On remarque d'autre part que le faciès est largement calcitifié (plages de calcite colorées en rose). Cette calcitification par dédolomitisation est sans doute à l'origine de l'importante dissolution observée dans ce faciès.
6. Détail de la porosité intracrystalline dans le même échantillon que précédemment (GG61). Le centre et certaines zones du rhomboèdre ont été dissouts, la dissolution affectant en priorité les parties calcitisées par dédolomitisation.
- 7.8. Porosité intercrystalline et poronécrose (GG9, ensemble dolomitisé). Le faciès étant peu dédolomitisé (faciès pratiquement incolore), la dissolution a affecté uniquement le ciment intercrystallin. Les rhomboèdres de dolomite ne montrent aucune trace de dissolution. Ces vides peuvent être ultérieurement colmatés par de larges cristaux de calcite en mosaïque (poronécrose) photo 7.
9. Porosité intracrystalline au niveau des plans de clivage des rhomboèdres (cristal le plus à droite) (GG9, ensemble dolomitisé). La dissolution est facilitée par les plans de discontinuité que représentent les clivages du cristal et aboutit à la formation d'un réseau poreux à l'échelle microscopique. Le rhomboèdre de gauche est affecté par un autre type de dissolution intracrystalline décrit dans les photos 5 et 6 localisé au centre et dans les zones du cristal.
10. Porosité de microfissures dans l'ensemble dolomitisé (GG10). Ce type de porosité n'occupe qu'une importance mineure dans ces faciès, par rapport à la porosité intra ou intercrystalline décrite précédemment.
11. Porosité de fissures dans les calcaires à Rudistes (GG50). Elle correspond à la totalité du réseau poreux dans ces calcaires (pourcentage moyen: 1,4%).



BIBLIOGRAPHIE

1914

1915

1916

1917

1918

1919

1920

1921

1922

1923

1924

1925

1926

1927

1928

1929

1930

1931

1932

1933

1934

1935

1936

1937

1938

1939

1940

1941

1942

1943

1944

1945

1946

1947

1948

1949

1950

1951

1952

1953

1954

1955

1956

1957

1958

1959

1960

1961

1962

1963

1964

1965

1966

1967

1968

1969

1970

1971

1972

1973

1974

1975

1976

1977

1978

1979

1980

1981

1982

1983

1984

1985

1986

1987

1988

1989

1990

1991

1992

1993

1994

1995

1996

1997

1998

1999

2000

2001

2002

2003

2004

2005

2006

2007

2008

2009

2010

2011

2012

2013

2014

2015

2016

2017

2018

2019

2020

2021

2022

2023

2024

2025

2026

2027

2028

2029

2030

2031

2032

2033

2034

2035

2036

2037

2038

2039

2040

2041

2042

2043

2044

2045

2046

2047

2048

2049

2050

2051

2052

2053

2054

2055

2056

2057

2058

2059

2060

2061

2062

2063

2064

2065

2066

2067

2068

2069

2070

2071

2072

2073

2074

2075

2076

2077

2078

2079

2080

2081

2082

2083

2084

2085

2086

2087

2088

2089

2090

2091

2092

2093

2094

2095

2096

2097

2098

2099

2100

2101

2102

2103

2104

2105

2106

2107

2108

2109

2110

2111

2112

2113

2114

2115

2116

2117

2118

2119

2120

2121

2122

2123

2124

2125

2126

2127

2128

2129

2130

2131

2132

2133

2134

2135

2136

2137

2138

2139

2140

2141

2142

2143

2144

2145

2146

2147

2148

2149

2150

2151

2152

2153

2154

2155

2156

2157

2158

2159

2160

2161

2162

2163

2164

2165

2166

2167

2168

2169

2170

2171

2172

2173

2174

2175

2176

2177

2178

2179

2180

2181

2182

2183

2184

2185

2186

2187

2188

2189

2190

2191

2192

2193

2194

2195

2196

2197

2198

2199

2200

BIBLIOGRAPHIE

- AMIEUX P. (1981) - La cathodoluminescence dans les roches sédimentaires. Applications sédimentologiques et diagénétiques. Thèse de 3ème cycle, Univ. Cl. Bernard (Lyon I) 212 p., 51 fig., 12 pl., 2 annexes.
- ARNAUD H. (1981) - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le Barrémo-Bédoulien des Alpes Occidentales entre Isère et Buech (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). Thèse de Doctorat es-Sciences Naturelles. Géologie Alpine, Mém. n°12, 3 vol., 804 p., 297 fig., 115 pl.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980) - Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys. L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes Occidentales). Thèse de Doctorat es-Sciences Naturelles Géologie Alpine, Mém. n°11, 3 vol., 873 p., 267 fig., 115 pl.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H. et THIEULOY J.P. (1976) - Bases nouvelles pour la stratigraphie des calcaires urgoniens du Vercors. Newsl. Stratig. Berlin, Stuttgart, t.5, fasc. 2.3, p. 143-159, 5 fig.
- BARTENSTEIN H. (1974) - Lenticulina (lenticulina) nodosa (Reuss 1863) and its subspecies worldwide index foraminifera in the lower Cretaceous. Eclogae geol. Helv. Vol. 67/3, pp. 539-562, 7 fig., 1 tab., 2 pl.
- BOICHARD R. et DRULLION G. (1982) - Genèse et évolution diagénétique des formations carbonatées et granulaires du Bajocien du Quercy: Evolution de leurs propriétés réservoirs. Thèse de 3ème cycle, Université de Bordeaux III, 320 p.
- BOURROUILH F. (1972) - Diagenèse récifale: calcitisation et dolomitisation. Leur répartition horizontale dans un atoll soulevé. Ile Lifou - Territoire de la Nouvelle Calédonie. Cah. ORSTOM sér. Géol., vol. IV, n°2, p.121-148.
- BOURROUILH-LEJAN F. (1973) - Les dolomies et leur genèse. Bull. Centre Rech. Pau SNPA.7, vol. 1, pp. 111-135, 7 fig., 4 pl.
- BUSNARDO R. (1965) - Le stratotype du Barrémien. Lithologie et macrofaune. Colloque sur le Crétacé inférieur. Lyon, 1963. Mém. B.R.G.M. Paris, vol.34, p. 101-116, 1 dépl.
- BUSNARDO R. (1965) - Rapport sur l'étage Barrémien. Colloque sur le Crétacé inférieur. Lyon 1963. Mém. B.R.G.M., Paris, vol.34, p.161-169.
- CAYEUX L. (1935) - Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées, calcaires et dolomies. Masson éd. Paris.
- CHAROLLAIS J. et al. (1981) - Livret-guide. Réunion en Haute-Savoie 25-27 mai 1981. Public. du Dépt. de Géol. et de Pal. de l'Univ. de Genève, 169 p.
- CHAROLLAIS J. et LOMBARD A. (1966) - Stratigraphie comparée du Jura et des chaînes subalpines, aux environs de Genève. Arch. Sc. Genève, 19/1, p. 49-81.
- CHOQUETTE P.W. and PRAY L.C. (1970) - Geology nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. The A.A.P.G. Bulletin, Vol.54, n°2, pp. 207-250, 13 fig. 3 tabl.
- CHOQUETTE P.W. and STEINEN R.P. (1980) - Mississippian non supratidal dolomite, Ste Genevieve Limestone, Illinois basin: evidence for mixed-water dolomitization. SEPM Special publication n°28, p. 163-196.
- CONRAD M.A. (1969) - Les calcaires urgoniens de la région entourant Genève. Ecl. Geol. Helv. Bâle, vol. 62, n°1, p. 179, 7 pl.

- COQUAND H. (1862) - Sur la convenance d'établir dans le groupe inférieur de la formation éréta-cée un nouvel étage entre le Néocomien proprement dit (couches à Ioxaster complanatus et à Ostrea couloni) et le Néocomien supérieur (Etage urgonien de d'Orbigny). Bull. Soc. Geol. France, Paris, t.19, p. 635.
- DEBELMAS J. et THIEULOY J.P. (1965) - Etage Hauterivien. Colloque sur le Crétacé inférieur. Lyon 1963. Mém. B.R.G.M. Paris, vol.34, p. 85-96.
- DARSAC C., ARNAUD-VANNEAU A. et ARNAUD H. (1982) - Les coupures sédimentologiques du Berriasien et du Valanginien entre le Jura méridional et les massifs subalpins septentrionaux. 9ème R.A.S.T. Paris, Soc. Géol. Fr. édit. Paris pp.180.
- DUNHAM R.J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of carbonate rocks, a symposium. A.A.P.G., Mém. 1, p. 108-121.
- ELF AQUITAINE (1975) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1: Eléments d'analyse. ELF AQUITAINE, Centre de Recherches de Boussens et de Pau.
- ELF AQUITAINE (1977) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2: Eléments d'interprétation. ELF AQUITAINE, Centres de Recherches de Boussens et de Pau.
- EVAMY B.D. (1967) - Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones. Journal of Sedimentary Petrology, vol.37, n°4, pp.1 204-1 215.
- FOLK R.L. (1959) - Practical petrographic classification of limestones. Bull. A.A.P.G. 43, 1, p. 1-38.
- FOURY G. (1968) - Le Crétacé inférieur des Alpilles. Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique. Géobios, Lyon n°1, p. 119-164, 12 fig., pl. 18-20.
- GAILLARD M. (1978) - Diagenèse et déformation des massifs à Rudistes. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. Thèse 3ème cycle, Paris 6.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1952) - Géologie dauphinoise. Initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble. Deuxième édition. MASSON et Cie, édit. Paris 391 p., 91 fig.
- GUILLAUME S. (1966) - Le Crétacé du Jura français. Bull. B.R.G.M. Paris, n°15, 217 p., 94 fig., 6 pl.
- HUMBERT L. (1976) - Eléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires. Tome 1: Description macroscopique et microscopique. Diagenèse, applications. Tome 2: Atlas pétrographique. Edition TECHNIP, Paris.
- INSTITUT FRANCAIS DU PETROLE (1959) - Le problème des dolomies. I: Relations entre mode de gisement et propriétés physico-chimiques des dolomies. II: Répartition des dolomies dans le Dinantien des Ardennes. Rev. Inst. Fr. Petrol., 14, p. 475-534.
- JAUTEE E. (1982) - Explication de la forme des massifs dolomitiques de remplacement dit tardif: exemples de dolomies structurales des environs de Castellane (Alpes de Haute-Provence, Sud-Est de la France). 9e R.A.S.T. Paris, p. 323.
- KILIAN W. (1888) - Description de la Montagne de Lure (Basses-Alpes). Thèse, Paris, 460 p.
- KUBLER B. (1961) - Sur quelques interstratifiés micas-montmorillonite. Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine 1414, p. 173-178.
- LOMBARD A. (1956) - Géologie sédimentaire, les séries marines. Masson, Paris et Vaillant-Calmanne, Liège, 722 p.
- LORY Ch. (1860) - Description géologique du Dauphiné pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province. Première partie. Savy, édit., Paris 240 p.
- LORY Ch. (1861) - Description géologique du Dauphiné pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province. Deuxième partie, Savy éd. Paris, p. 241-500.

- LORY Ch. (1864) - Description géologique du Dauphiné pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province. Troisième partie. Savy, édit. Paris, p. 501-747.
- MASSE J.P. (1976) - Les calcaires urgoniens de Provence. Valanginien. Aptien inférieur. Stratigraphie, Paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse de Doctorat d'Etat. Université d'Aix-Marseille II; U.E.R. Sciences de la mer et de l'environnement, Marseille, 445 p., 125 fig., 60 pl., 11 tabl.
- MICHARD A. (1969) - Les dolomies, une revue. Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine. T.22, fasc. 1, p. 1-92. Strasbourg.
- MIDDLEMISS F.A. (1981) - Lower Cretaceous Terebratulidae of the Jura region. Eclogae geol. Helv. Vol. 7413, p. 701-733, 16 fig., 1 pl.
- MORET L. et DELEAU P. (1960) - Notes de paléontologie savoisiennne: découverte d'Ammonites dans le Berrias et l'Urgonien des environs d'Annecy (Hte Savoie). Trav. du lab. de géol. de la faculté des Sciences de Grenoble, T.36, p. 43-44.
- MOULLADE M. et THIEULOY J.P. (1967) - Les zones d'Ammonites du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien vocontiens. C.R. de la Soc. Géol. de France, p. 226-230.
- M'RABET A. (1979) - Définition et signification de trois types pétrographiques de dolomite dans le Crétacé inférieur de la Tunisie centrale. Bull. Soc. géol. France, t.XXI, n°2 p. 161-168.
- PAQUIER V. (1898) - Sur le parallélisme des calcaires urgoniens avec les couches à Céphalopodes dans la région delphino-rhodanienne. C.R.A.S. Paris.
- PAQUIER V. (1900) - Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. Thèse. Imprimerie Alliers Frères, Grenoble, 402 p., 8 pl.
- PERES J.M. (1961) - Océanographie biologique et biologie marine. Vol.1. Presse universitaire de France, Paris 541 p.
- PERSOZ F. (1982) - "Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau Suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance". Matériau pour la carte géol. de la Suisse, 52 p., Commission géologique Suisse.
- PERSOZ F. et REMANE J. (1976) - Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien. Eclogae geol. Helv., vol. 69/1, p. 1-38 Bâle.
- POITEVIN E. (1979) - Modifications diagénétiques et déformations tectoniques du Dogger carbonaté en bordure nord du Causse Martel (France). Application à l'étude de l'évolution des propriétés réservoirs. Thèse 3e cycle, Bordeaux, 2 vol.
- PURSER B.H. (1975) - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse de Doctorat es-Sciences Naturelles. Université de Paris Sud 383 p., 183 fig.
- RENEVIER E. (1874) - Chronologie géologique. Extrait du compte-rendu du congrès géologique international de Zürich. Briedel et Cie, Edit. Lausanne, p. 523-695.
- REVIL J. (1911) - Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. Tome I Chambéry - Imprimerie Générale Savoisiennne, 622 p.
- REVIL J. (1913) - Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. Tome II. Chambéry - Imprimerie Générale Savoisiennne, 301 p.

- RICHTER Von D.K. (1974) - Entstehung und diagenese der devonischen und permotriassischen Dolomite in der Eifel. Contributions to Sedimentology, 2, pp. 1-101.
- SORNAY J. (1977) - Lexique stratigraphique international. Vol. VIII. Termes stratigraphiques majeurs: le Barrémien. Edit. du C.N.R.S., Paris 194 p.
- SCHROEDER R., CHAROLLAIS J. et CONRAD M.A. (1968) - Essai de biozonation au moyen des orbitolinidae dans les calcaires urgoniens de la Haute-Savoie et de l'Ain (France). C.R.A. Sciences Paris t. 267, p. 390-393.
- THIEULOY J.P. (1977) - Les Ammonites boréales des formations néocomiennes du Sud-Est français Géobios, vol. 10, fasc. 3.
- VIEBAN F., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H. et THIEULOY J.P. (1982) - Coupures sédimentologiques et stratigraphie de l'Hauterivien inférieur entre le Jura méridional et les massifs subalpins septentrionaux. 9e R.A.S.T. Paris, Soc. Géol. Fr. édit. Paris, pp.621.
- WALTHER J. (1893-1894) - Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft-3. Lithogenesis der Gegenwart. Fischer, Jena 535-1055.

CARTES CONSULTEES

Cartes à 1/250 000

- DEBELMAS J. (1979) - Carte géologique de la France à 1/250 000. ANNECY B.R.G.M.
- CHIRON J.C. et KERRIEN Y. (1979) - Carte géologique de la France à 1/250 000. LYON B.R.G.M.
- GIDON M. (1977) - Carte géologique simplifiée des Alpes Occidentales du Léman à Digne. feuille Nord. B.R.G.M. Didier-Richard.

Cartes à 1/80 000

- Carte géologique de la France 1/80 000 (1964)-3e édition NANTUA B.R.G.M.
- Carte géologique de la France 1/80 000 (1965). 2e édition St CLAUDE B.R.G.M.

Cartes à 1/50 000

- ARNAUD H., COMBIER J. et MONJUVENT G. (1975) - Carte géologique à 1/50 000 ROMANS S. ISERE . B.R.G.M.
- DEBELMAS J. et al. (1965) - Carte géologique à 1/50 000. VIF B.R.G.M.
- DONZE P. et ÉNAY R. (1972) - Carte géologique à 1/50 000. SEYSSEL B.R.G.M.
- GIDON P. (1970) - Carte géologique à 1/50 000. RUMILLY B.R.G.M.

LISTE DES FIGURES

	pages
Fig. 1 : Localisation géographique du secteur étudié dans le cadre géologique des Alpes Occidentales	14
Fig. 2 : Contexte géographique et localisation des coupes étudiées	16
Fig. 3 : Schéma structural de la région étudiée	16
Fig. 4 : Corrélations stratigraphiques entre les deux coupes schématiques des massifs subalpins de la région de Grenoble et du Jura Neuchâtelois	17
Fig. 5 : Aperçu paléogéographique du S.E. de la France au Néocomien	18
Fig. 6 : Carte des affleurements des terrains de l'Hauterivien et du Barrémo-Bédoulien	20
Fig. 7 : Tableau résumant les conceptions successives de la limite Hauterivien-Barrémien dans la région de Neuchâtel	23
Fig. 8 : Stratigraphie comparée des séries crétacées des domaines jurassien et subalpin	23
Fig. 9 : Comparaisons stratigraphiques et sédimentologiques du Jura savoisien à la région delphino-provençale	24
Fig.10 : Essai de biozonation dans les calcaires urgoniens	26
Fig.11 : Biozonation par l'ammonitofaune	28
Fig.12 : Répartition des principaux Orbitolinidés selon le découpage en membres du Barrémo-Bédoulien	29
Fig.13 : Zonations verticale, horizontale et paléogéographique d'une plate-forme carbonatée théorique	32
Fig.14 : Explication du tableau descriptif et légende des figurés	34
Fig.15 : Position du faciès 1 AQ dans la coupe de la Chambotte	37
Fig.16 : Superposition et agencement des faciès 1 et 2 dans la coupe de Sillens....	41
Fig.17 : Position du faciès 7 dans la coupe de Menthières	51
Fig.18 : Détail de la coupe de Menthières mettant en évidence la succession des faciès 5, 6 et 7	52
Fig.19 : Principaux caractères des faciès du bassin et du talus externe	54
Fig.20 : Superposition des faciès bioclastiques à Bryozoaires aux biomicrites à spicules de Spongiaires dans la coupe de Sillens	55
Fig.21 : Superposition des faciès bioclastiques à Bryozoaires aux bio micrites à spicules de Spongiaires par l'intermédiaire des biopelsparites dans la coupe du Semnoz.	56
Fig.22 : Superposition des faciès à intraclastes roulés aux biopelsparites à petits débris dans la coupe de la Chambotte	59
Fig.23 : Superposition et agencement des faciès à intraclastes roulés et des faciès oolitiques dans la coupe de Sillens	62
Fig.24 : Position des biosparites à débris de Cnidaires dans la coupe du Semnoz	65
Fig.25 : Position des biosparites bien classées à débris micritisés en bordure et des biosparites à oolites naines dans la coupe de la Chambotte	67
Fig.26 : Position des biomicrites à Bryozoaires, Rudistes et Madréporaires au sommet de la coupe de Menthières	69
Fig.27 : Position des biomicrites à Bryozoaires, Rudistes et Madréporaires dans la coupe du Bourget	70
Fig.28 : Principaux caractères des faciès de la bordure de la plate-forme	74
Fig.29 : Bloc-diagramme de la bordure de Type I	75
Fig.30 : Superposition verticale simplifiée des faciès de bordure de type I	75
Fig.31 : Bloc-diagramme de la bordure de type II	76
Fig.32 : Superposition verticale simplifiée des faciès de bordure de type II	76
Fig.33 : Superposition et agencement des faciès du domaine interne dans la coupe du Bourget	82
Fig.34 : Caractères principaux des faciès du domaine interne de l'étage infralittoral	83
Fig.35 : Position des faciès de transgression dans le sommet de la coupe du Bourget.	87

Fig.36 : Principaux caractères des faciès du domaine interne	89
Fig.37 : Modification des diffractogrammes après une décarbonatation plus poussée...	98
Fig.38 : Le contexte sédimentologique et stratigraphique	101
Fig.39 : Courbes de pourcentage relatif des argiles dans les coupes de Sillens et de Barterand	103
Fig.40 : Etude du pic à 10Å : illite-micas	105
Fig.41 : Les minéraux accessoires : quartz et goethite	108
Fig.42 : Répartition des argiles et des minéraux accessoires sur la plate-forme carbonatée	110
Fig.43 : Distribution des argiles en fonction du milieu de dépôt	111
Fig.44 : Associations minéralogiques d'un même type de faciès selon sa position stratigraphique dans une succession de séquences.....	112
Fig.45 : Caractères principaux des différents types de diffractogrammes	114
Fig.46 : Les différents types de diffractogrammes	115
Fig.47 : Représentativité des différents types de diffractogrammes	119
Fig.48 : Distribution des diffractogrammes en fonction du milieu de dépôt	120
Fig.49 : Répartition des 9 types de diffractogrammes sur la plate-forme carbonatée..	121
Fig.50 : Parallélisme entre courbe d'évolution séquentielle et position des roent - génofaciès	123
Fig.51 : Schéma stratigraphique des dépôts urgoniens de la région grenobloise	130
Fig.52 : Limites stratigraphiques et corrélations. L'Hauterivien inférieur et supérieur	142
Fig.53 : Limites stratigraphiques - Comparaisons avec les régions voisines.....	144
Fig.54 : Limites stratigraphiques et corrélations. Le Barrémien inférieur et supérieur dans les coupes méridionales	146
Fig.55 : Limites stratigraphiques et corrélations. Le Barrémien inférieur et supérieur dans les coupes septentrionales	147
Fig.56 : Corrélations entre le Sud du Vercors et le Jura méridional	148
Fig.57 : Répartition horizontale des faciès à la base des première et seconde séquences de l'Hauterivien	152
Fig.58 : Répartition horizontale des faciès au sommet de la première séquence de l'Hauterivien	152
Fig.59 : Répartition horizontale des faciès au sommet de la seconde séquence de l'Hauterivien	152
Fig.60 : Coupes schématiques représentant l'évolution des milieux de dépôt de l'Hauterivien supérieur au Barrémien supérieur	153
Fig.61 : Répartition horizontale des faciès à la base de la troisième séquence de l'Hauterivien	155
Fig.62 : Répartition horizontale des faciès au sommet de l'Hauterivien supérieur....	155
Fig.63 : Répartition horizontale des faciès à la base du Barrémien inférieur	155
Fig.64 : Répartition horizontale des faciès au sommet du Barrémien inférieur	156
Fig.65 : Répartition horizontale des faciès à la base de Barrémien supérieur	156
Fig.66 : Répartition horizontale des faciès dans la première séquence du Barrémien supérieur	156
Fig.67 : Répartition horizontale des faciès dans la deuxième séquence du Barrémien supérieur	157
Fig.68 : Répartition horizontale des faciès dans la troisième séquence du Barrémien supérieur	157
Fig.69 : Répartition horizontale des faciès à la base du membre BsAi	157
Fig.70 : Répartition horizontale des faciès dans le membre BsAi	159
Fig.71 : Légende des figurés des cartes de répartition de faciès	159
Fig.72 : Coupe schématique Est-Ouest de la région étudiée	162
Fig.73 : Découpage stratigraphique et séquentiel, évolution sédimentologique et minéralogique des assises hauterivo-barrémiennes	176
Fig.74 : Carte de localisation des coupes étudiées	180
Fig.75 : Carte schématique de localisation de la coupe de Sillens	182
Fig.76 : Coupe de Sillens, courbe d'évolution des microfaciès	183
Fig.77 : Coupe de Sillens, fréquence et distribution de la faune et courbe de pourcentage du quartz	184

Fig.78 : Coupe de Sillens : répartition de la faune	185
Fig.79 : Coupe de Sillens : tableau d'agencement des microfaciès	186
Fig.80 : Carte schématique de localisation de la coupe de Barterand	187
Fig.81 : Coupe de Barterand : courbe d'évolution des microfaciès	188
Fig.82 : Coupe de Barterand : répartition de la faune	189
Fig.83 : Coupe de Barterand : tableau d'agencement des microfaciès	190
Fig.84 : Carte schématique de localisation de la coupe de la Chambotte	191
Fig.85 : Coupe de la Chambotte : courbe d'évolution des microfaciès	192
Fig.86 : Coupe de la Chambotte : fréquence et distribution de la faune et courbe de pourcentage du quartz	193
Fig.87 : Coupe de la Chambotte : répartition de la faune	194
Fig.88 : Coupe de la Chambotte : tableau d'agencement des microfaciès	195
Fig.89 : Carte schématique de localisation de la coupe du Bourget	196
Fig.90 : Coupe du Bourget : courbe d'évolution des microfaciès	197
Fig.91 : Coupe du Bourget : répartition de la faune	198
Fig.92 : Coupe du Bourget : tableau d'agencement des microfaciès	200
Fig.93 : Carte schématique de localisation des coupes du Semnoz et de Crêt de Châtillon	201
Fig.94 : Coupe du Semnoz : courbe d'évolution des microfaciès	202
Fig.95 : Coupe du Semnoz : fréquence et distribution de la faune et courbe de pour- centage du quartz	202
Fig.96 : Coupe du Semnoz : répartition de la faune	205
Fig.97 : Coupe du Semnoz : tableau d'agencement des microfaciès	207
Fig.98 : Coupe du Crêt de Châtillon : courbe d'évolution des microfaciès	208
Fig.99 : Carte schématique de localisation de la coupe de Menthières et de Boge/ Confort	209
Fig.100 : Coupe de Menthières : courbe d'évolution des microfaciès	210
Fig.101 : Coupe de Menthières : fréquence et distribution de la faune et courbe de pourcentage du quartz	212
Fig.102 : Coupe de Menthières : répartition de la faune	214
Fig.103 : Coupe de Menthières : tableau d'agencement des microfaciès	216
Fig.104 : Coupe de Boge/Confort : courbe d'évolution des microfaciès	217
Fig.105 : Coupe de Boge/Confort : répartition de la faune	218
Fig.106 : Coupe de Boge/Confort : tableau d'agencement des microfaciès	219
Fig.107 : Carte schématique de localisation de la coupe du Rocher des Hironnelles... Hironnelles	220
Fig.108 : Coupe du Rocher des Hironnelles : courbe d'évolution des microfaciès	221
Fig.109 : Coupe du Rocher des Hironnelles : répartition de la faune	222
Fig.110 : Localisation géographique du secteur étudié	230
Fig.111 : Cadre géologique	232
Fig.112 : Stratigraphie et sédimentologie de la coupe des Grands Goulets	234
Fig.113 : Localisation de la dolomitisation secondaire dans la coupe des Grands Goulets	236
Fig.114 : Limites du secteur d'étude de la fracturation	238
Fig.115 : Intensité de la fracturation et longueur des diverses fractures	238
Fig.116 : Les différents types de fractures	239
Fig.117 : Position des échantillons sur l'affleurement	240
Fig.118 : Analyses au manocalcimètre. Définition de trois types de courbes	243
Fig.119 : Mesures au manocalcimètre. Position des trois types de carbonates sur l'affleurement	244
Fig.120 : Analyses en diffraction X. Position des trois types de diffractogrammes à l'échelle de l'affleurement	244
Fig.121 : Teintes de la calcite et de la dolomite selon les auteurs	246
Fig.122 : Morphologie des rhomboèdres dans l'ensemble dolomitisé à l'extrême NW de l'affleurement	250
Fig.123 : Morphologie des rhomboèdres dans l'ensemble dolomitisé au NW de la faille..	250
Fig.124 : Morphologie des rhomboèdres dans les calcaires à Rudistes au SE de la faille	251

Fig.125 : Localisation des 3 tableaux de description des rhomboèdres sur l'affleurement étudié	251
Fig.126 : Courbes de proportions relatives des différents types de rhomboèdres	252
Fig.127 : Croissance de cristaux rhomboédriques dans une vacuole	253
Fig.128 : Importance de la fracturation à l'échelle microscopique. Description de trois stades de fracturation	257
Fig.129 : Les fractures liées à une dolomitisation tardive de remplissage	258
Fig.130 : Caractères principaux des échantillons observés en lame mince	262
Fig.131 : Evolution de la porosité à l'échelle de l'affleurement	263
Fig.132 : Quelques figures de dédolomitisation	264
Fig.133 : Porosité liée à la dédolomitisation	266
Fig.134 : Dissolution le long des plans de clivage des cristaux rhomboédriques	266
Fig.135 : Les principaux résultats	269
Fig.136 : Interprétation : chronologie relative des différents événements	271

LISTE DES PLANCHES-PHOTO

Planche I : Position des 20 faciès-types décrits sur le profil théorique d'une plate-forme carbonatée.....	93
Planche II : Quelques Foraminifères caractéristiques des sédiments hauteriviens ou barrémo-bédouliens.....	165
Planche III : Quelques Orbitolinidés typiques des milieux infralittoraux du domaine interne de la plate-forme barrémienne.....	169
Planche IV : Le contexte stratigraphique, sédimento-logique et tectonique de l'affleurement étudié	275
Planche V : Etude de la morphologie des rhomboèdres.....	277
Planche VI : Etude de la fracturation.....	279
Planche VII : Etude de la fracturation. Etude de la porosité.....	281

TABLE DES MATIERES

	pages
INTRODUCTION GENERALE	3
<u>PREMIER SUJET</u> : INSTALLATION ET EVOLUTION DE LA PLATE-FORME URGONIENNE (HAUTERIVIEN A BEDOULIEN) DU JURA MERIDIONAL AUX CHAINES SUBALPINES (AIN, SAVOIE, HAUTE-SAVOIE),	
PLAN DETAILLE	7
<u>CHAPITRE I</u> - CADRE, OBJECTIFS ET METHODES	
I - Cadre général de l'étude	15
II - Objectifs et méthodes	27
<u>CHAPITRE II</u> - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE	
I - Introduction	33
II - Les faciès du bassin et du talus externe	35
III - Les faciès de la bordure de la plate-forme	57
IV - Les faciès du domaine interne de la plate-forme	77
V - Conclusion	90
<u>CHAPITRE III</u> - ETUDE MINERALOGIQUE	
I - Introduction	97
II - Le contexte sédimentologique et stratigraphique des deux coupes choisies	99
III - Minéralogie	100
IV - Conclusion	125
<u>CHAPITRE IV</u> - ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET PALEO GEOGRAPHIQUE	
I - Introduction	129
II - Les données paléontologiques	131
III - Les horizons de discontinuité majeurs, limites des séquences principales	138
IV - Limites stratigraphiques et corrélations	143
V - Description stratigraphique et paléogéographique	149
VI - Conclusion	161
CONCLUSIONS	173
<u>DEUXIEME SUJET</u> : DOLOMITISATION, FRACTURATION ET POROSITE AU VOISINAGE D'UNE FAILLE MAJEURE (URGO- NIEN DU MASSIF SUBALPIN DU VERCORS),	
PLAN DETAILLE	227
I - INTRODUCTION	231
II - PRESENTATION GEOLOGIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET TECTONIQUE	231
III - ETUDE DE LA DOLOMITISATION	241
IV - ETUDE DE LA FRACTURATION	256
V - ETUDE DE LA POROSITE	261
VI - CONCLUSION	268
BIBLIOGRAPHIE	283

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 20 déc. 82


Le Président de la thèse



Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 4-1-83

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale



M. TARDIEU



RESUME

Premier sujet :

L'étude de l'Hauterivien et du Barrémo-Bédoulien a permis de définir et de dater les grandes étapes de l'installation et de l'évolution de la plate-forme carbonatée urgonienne entre le Jura méridional et les massifs subalpins.

L'étude sédimentologique a permis de proposer un modèle de plate-forme carbonatée qui comprend 4 domaines paléogéographiques : le bassin, le talus externe, la bordure, et le domaine interne de la plate-forme. Chacun de ces ensembles est caractérisé par des groupes de faciès renfermant des associations biologiques et une microfaune typiques.

L'étude minéralogique a porté sur l'identification des divers minéraux (argiles, quartz et goéthite) contenus dans les sédiments, sur la comparaison entre classes de minéro-faciès et groupes de microfaciès et sur une caractérisation originale des milieux de dépôt et de leur évolution. Elle a permis de mettre en évidence une relation entre la nature des sédiments et les associations minéralogiques, un parallélisme entre évolution minéralogique et évolution séquentielle, des variations du contexte paléogéographique par apparition ou disparition non synchrone de minéraux d'une coupe à l'autre, des précisions d'ordre stratigraphique avec notamment l'apparition d'anomalies au niveau des limites.

L'étude stratigraphique a permis, du point de vue paléontologique, de situer avec précision les limites Valanginien-Hauterivien et Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur et de dater les assises sommitales du Barrémien supérieur. Du point de vue séquentiel, la série étudiée, représentée par une mégaséquence régressive, a été découpée en huit séquences principales limitées par des horizons de discontinuité majeurs. Du point de vue des corrélations, il a été possible de replacer les résultats obtenus dans un cadre régional et de définir des correspondances précises avec les coupes du Vercors et du Jura.

Paléogéographiquement, 4 grandes étapes ont pu être définies dans l'évolution de la plate-forme : plusieurs tentatives d'installation au cours de l'Hauterivien, sur une morphologie héritée de l'ancienne plate-forme valanginienne, léger recul lors du Barrémien inférieur, accroissement maximal (apparition des milieux protégés) et stabilité lors du Barrémien supérieur, recul important lors du passage Barrémien supérieur-Bédoulien.

Deuxième sujet :

L'étude de la dolomitisation structurale de l'Urgonien au voisinage d'une faille dans le massif du Vercors a permis de décrire : une dolomitisation précoce synsédimentaire et une dolomitisation structurale liée à une fracturation ancienne, une calcitisation liée à des systèmes de fracturation plus récents, des mécanismes de dissolution induisant une porosité intracristalline (liée à la dédolomitisation) intercristalline ou de microfissures.

MOTS-CLES

Hauterivien ; Barrémien ; Urgonien ; Jura ; Chaînes subalpines ; Plate-forme carbonatée ; Sédimentologie ; Evolution séquentielle ; Minéralogie ; Stratigraphie ; Paléogéographie ; Carbonates ; Faille ; Dolomitisation ; Dédolomitisation ; Porosité ; Cathodoluminescence.

21 JAN. 1983

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43