



**HAL**  
open science

## Haute-Savoie (25-27 mai 1992). Excursion du Groupe Français du Crétacé

Jean Charollais, Bernard Clavel, Robert Busnardo, Rolf Schroeder

► **To cite this version:**

Jean Charollais, Bernard Clavel, Robert Busnardo, Rolf Schroeder. Haute-Savoie (25-27 mai 1992). Excursion du Groupe Français du Crétacé. Publications du Département de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, 1992, Série "Guide géologique" (N° 6), 121 p. hal-00281196

**HAL Id: hal-00281196**

**<https://hal.science/hal-00281196>**

Submitted on 21 May 2008

**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.



UNIVERSITÉ DE GENÈVE

PUBLICATIONS  
DU DÉPARTEMENT  
DE GÉOLOGIE ET PALÉONTOLOGIE

---

Série GUIDE GÉOLOGIQUE

N° 6

1992

***EXCURSION DU  
GROUPE FRANÇAIS DU CRÉTACÉ  
HAUTE-SAVOIE: 25-27 MAI 1992***

**EXTRAITS DU LIVRET-GUIDE**

Coordinateurs: CHAROLLAIS Jean, CLAVEL Bernard,  
BUSNARDO Robert & SCHROEDER Rolf

Genève 1992

ISSN 0254-5624

---

Section des Sciences de la Terre

13, rue des Maraîchers - CH-1211 Genève 4 - Tél. (022) 702 61 11 - Fax (022) 3 205 732





## GUIDES ET INTERVENANTS

### **BLONDEL Thierry**

34, chemin des Vignes  
F-01630 SAINT-GENIS-POUILLY  
Tél. 50 42 15 30

### **BUSNARDO Robert**

Chemin Meruzin  
F-69370 ST. DIDIER-AU-MONT-D'OR  
Tél. 78 35 82 28

### **CHAROLLAIS Jean**

Département de Géologie et Paléontologie  
Université de Genève  
13, rue des Maraîchers  
CH-1211 GENEVE 4  
Tél. (022) 702 66 18  
Fax (022) 205 732

### **CLAVEL Bernard**

Bardenuche  
F-74140 MASSONGY  
Tél. 50 94 17 76

### **DELAMETTE Michel**

3, rue Emile-Nicolet  
CH-1205 GENEVE  
Tél. 29 59 32

### **DEVILLE Quentin**

7, rue de Lancy  
CH-1227 CAROUGE  
Tél. (022) 43 09 97

### **MONTEIL Eric**

Département de Géologie et Paléontologie  
Université de Genève  
13, rue des Maraîchers  
CH-1211 GENEVE 4  
Tél. (022) 702 66 18  
Fax (022) 205 732

### **ORSAT Véronique**

Département de Géologie et Paléontologie  
Université de Genève  
13, rue des Maraîchers  
CH-1211 GENEVE 4  
Tél. (022) 702 66 18  
Fax (022) 205 732

### **SCHROEDER Rolf**

J.W. Goethe-Universität  
Geologisch-Paläontologisches Institut  
Senckenberganlage 32  
D-6000 FRANKFURT/MAIN 1  
Tél. 069 798 21 08  
Fax 069 798 83 83

### **TRABOLD Günter**

Département de Géologie et Paléontologie  
Université de Genève  
13, rue des Maraîchers  
CH-1211 GENEVE 4  
Tél. (022) 702 66 18  
Fax (022) 205 732

## LISTE DES PARTICIPANTS

**ARNAUD Hubert**

Institut Dolomieu  
Rue Maurice-Gignoux  
F-38031 GRENOBLE Cédex  
Tél. 76 87 46 43  
Fax 76 87 82 43

**BECKER Ester**

J.W. Goethe-Universität  
Geologisch-Paläontologisches Institut  
Senckenberganlage 32  
D-6000 FRANKFURT/MAIN 1  
Tél. 069 798 3109  
Fax 069 798 83 83

**BLONDEL Thierry**

34, chemin des Vignes  
F-01630 SAINT-GENIS-POUILLY  
Tél. 50 42 15 30

**BULOT Luc**

Institut Dolomieu  
Rue Maurice-Gignoux  
F-38031 GRENOBLE Cédex  
Tél. 76 87 46 43  
Fax 76 87 82 43

**CHERCHI Antonietta**

Università di Cagliari  
Via Trentino 51  
I-09100 CAGLIARI (CA)  
Tél.  
Fax

**COMBES Pierre-Jean**

Géologie des Gîtes Minéraux  
Case 66  
Université de Montpellier II  
Place Eugène Bataillon  
F-34095 MONTPELLIER Cédex 05  
Tél. 67 14 36 35  
Fax 67 14 30 31

**COTILLON Pierre**

Centre des Sciences de la Terre  
Université Claude-Bernard  
29-43, boulevard du 11 Novembre  
F-69622 VILLEURBANNE Cédex  
Tél. 72 44 82 46  
Fax 72 44 83 82

**DEVILLE Quentin**

7, rue de Lancy  
CH-1227 CAROUGE  
Tél. (022) 43 09 97

**DIENI Iginio**

Dipartimento di Geologia dell'Università  
Via Giotto 1  
I-35137 PADOVA  
Tél. 49 664 828  
Fax 49 8 750 367

**FUNK Hanspeter**

Geologisches Institut  
ETH-Z  
CH-8092 ZURICH  
Tél. (01) 256 37 06  
Fax (01) 252 08 19

**GASPARD Danièle**

Université Paris-sud  
Département des Sciences de la Terre  
Bât. 504 - 1er étage  
F-91405 ORSAY Cédex  
Tél. 69 41 67 69  
Fax 64 46 59 38

**GORIN Georges**

Département de Géologie et Paléontologie  
Université de Genève  
13, rue des Maraîchers  
CH-1211 GENEVE 4  
Tél. (022) 702 66 07  
Fax (022) 205 732

**GRANIER Bruno**

TOTAL - Centre scientifique et technique  
Domaine de Beauplan  
Route de Versailles  
F-78470 SAINT-REMY-LES-CHEVREUSE  
Tél. 30 85 78 81  
Fax 30 52 76 92

**HENNIG Susanne**

Hofwiesenstr. 116  
CH-8057 ZURICH  
Tél. (01) 361 10 49

**JAILLARD Etienne**

Institut Dolomieu  
Rue Maurice-Gignoux  
F-38031 GRENOBLE Cédex  
Tél. 76 87 46 43  
Fax 76 87 82 43

**LABESSE Bernard**

Université P. et M. Curie  
Département de Géotechnique  
Boîte 129 - T26 - E1  
4, place Jussieu  
F-75252 PARIS Cédex 05  
Tél. 44 27 52 72  
Fax 44 27 50 85

**MARTINI Rossana**

Département de Géologie et Paléontologie  
 Université de Genève  
 13, rue des Maraîchers  
 CH-1211 GENEVE 4  
 Tél. (022) 702 66 07  
 Fax (022) 205 732

**MONTEIL Eric**

Département de Géologie et Paléontologie  
 Université de Genève  
 13, rue des Maraîchers  
 CH-1211 GENEVE 4  
 Tél. (022) 702 66 07  
 Fax (022) 205 732

**NOBLE James**

Université Claude-Bernard – Lyon I  
 Centre des Sciences de la Terre  
 27-43, boulevard du 11 Novembre  
 F-69622 VILLEURBANNE Cédex  
 Tél.  
 Fax 72 44 83 82

**ORSAT Véronique**

7, rue du Quartier-Neuf  
 CH-1205 GENEVE  
 Tél. (022) 29 55 63

**PASQUIER Jean-Bruno**

Université de Fribourg  
 Institut de Géologie  
 Boulevard Pérolles  
 CH-1700 FRIBOURG  
 Tél. 037 82 63 88

**SCHROEDER Rolf**

J.W. Goethe-Universität  
 Geologisch-Paläontologisches Institut  
 Senckenberganlage 32  
 D-6000 FRANKFURT/MAIN 1  
 Tél. 069 798 21 08  
 Fax 069 798 83 83

**SCHWIZER Benno**

Geologisches Institut  
 Universität Bern  
 Baltzerstr. 1  
 CH-3012 BERN  
 Tél. (031) 65 48 32  
 Fax (031) 65 48 43

**STAUFFER Monika**

Geologisches Institut  
 Universität Bern  
 Baltzerstr. 1  
 CH-3012 BERN  
 Tél. (031) 65 87 75

**TRABOLD Günter**

Département de Géologie et Paléontologie  
 Université de Genève  
 13, rue des Maraîchers  
 CH-1211 GENEVE 4  
 Tél. (022) 702 66 07  
 Fax (022) 205 732

**ZANINETTI Louise**

Département de Géologie et Paléontologie  
 Université de Genève  
 13, rue des Maraîchers  
 CH-1211 GENEVE 4  
 Tél. (022) 702 66 07  
 Fax (022) 205 732

## AVANT – PROPOS

Le but de l'excursion 1992 du Groupe français du Crétacé dans la région lémanique et savoyarde est de présenter les résultats des principales recherches menées sur les formations du Crétacé ces dix dernières années, et réalisées par des équipes (enseignants, doctorants et chercheurs) des universités de Genève, Lyon et Francfort. Forcément limités par le temps, les organisateurs ne peuvent pas aborder tous les problèmes du Crétacé de cette région; c'est pourquoi, pendant trois jours, seules les formations du Crétacé inférieur seront étudiées sur deux transversales.

. 25 et 26 mai 1992: transversale de Genève – vallée de l'Arve

. 27 mai 1992: transversale du lac du Bourget – Chéran.

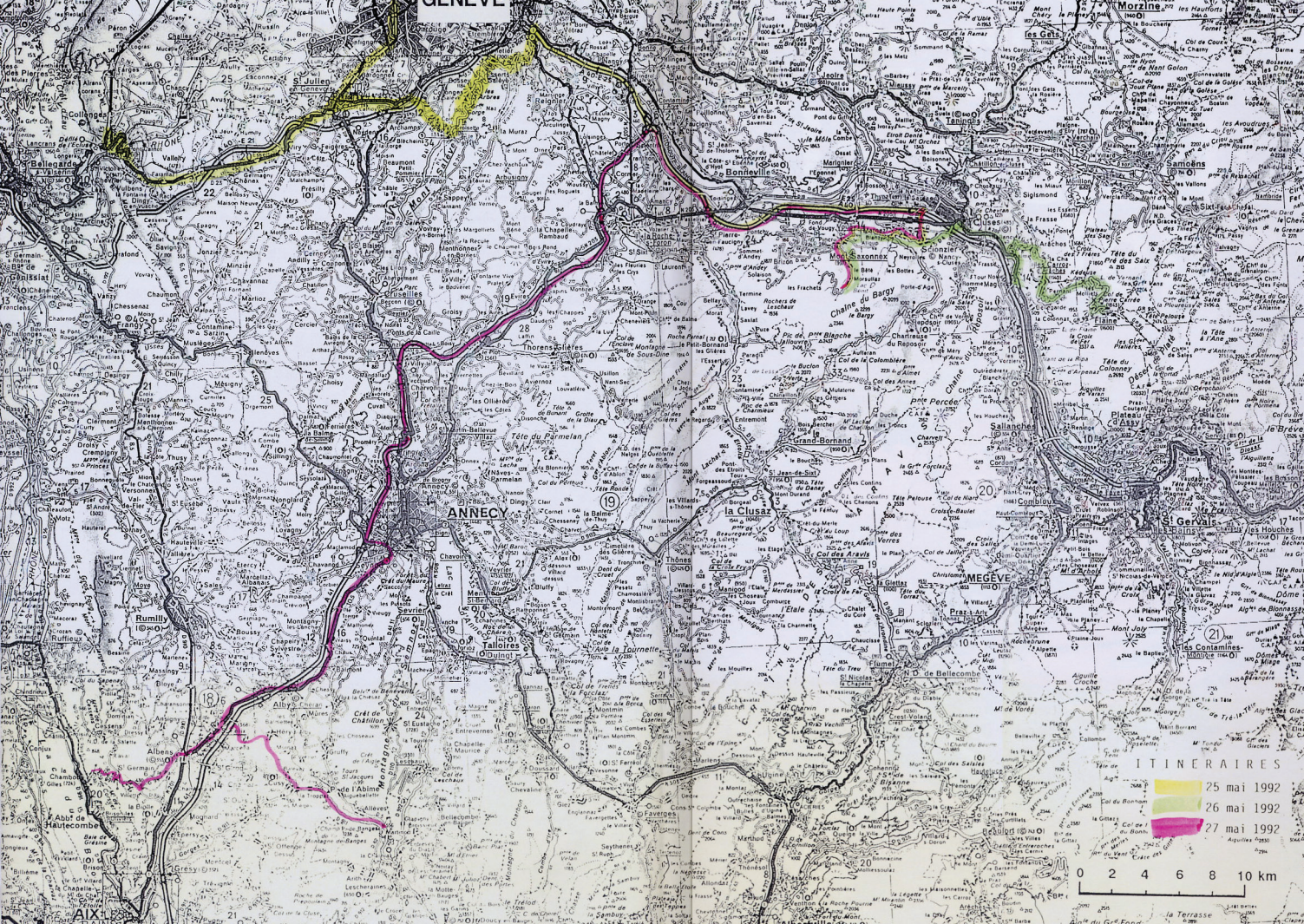
Cependant, l'après-midi du 26 mai 1992 sera consacré au "Crétacé moyen" du domaine delphino-helvétique.

Outre l'analyse de coupes sur le terrain, les organisateurs se proposent de présenter de nouveaux outils biostratigraphiques qui permettent de préciser la chronostratigraphie du Crétacé inférieur et, plus particulièrement, de caler les formations de plate-forme (domaine jurassien) sur la biozonation à ammonites, mesure indispensable avant d'entreprendre l'analyse séquentielle. Il s'agit essentiellement des biozonations basées sur les orbitolinidés (notamment les *Valserina*) et sur la palynologie (principalement le groupe *Muderongia*). C'est pourquoi, il est prévu de faire une brève présentation en salle sur ces deux nouvelles biozonations, avant de partir sur le terrain.

Enfin, certaines coupes classiques (comme celle de la Chambotte) ont donné lieu à diverses interprétations contradictoires qui figurent actuellement dans la littérature; le voeu des organisateurs est que cette excursion permette d'ouvrir le débat sur les affleurements.

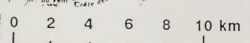
Les organisateurs et intervenants tiennent à remercier le Fonds national suisse de la Recherche scientifique (requêtes nos 20-28468.90 et 20-26439.89) pour avoir soutenu, en partie, ces projets d'étude, et les collaboratrices et collaborateurs de leur aide technique et efficace, spécialement Jacqueline FELLMANN, secrétaire, et Jacques METZGER, géologue-graphiste.





ITINERAIRES

- 25 mai 1992
- 26 mai 1992
- 27 mai 1992









## ECHINIDES (B. CLAVEL)

Certaines lignées phylétiques d'échinides se sont révélées d'excellents marqueurs biostratigraphiques pour la période Berriasien – Hauterivien inférieur (CLAVEL B. 1989). Dans l'intervalle Hauterivien supérieur – Bédoulien, qui comprend la naissance et la disparition de la plate-forme "urgonienne s.l.", deux genres très fréquemment rencontrés donnent des indications ponctuelles, mais également précises et fiables:

- . *TOXASTER*, dont le remplacement de l'espèce *retusus* par l'espèce *seynensis* (qui n'appartient pas à la même lignée phylétique) se fait dans le cortège de haut niveau de la séquence Ha6 (sommet *Balearis* – base *Angulicostata*).
- . *HETERASTER*, dont les diverses espèces individualisent des niveaux d'âge différent au sein des "couches à Orbitolines" classiquement citées, et notamment dans les "couches inférieures", où les Orbitolinides ne permettent pas pour l'instant de différencier le Barrémien supérieur du Bédoulien. L'espèce *H. oblongus* Brongn., extrêmement abondante dans la partie supérieure de l'Urgonien périvocontien, est ainsi considérée comme marquant les zones à *Consobrinus* et *Matheroni* inf. (séquences Bd1 et Bd2), en raison des ammonites trouvées en sa compagnie en diverses coupes du sud-est de la France. Cette espèce, rencontrée uniquement dans les faciès infralittoraux urgoniens, est remplacée dans les dépôts supra-urgoniens du Bédoulien terminal / Gargasien par une forme voisine, *H. peroni*, avec laquelle elle a été souvent confondue.

## ORBITOLINIDES (R. SCHROEDER)

L'échelle des Orbitolinides pour l'Hauterivien supérieur et le Barrémien inférieur, inédite, est le résultat de la révision d'espèces pour la plupart déjà décrites, à partir d'importants échantillons récemment collectés en compagnie d'ammonites caractéristiques dans diverses coupes du sud-est de la France.

Cette succession d'espèces est observable dans l'ensemble de la plate-forme urgonienne, de son domaine le plus interne – Jura – à son domaine le plus externe – Plateau de Glandasse, Mt. Aiguille, Ardèche, Alpilles – et permet, combinée à l'analyse séquentielle, un découpage stratigraphique précis des séries de faciès urgonien.

Le profil ci-après, présenté au tout récent Symposium international de Dijon, en est l'illustration pour la période Hauterivien supérieur – Barrémien inférieur.

**BIOSTRATIGRAPHIE DU BERRIASO-VALANGINIEN  
BASÉE SUR LES DINOFLAGELLÉS  
ET CALÉE SUR L'ECHELLE DES AMMONITES**

**MONTEIL Eric**

Une échelle de référence fondée sur les kystes de dinoflagellés, et calée sur les biozonations Ammonites et Calpionelles, a été élaborée pour l'intervalle Berriasien-Valanginien, à partir de l'analyse palynologique des stratotype et hypostratotype du Sud-Est de la France. Cette échelle permet la reconnaissance indirecte de ces zones d'Ammonites et de Calpionelles, par leur contenu microfloristique, dans les terrains où ces organismes sont rares ou absents.

L'échelle proposée repose principalement sur la phylogénie du genre *Muderongia* emend. MONTEIL 1991, genre semblant également posséder un grand intérêt en stratigraphie séquentielle et reconstructions paléoenvironnementales (CORNU & MONTEIL, *in press*). Un certain nombre d'espèces marqueurs, dont certaines sont nouvelles, complètent le schéma biostratigraphique établi.

Les kystes de dinoflagellés se révèlent donc comme un outil indispensable, notamment à l'étude des séries du Crétacé inférieur du Jura et des Chaînes subalpines.

LUNDI 25 MAI 1992  
NEOCOMIEN JURASSIEN

**ARRET 1:** Fort l'Ecluse: vue générale sur le flanc oriental du Vuache

**ARRET 2:** Route D 908A entre Chevrier et Arcine (Rive gauche du Rhône)

- Coupe de la formation de Vions (Berriasien)
- Coupe des "Marnes d'Hauterive", de la "Pierre jaune de Neuchâtel" et de l'"Urgonien" (Hauterivien)

Pique-nique près du château d'Arcine

**ARRET 3:** Poste de douane du Fort de l'Ecluse (Rive droite du Rhône)

- Coupe de l'Urgonien à *Heteraster couloni*

**ARRET 4:** Le Coin: vue générale sur la partie méridionale du Grand Salève

**ARRET 5:** Grand Salève: Trou de la Tine, sentier de la Corraterie, coupes du Calcaire roux et des formations de la Chambotte inférieure et de Vions

**ARRET 6:** Borne 1 309 m: présentation géologique du panorama sur les Alpes

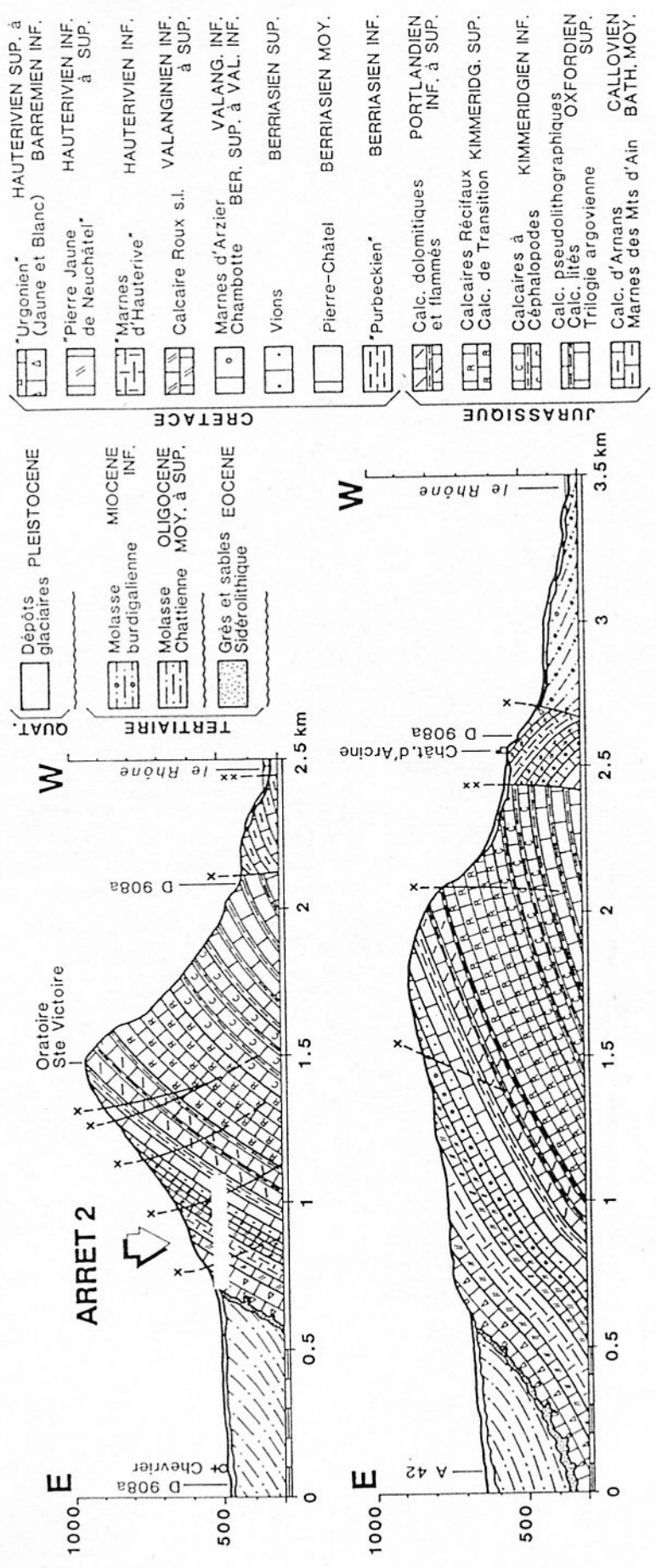
Dîner et coucher au Mt. Saxonnet

# **LE CRETACE INFERIEUR DE LA MONTAGNE DU VUACHE**

**BLONDEL Thierry, CLAVEL Bernard,  
CHAROLLAIS Jean, SCHROEDER Rolf**

# ARRET 1

COUPES GEOLOGIQUES DE LA MONTAGNE DU VUACHE  
 d'après T. BLONDEL (1984) in J. CHAROLLAIS & H. BADOUX (1990)



ARRET 1: vue sur la montagne du Vuache



# COUPE GENERALE DU CRETACE INFERIEUR DU VUACHE

d'après T. BLONDEL (1989 in J. CHAROLLAIS & H. BADOUX (1990)

## Légende des symboles utilisés dans les logs lithostratigraphiques

<p>☼ Echinodermes (crinoïdes et échinides)</p> <p>☉ Gastéropodes (nérinées)</p> <p>◡ Bivalves</p> <p>☉ Rudistes</p> <p>☉ Coraux</p> <p>☪ Eponges</p> <p>K Niveaux à <i>Keramospaera allobroensis</i> (base de la F. de Viols)</p> <p>▾ ▾ ▾ Brèches</p> <p>○ ○ ○ Conglomérats</p>	<p>☉ Ammonites ( et belemnites)</p> <p>◡ Brachiopodes</p> <p>☉ Charophytes</p> <p>Ostr. Ostracodes</p> <p>Crust. Crustacés décapodes</p> <p>Λ Λ Traces de racines</p> <p>▨ Stratifications obliques</p> <p>▨ Calc. dolomitiques</p>	<p>☉ Traces de végétaux</p> <p>Si Nodules siliceux</p> <p>gl Glauconie</p> <p>Fe Fer (oxydes)</p> <p>☉ Oolithes</p> <p>● Galets noirs</p> <p>~~~~~ Surface durcie, d'érosion.</p> <p>~~~~~ Surface durcie lithophagée</p> <p>▨ Calc. peu gréseux à gréseux</p>
--	---	--

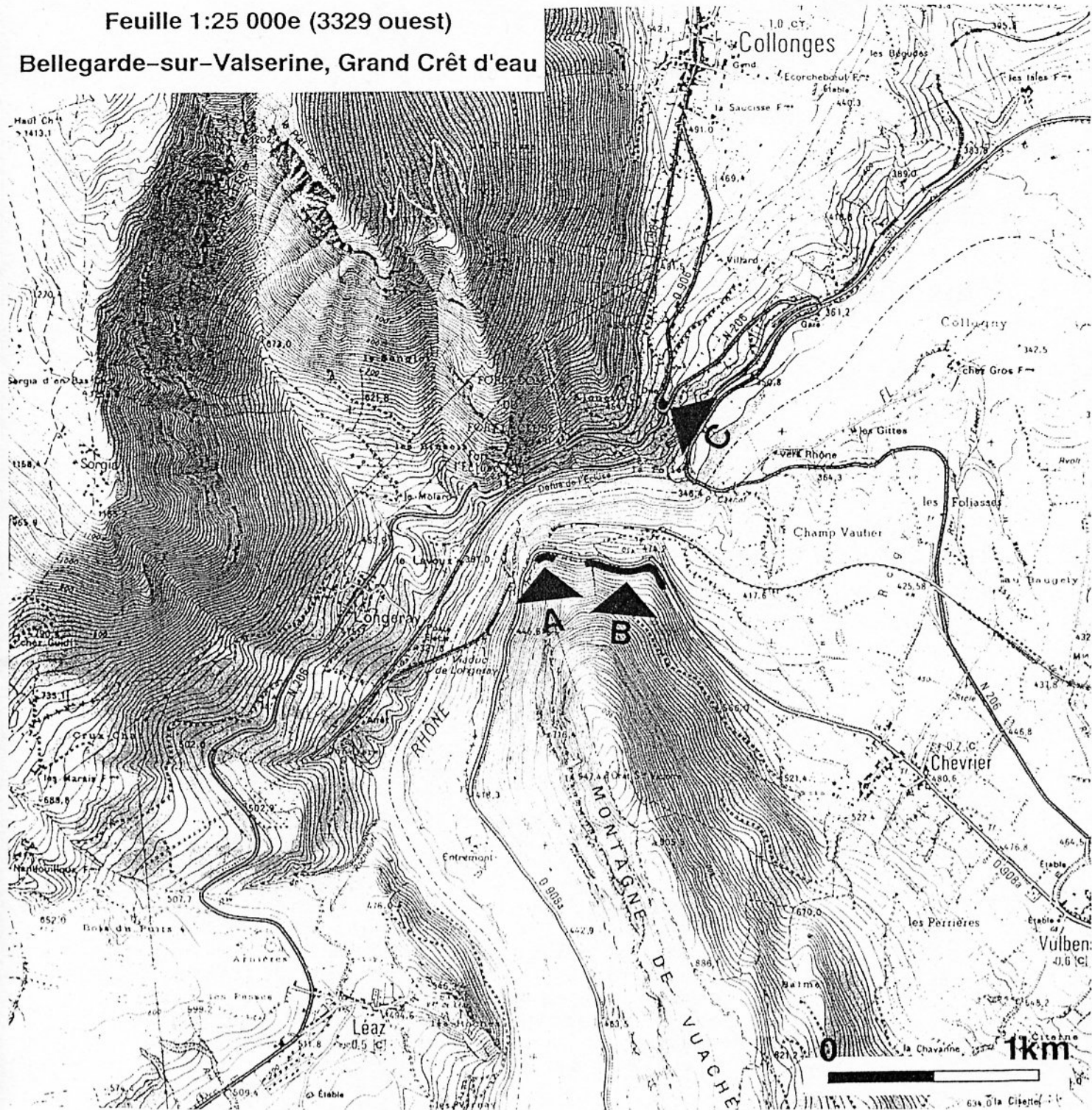


## ARRET 2

## PLAN DE SITUATION

Feuille 1:25 000e (3329 ouest)

Bellegarde-sur-Valserine, Grand Crêt d'eau



A: coupe de la formation de Vions.

B: coupe des "Marnes d'Hauterive", de la "Pierre jaune de Neuchâtel" et des "Calcaires urgoniens" (route D 908A: Chevrier - Arcine) sur rive gauche du Rhône.

C: coupe des Calcaires urgoniens à *Heteraster couloni* (route D 906, poste de douane) sur rive droite du Rhône.

## ARRET 2

DESCRIPTION LITHOLOGIQUE ET PALEONTOLOGIQUE DE LA FORMATION DE VIONS  
LE LONG DE LA ROUTE D 908A, ENTRE CHEVRIER ET ARCINE

## 1. Affleurement du bord de la route

## SOMMET DE LA FORMATION DE PIERRE-CHATEL

Niv. 1      1,50 m      (A 198 et TB 154 et 155) Calcaire blanc-grisâtre, à Nérinées, assez grossier, se terminant par une "surface durcie" onduleuse, avant le banc roussâtre à *Keramosphaera allobrogensis*, marquant la base de la formation de Vions.

## FORMATION DE VIONS

\*Niv. 2      0,50 m      (TB 156a, TB 156 et 157) Ce niveau est assez particulier car, au niveau de la route D908a, il est presque entièrement karstifié par du Sidérolithique (gréseux à ciment CaCo<sub>3</sub>: Eocène; TB 156 et 157); cela est certainement dû à une porosité originelle ou secondaire élevée (en plus de nombreuses stylolithes). Il a donc fallu échantillonner plus en amont, à environ 20 m au-dessus de la route, en lisière des arbres, pour trouver ce niveau sans pollution sidérolithique. Ainsi l'échantillon TB 156a a livré *Keramosphaera allobrogensis*, marqueur de la base de la formation de Vions pour le Jura. Ce banc calcaire est caractérisé par sa base et son sommet onduleux (diastèmes), par sa couleur beige à roussâtre (richesse en fer diffus), sa texture assez grossière riche en bioclasts et en lithoclasts, et par sa teneur assez élevée en grains de quartz détritiques (env. 6 à 8%).

## TB 156a

*Keramosphaera allobrogensis*

*Pseudotextulariella cf. courtionensis*

*Nautiloculina* sp.

*Pseudocyclamina* sp.

Miliolidae divers

Lituolidae divers

Textulariidae et Ataxophragmiidae divers



- Niv. 3      1,10 m      (TB 158 à 160) Calcaire gris massif à Né-  
rinées, à surface de banc présentant de  
nombreuses perforations d'organismes li-  
thophages (sur une surface durcie).
- Niv. 4      1,00 m      (TB 161 à 163) Ce niveau est caractérisé  
par une série de petits bancs à structure  
noduleuse, très fracturés et présentant de  
nombreux diastèmes. Calcaire gris-clair à  
gris-beige flammé.
- TB 161  
*Pseudotextulariella courtionensis*  
*Nautiloculina* sp.  
*Lenticulina* sp.  
*Trocholina* sp.  
Lituolidae divers  
Miliolidae divers  
Ophthalmidiinae divers  
Ostracodes indét.
- Niv. 5      2,75 m      (TB 164 à 168) Bancs de calcaire blanc à  
beige, assez massifs, pauvre en quartz  
détritique. Epaisseur des bancs variant  
de 1 m à 0,80 m avec un petit banc de 10  
cm intercalé.
- Niv. 6      1,17 m      (TB 169 à 172) Bancs devenant plus petits  
(20 à 40 cm) de calcaire beige à gris-bei-  
ge. Le premier de ces bancs (TB 169) est  
assez fortement gréseux (20%). Nombreux  
terriers d'annélides. Corrélativement à ce  
niveau, il a été trouvé près de Fort-l'E-  
cluse, en bordure de la route montant à  
Collonges, un niveau présentant une coupe  
dans un chenal rempli par des sédiments à  
structures obliques typiques de rides de  
courant (laminations parallèles et obli-  
ques superposées: "ripple-marks").
- Niv. 7      0,40 m      (TB 173) Calcaire fin, légèrement marneux,  
de couleur gris flammé à violacé (blanc-  
crazeux à l'altération), formé de petits  
bancs décimétriques dont le dernier pré-  
sente une surface durcie plane, très frac-  
turée (fracturation synsédimentaire) et  
bioturbée; ces vides ainsi créés étant  
comblés par le sédiment plus grossier sus-  
jacent.
- Niv. 8      2,16 m      (TB 174 à 182) Calcaire bleu-noir, rous-  
sâtre à l'altération, à nombreux terriers

d'annélides. Un petit lit de marno-calcaire gréseux (TB 175) et un niveau de calcaire marneux (TB 181). Les bancs supérieurs présentent des surfaces ondulées (diastèmes) à débris d'Ostracés et terriers d'annélides, où sont parfois peu visibles. Les bancs TB 176 et 180 sont assez gréseux et le sommet du banc TB 176 présente une surface durcie perforée par des organismes lithophages. Les blocs dégagés lors de l'élargissement de la route D908a et sur lesquelles il a été recueilli des petits fragments d'os de tortue marine et un beau terrier de Crustacé, correspondent au niveau TB 178.

- Niv. 9      0,60 cm      (TB 183 et 184) Le banc basal est constitué d'un calcaire fin, grisâtre à beige foncé, très fracturé et bioturbé, dont la surface supérieure est fortement fracturée et crevassée (surface durcie) comme pour le niveau 7. Les fractures et les terriers présents dans ce niveau sont comblés par le sédiment sus-jacent (TB 184) constitué d'un calcaire noirâtre (roussâtre à l'altération) assez grossier. Il s'agirait probablement (comme pour le niveau 7) de fracturations synsédimentaires d'origine paléotectonique (mouvements précoces de la faille du Vuache ?) ou due à un glissement de ce niveau en voie d'induration (sur une paléopente). Le sommet du niveau 9 présente la fin du percement des racines, qui traversent les bancs sus-jacents du niveau 10, sur environ 10 cm d'épaisseur.
- Niv. 10      0,95 m      (TB 186 à 191) Ce niveau est entièrement traversé par des racines fossilisées à partir du niveau marno-argileux TB 191 (à petits débris charbonneux). Le niveau TB 188 a livré un os plat de plastron (carapace ventrale) de tortue marine. Ce niveau 10 a d'autre part livré de nombreux ostracodes et gyrogonites de Charophytes (voir la liste complète en Planche 13 et page suivante), des terriers d'annélides et des débris d'Ostracés, de Pectenidés et autres bivalves. Ce niveau a racines fossilisées a été retrouvé dans une carrière en amont de la route allant à Collonges, près de Fort-l'Ecluse (rive droite du Rhône).
- Niv. 11      0,70 m      (TB 192) Calcaire noirâtre (beige à l'altération) bioturbé en banc massif à surface onduleuse (diastème) avec quelques

débris d'Ostracés et des terriers d'annélides.

- Niv. 12 0,57 m (TB 193 et 194) Marnes schistosées, noir-verdâtre à la base (TB 193) sur environ 7 cm, puis jaunâtre sur le reste du niveau.
- Niv. 13 3,96 m (TB 195 à 201) Bancs de calcaire noirâtre à grisâtre (beige-roux à l'altération) d'une épaisseur variant de 7 à 45 cm, présentant de nombreux diastèmes à terriers d'annélides et dont la stratification est parfois peu visible. Deux petits niveaux marneux sont à signaler: TB 198: marnes grises (riches en Characées) et TB 200: marnes argileuses beiges. Corrélativement à ce niveau, il a été trouvé près du Fort-l'Ecluse (toujours dans la carrière en amont de la route montant vers Collonges) des traces bien visibles de ripple-marks.
- Niv. 14 1,05 m (TB 202 et 203) Calcaire fin grisâtre à "pseudoolites ferrugineuses". Bancs décimétriques à stratification peu visible, peu bioturbés. Ce niveau, de par sa richesse en algues dasycladales, sa pauvreté en quartz détritique et sa couleur, rappelle les niveaux de la formation de Pierre-Châtel sous-jacente.
- Niv. 15 Couvert par des éboulis probablement accumulés dans un ancien conduit karstique (Eocène ?). Le sommet de ce niveau affleure dans l'ancienne carrière où a été relevée la coupe VIII (Niveau 1; TB 203b et TB 204a et b en partie).
- Niv. 16 3,91 m (TB 204 à 212) Alternance de niveaux marno-calcaires noduleux beige à grisâtre, avec des niveaux de calcaire noirâtre (roux à l'altération) dont la surface des bancs est toujours taradée (diastèmes) et accompagnée de débris d'Ostracés et de terriers d'annélides ou de Crustacés. Le banc numéroté TB 212 est intéressant car il représente une masse de calcaire beige-roussâtre (altéré) à l'aspect contourné typique d'une structure de "slump" et prise dans le marno-calcaire noduleux grisâtre environnant (TB 211). Ce phénomène est assez rare dans les milieux infratidaux, caractérisant cette formation de



de Vions (glissement d'une masse de carbonates en voie d'induration en bordure d'un chenal ?).

TB 208

*Pseudotextulariella* gr. sp. 2  
*Nautiloculina* sp.  
*Earlandia* ? *brevis*  
*Haplophragmoides joukowskyi*  
*Lenticulina* sp.  
*Trocholina* sp.  
 Lituolidae divers  
 Textulariidae et Ataxophragmoïdes divers  
 Miliolidae divers  
 Ostracodes indét.

LISTE DES CHAROPHYTES DE LA FORMATION DE VIONS TB 189, 191, 193 et 198

Dét.: P.-O. MOJON (1985)

*Globator nurrensis* GRAMBAST 1974  
*Globator trochiliscoides* GRAMBAST 1966 (formes primitives)  
*Clavator* sp.  
*Nodosoclavator* sp.  
*Porochara* sp.

## 2. Ancienne carrière

- Niv. 1      1,40 m      (TB 203b et 204a et b) Le sommet de ce niveau correspond, corrélativement, à la base du niveau 16 de la coupe VII (voir schéma de corrélation - Pl. 9). Le banc échantillonné TB 203b est constitué d'un calcaire assez grossier, noirâtre à surface onduleuse. Un niveau d'environ 1,20 m de marno-calcaire noduleux et gréseux, contenant de nombreux restes de Crustacés décapodes ainsi que leurs terriers de type *Thalassinoides*, lui fait suite. Des Nérinées ainsi que des bivalves (*Pholadomia* sp. et *Trigonia* sp.) ont aussi été récoltés. Ce niveau a été retrouvé lui aussi dans la carrière en amont de la route montant vers Collonges, près Fort-l'Ecluse (rive droite du Rhône).
- Niv. 2      1,30 m      (TB 214) Calcaire grisâtre, légèrement marneux, en bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur. La surface du dernier est taradée. (Hard-ground).
- Niv. 3      0,40 m      (TB 215 et 216) Il s'agit de deux petits niveaux marno-argileux, d'environ 5 cm d'épaisseur, entourant un banc de calcaire roussâtre, assez grossier, d'une épaisseur de 30 cm et dont la surface supérieure est fortement bosselée et taradée. (Hard-ground).
- Niv. 4      1,00 m      (TB 217 et 218) Bancs décimétriques, mal définis, à surface onduleuse et bosselée (hard-ground) d'un calcaire grisâtre (roussâtre à l'altération). Quelques terriers d'annélides et de Crustacés, des Nérinées (*Nerinea blancheti*) et des brachiopodes (*Terebratula* sp.) ont été récoltés.
- Niv. 5      0,50 m      (TB 219) Marne grise présentant un niveau plus argileux jaunâtre sur une épaisseur d'environ 5 cm, au milieu de ce niveau 5.
- Niv. 6      1,10 m      (TB 220) Calcaire grisâtre, en banc massif, devenant légèrement marno-calcaire au sommet.
- Niv. 7      0,90 m      (TB 221) Calcaire grisâtre en banc massif.

## FORMATION DE LA CHAMBOTTE INFERIEURE

- Niv. 8      1,00 m      (TB 222) Calcaire légèrement oolitique, assez grossier, blanc-beige, à *Trocholina* sp. et *Pfenderina neocomiensis* PFENDER. Ce niveau, de par son changement de couleur, son faciès caractéristique et l'apparition de *Pfenderina neocomiensis*, a été attribué à la base de la formation de La Chambotte.
- Niv. 9      0,30 m      (TB 223) Calcaire marneux (peu) grisâtre, en petits bancs à surface onduleuse (diastèmes).
- Niv. 10     4,00 m      (TB 224 à 229b) La base de ce niveau est constitué d'un calcaire roussâtre, grossier, en bancs décimétriques mal définis (niveau échantillonné TB 224) sur environ 1,25 m. Un banc de calcaire gris-blanc (TB 225 - 55 cm) à roussâtre, grossier (puis un niveau de Sidérolithique (Eocène) formant un banc biseauté à l'intérieur d'un interbanc de cette formation de la Chambotte et composé d'argiles brunes à la base puis d'un grès à ciment calcaire d'une couleur rouge - lie-de-vin; ceci sur une épaisseur variant de 5 à 20 cm d'épaisseur (TB 226a et b)). Lui surmonte un niveau d'1,10 m d'épaisseur, de la formation de La Chambotte, constitué de calcaire blanc-rosé en bancs mal définis (TB 227 et 228) et enfin un banc d'1 m d'épaisseur d'un calcaire blanc-beige, grossier, (TB 229b) (lui-même entrecoupé par un autre niveau de Sidérolithique (Eocène) comprenant une poche remplie d'un sable quartzueux blanc-jaune à roux et une couche irrégulière de grès grossier à ciment calcaire, roux à lie-de-vin (TB 229a)).

## TB 228

*Pfenderina neocomiensis* (PFENDER)*Pseudotextulariella* gr. sp. 2*Nautiloculina* sp.*Earlandia* ? *brevis* ARNAUD-VANNEAU*Lenticulina* sp.

Orbitolinidae gen. indet.

Miliolidae divers

Ophthalmidiinae divers

Lituolidae divers

Textulariidae et Ataxophragmiidae divers

## Niv. 11

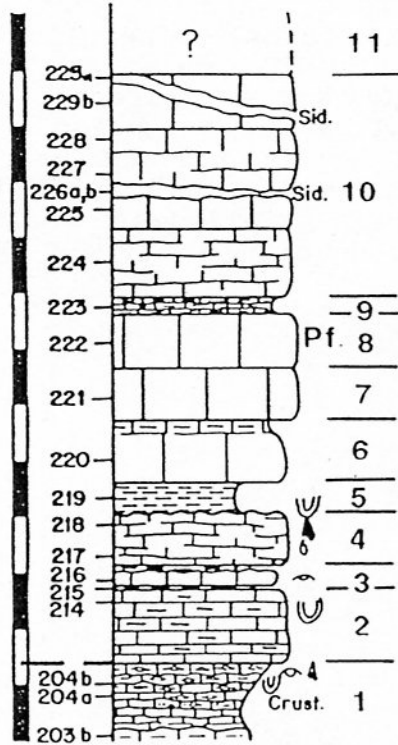
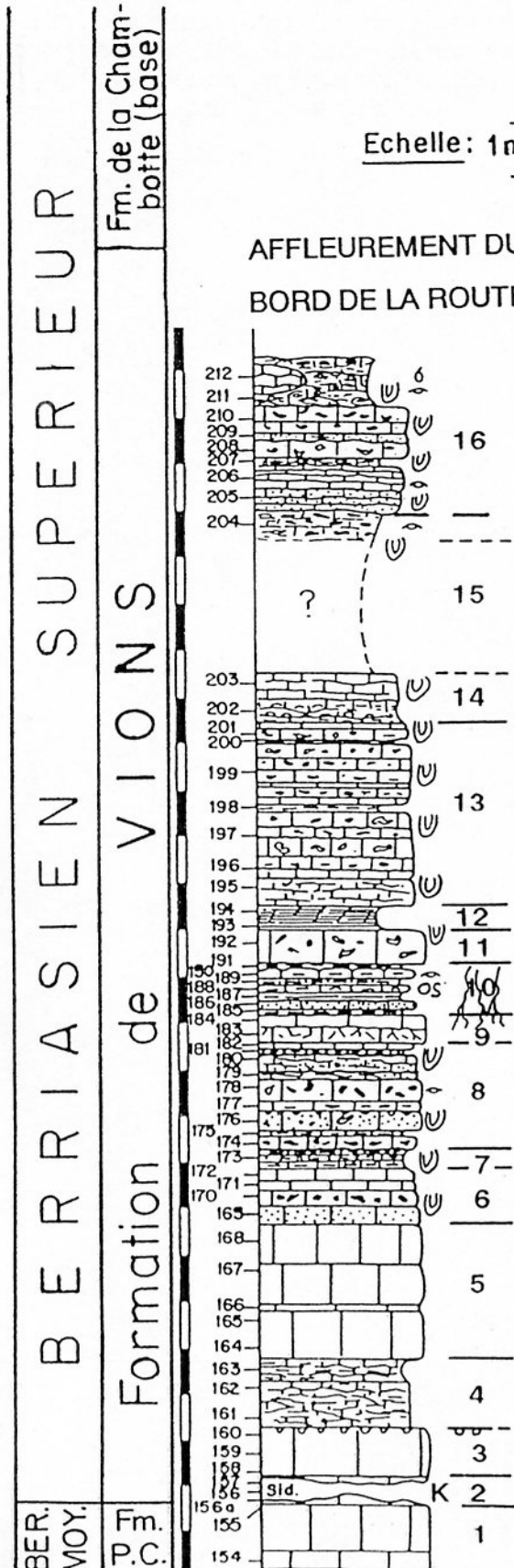
Les éboulis quaternaires recouvrent presque entièrement la suite de la formation de La Chambotte sur environ 11 mètres en bordure de la route D908a (Vuache septentrional).

Cependant, un chemin forestier du versant oriental de la montagne du Vuache a permis d'observer le contact entre le sommet de la formation de La Chambotte et les Marnes d'Arzier sus-jacentes; contact qui s'effectue par l'intermédiaire d'une surface durcie (hard-ground) à perforations d'organismes lithophages, minéralisations d'oxydes de fer (goethite) et débris d'Ostracés. La partie supérieure de la formation de La Chambotte est caractérisée par des bancs de calcaire grossier, à matrice fine, beige à roussâtre et à fragments de coraux (TB 273 A); ou par des calcaires pseudoolitiques, roussâtre, pour le sommet de la formation juste sous le hard-ground (TB 273 A'). L'épaisseur de ces derniers bancs est d'ordre décimétrique.

COUPE DE LA FORMATION DE VIONS AU VUACHE  
LE LONG DE LA ROUTE D 908A, ENTRE CHEVRIER ET ARCINE

ANCIENNE CARRIERE

"FORMATIONS"



COUPE VIII

Corrélation entre les coupes VII  
et VIII; Vuache N - fm. VIONS-  
CHAMBOTTE inférieure

Légende:

Pf: *Pfenderina neocomiensis*

K: *Keramosphaera allobrogensis*

OS: os de tortue marine

Crust.: crustacés décapodes

U : terriers d'annélides ou de crustacés

~ : traces de racines

o : bivalves

g : gastéropodes (Nérinées)

o : brachiopodes

Sid.: dépôts de Sidérolithique (Eocène)

∩ : Bioperforations



MICROFAUNE DE LA FORMATION DE VIONS AU VUACHE  
ROUTE D 908A, ENTRE CHEVRIER ET ARCINE

BERRIASIEN SUPERIEUR		Etage	
Vions		" Formation "	
CHAMBOTTE (base)		Numéro de coupe et échantillons TB	
204 b	204	229b	
204 a	204	228	
203 b	204	227	
	204	225	
	204	224	
	204	223	
	204	222	
	204	221	
	204	220	
	204	219	
	204	218	
	204	217	
	204	216	
	204	215	
	204	214	
	204	213	
	204	212	
	204	211	
	204	210	
	204	209	
	204	208	
	204	207	
	204	206	
	204	205	
	204	204	
	204	203	
	204	202	
	204	201	
	204	200	
	204	199	
	204	198	
	204	197	
	204	196	
	204	195	
	204	194	
	204	193	
	204	192	
	204	191	
	204	190	
	204	189	
	204	188	
	204	187	
	204	186	
	204	185	
	204	184	
	204	183	
	204	182	
	204	181	
	204	180	
	204	179	
	204	178	
	204	177	
	204	176	
	204	175	
	204	174	
	204	173	
	204	172	
	204	171	
	204	170	
	204	169	
	204	168	
	204	167	
	204	166	
	204	165	
	204	164	
	204	163	
	204	162	
	204	161	
	204	160	
	204	159	
	204	158	
	204	157	
	204	156	
	204	155	
	204	154	

COUPE VIII

Legende: ● : forme présente  
○ : forme fréquente

Ostracodes  
Dét. P. DONZE

lacustre (eau douce)  
lagunaire(eau saumâtre)

littoral (eau de mer normale)

Cypridea sp.  
Cypridea valdensis obliqua WOLBURG  
Lycotereopsis sabaudia DONZE  
Macrodonia cf. mediotricta SYLVESTER-BRADLEY  
Cytherella sp.  
Cytherella turrida DONZE  
Protocythere sp.  
Protocythere mailardi DONZE  
Protocythere cf. mazenoti DONZE  
Neocythere sp.  
Asciocythere montis DONZE  
Asciocythere circumdata DONZE  
Paranocythere sp.  
Eurycythere sp.  
Cythereis sp.  
Cythereis aff. matura OERTLI  
Cythereilloidea cf. reburgensis BARTENSTEIN et BRAND  
Cytheropteron sp.  
Schuleridea medioaucta DONZE  
Schuleridea cf. praetorenensis BARTENSTEIN  
Xestoleberis ? sp.  
Débris d'ostracodes indéterminables(ou lames minces)

Charophytes  
Gyrogonites de charophytes divers  
Globator f.3

Foraminifères benthiques  
Dét. T. BLONDEL et L. ZANINETT

Pseudotextulariella courtionensis BRONNIMANN  
Pseudotextulariella sp. 1  
Pseudotextulariella gr.sp. 2  
Cribellopsis sp. ?  
Valdanchella sp. ?  
Orbitolinidae gen. indet.  
Keramophaera allobrogensis STEINHAUSER, BRONNIMANN, ZANINETTI  
Miliolidae divers  
Nauticulina sp.  
Ophthalmitinae divers  
Earlandia ? brevis ARNAUD-VANNEAU  
Pfenderina neocomiensis (PFENDER)  
Pfenderina sp.  
Choffatella sp.  
Haplophragmoides joukovskyi CHAROLLAIS, BRONNIMANN, ZANINETTI  
Pseudocyclamina sp.  
Ammodaculites sp.  
Haplophragmium sp.  
Lituolidae divers  
Textulariidae et Ataxophragmiidae divers  
Lenticulina sp.  
Trocholina sp.  
Polymorphinidae et Nodosariidae divers  
Rotalina gen. indet.





**COUPES DES "MARNES D'HAUTERIVE",  
DE LA "PIERRE JAUNE DE NEUCHATEL"  
ET DE LA PARTIE INFERIEURE DES CALCAIRES URGONIENS**

**ARRET 2 (suite):** route D 908A entre Chevrier et Arcine (rive gauche du Rhône)

Station B (voir plan de situation)

**ARRET 3:** poste de douane du Fort de l'Ecluse (rive droite du Rhône)

Station C (voir plan de situation)

Calc. marneux de la Rivière

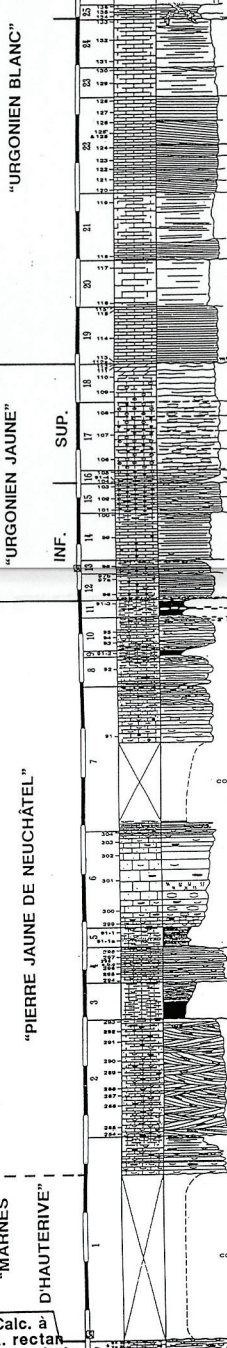
Vuache route D908a

"URGONIEN BLANC"

"URGONIEN JAUNE"

"PIERRE JAUNE DE NEUCHÂTEL"

"MARNES D'HAUTERIVE"



Calc. beiges, assez grossiers, bioclastiques, peu oolithiques, en bancs dm mal définis.

Calc. massifs, crèmes, assez grossiers, bioclastiques (rares fragments de coraux), peu oolithiques, en bancs dm peu marqués.

Marnes à marno-calcaires beiges, à nombreux *Heteraster couloui* et orbitolines (*Valserina broennimanni*), et à nodules de calc. micritiques à la base.

Calc. fins, griâtres à verdâtres, noduleux, micritiques, à silex, *Heteraster couloui* et terriers, présentant de rares interlits mm à cm d'argiles verdâtres à gris-beige, à strati. mal définis parfois légèrement obliques.

Calc. micritiques, fins, griâtres à verdâtres, à *Heteraster couloui*, présentant une karstification à remplissage de grès éocènes.

Toll: surface durcie, tarauée, bioperforée, à rhynchonelles et serpules, riche en oxydes de fer.

Calc. blancs à beiges, mal lités et assez diaclasés, à strati. obl., peu bioclastiques.

Calc. blancs, massifs, mal lités, micritiques et peu bioclastiques, présentant quelques foresets (chenalisation?) au sommet.

Calc. blancs, bioclastiques, en bancs dm, à strati. planes à légèrement obliques.

Calc. blancs assez grossiers, présentant de très beaux foresets de dunes sous-marines ainsi que des traces de chenalisation.

Superposition d'environ 4 paraséquences séparées par des surfaces bioperforées et constituées de calc. assez grossiers, bioclastiques, en bancs dm en strati. obl. (foresets: migration latérale de dunes sous-marines) présentant de très belles troncutures en surfaces des paraséquences.

Toll: surface durcie bioperforée, onduleuse, à oxydes de fer.

Calc. blancs, massifs, micritiques et bioclastiques, à strati. obl. peu marquées.

surface irrégulière.

Calc. blancs bioclastiques, en petits bancs dm présentant quelques strati. obl.

Toll: surface durcie bioperforée, à oxydes de fer.

Calc. blancs, massifs, micritiques et bioclastiques, en bancs mal définis présentant de rares strati. obl.

Calc. blancs, bien lités, bioclastiques, à orbitolines, en bancs dm de 15-20 cm, présentant quelques rares strati. obl.

Toll: surface durcie, ferrugineuse, à bioperforations, terriers et rhynchonelles.

Calc. dolomites et dolomies restructurées en sparite, blancs à crèmes, fins, à algal-balls et rares bioclastes.

Superposition de 4 paraséquences délimitées par des horizons plus marneux et noduleux, constituées de calc. oolithiques roussâtres, noduleux, en bancs dm à m.

Paraséquence grano- et stratocroissante constituée à la base de marnes beiges à rousses et au sommet de calc. oolithiques roux en bancs dm noduleux.

Toll: surface durcie bioperforée, à ostracés.

Superposition de 2 paraséquences constituées de calc. oolithiques roussâtres, à silex, en bancs dm noduleux.

Base: très nette, légèrement ravinnante.

Calc. fins, peu oolithiques, à rares bioclastes (dont ostracés), peu glauconieux, parfois laminés, constituant une paraséquence grano- et stratodécroissante: assez massif à la base et plus marneux et noduleux au sommet.

Calc. fins, oolithiques et grés-glauconieux, bioclastiques, formant une paraséquence à base ravinnante, et devenant marneux et noduleux au sommet.

Calc. fins, grés-glauconieux, à fines laminations et strati. obl., devenant argileux au sommet.

Base: Conglomérats polygéniques à matrice argileuse violacée à beige, à silex, ostracés et échinides.

Marnes à argiles bariolées, beige-roux à violacées, présentant en leur milieu un horizon à nodules calc.

Superposition d'horizons de marnes, de marno-calcaires et de calcaires marneux et noduleux, fins, grés-glauconieux, à silex et éponges siliceuses, oolithiques à la base et plus marneux et noduleux au sommet.

Marnes à argiles beiges à roussâtres.

Calc. noduleux à marno-calcaires devenant argileux au sommet, fins, grés-glauconieux.

Calc. à marno-calcaires, plus argileux et noduleux au sommet, à silex, fins, grés-glauconieux, crinoidiques, présentant de fines strati. obl.

Calc. assez grossiers, griâtres à roussâtres, grés-glauconieux, bioclastiques et oolithiques, alternant avec des bancs dm de calc. fins micritiques et noduleux.

Couvert par éboulis quaternaires (Marnes à marno-calcaires gris-beige à roussâtres?).

Petits bancs dm à cm de calc. fins grés-glauconieux alternant avec des argiles roussâtres.

Grosse barre de calc. massifs, en bancs dm à m, parfois noduleux, fins, micritiques, grés-glauconieux, à silex, éponges siliceuses et *Toxaster retusus* à la base, présentant un gros banc massif à nombreux terriers au milieu.

Marnes grises à beiges, bioclastiques, à nombreuses éponges siliceuses et échinides (*Toxaster retusus*), ostracés et brachiopodes, présentant vers la base un horizon très glauconieux et bioclastique (m/s; éch. T01-1a)

Superposition de deux paraséquences séparées par un petit horizon argileux, constituées de calc. grossiers grés-glauconieux, bioclastiques et crinoidiques, à rhynchonelles, en bancs dm parfois légèrement obliques.

Marno-calcaires noduleux, très bioturbés.

Marnes gris-beige peu affleurantes.

Grosse barre de calc. grossiers, gris-verdâtre à roussâtres, grés-glauconieux, très bioclastiques (crinoidiques), en bancs cm à dm, à nombreuses strati. obl. et nodules siliceux.

Marno-calcaires gris-beige.

Calc. grossiers bioclastiques, grés-glauconieux, griâtres, en bancs dm légèrement obliques.

Couvert par éboulis quaternaires (Marnes gris-bleu à ammonites: cf. tunnel autoroutier et sentier montant de Raclaz-d'en-haut au Golet du Pet).

Toll: surface durcie ferrugineuse, tarauée, à nombreux débris bioclastiques.

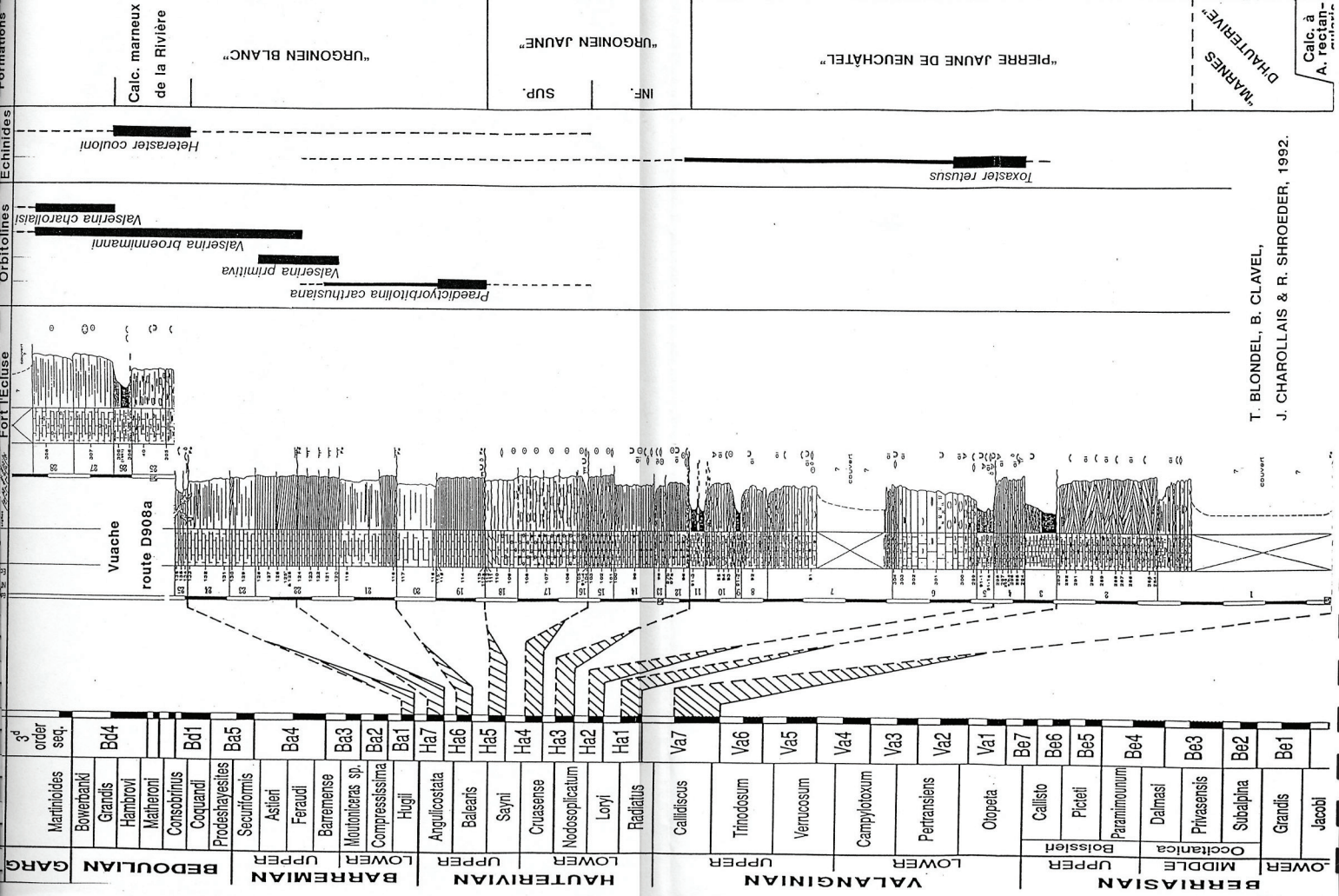
Sommet des Calcaires à *Alectryonia rectangularis* (ostréide): calc. roussâtres grossiers, très bioclastiques, à silex, grés-glauconieux, en bancs dm irrég. à rares strati. obl. et quelques interlits argileux.





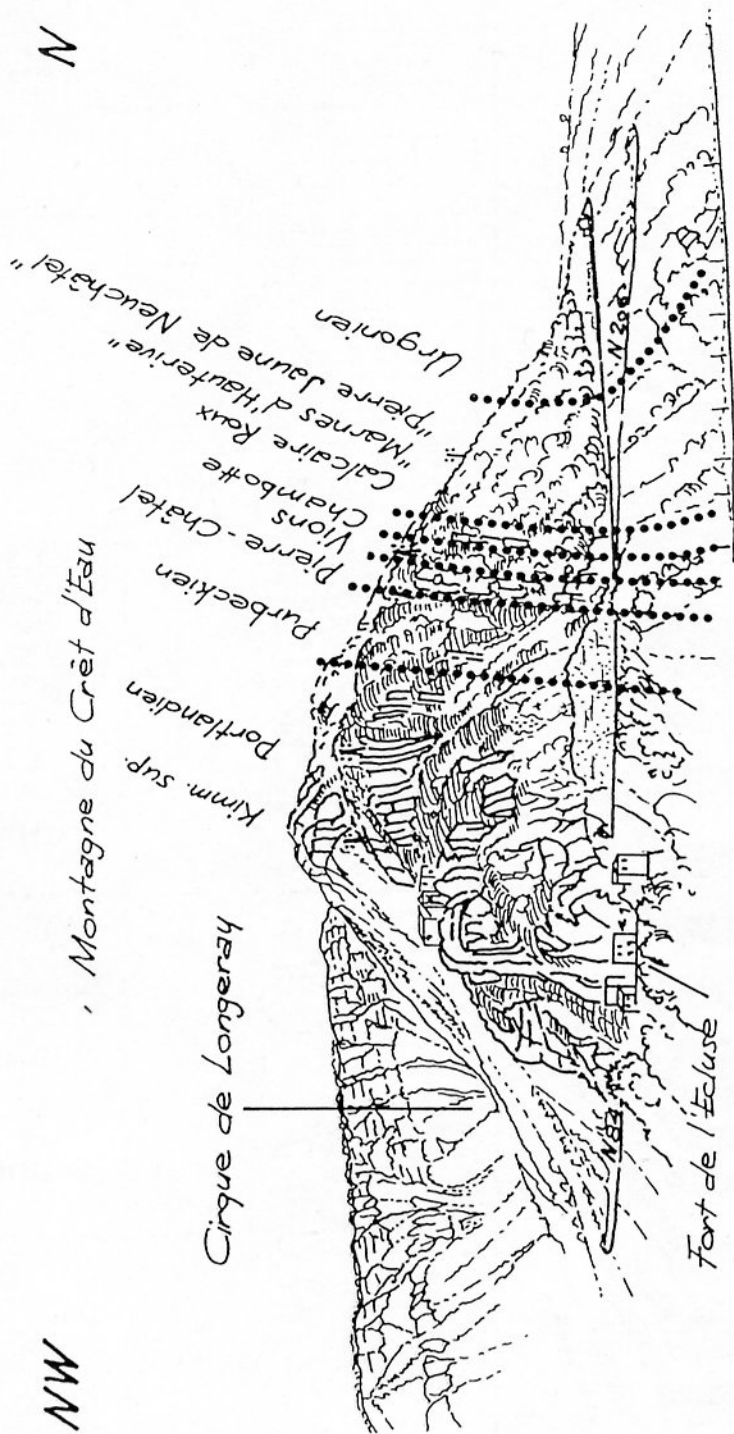






T. BLONDEL, B. CLAVEL,  
J. CHAROLLAIS & R. SHROEDER, 1992.



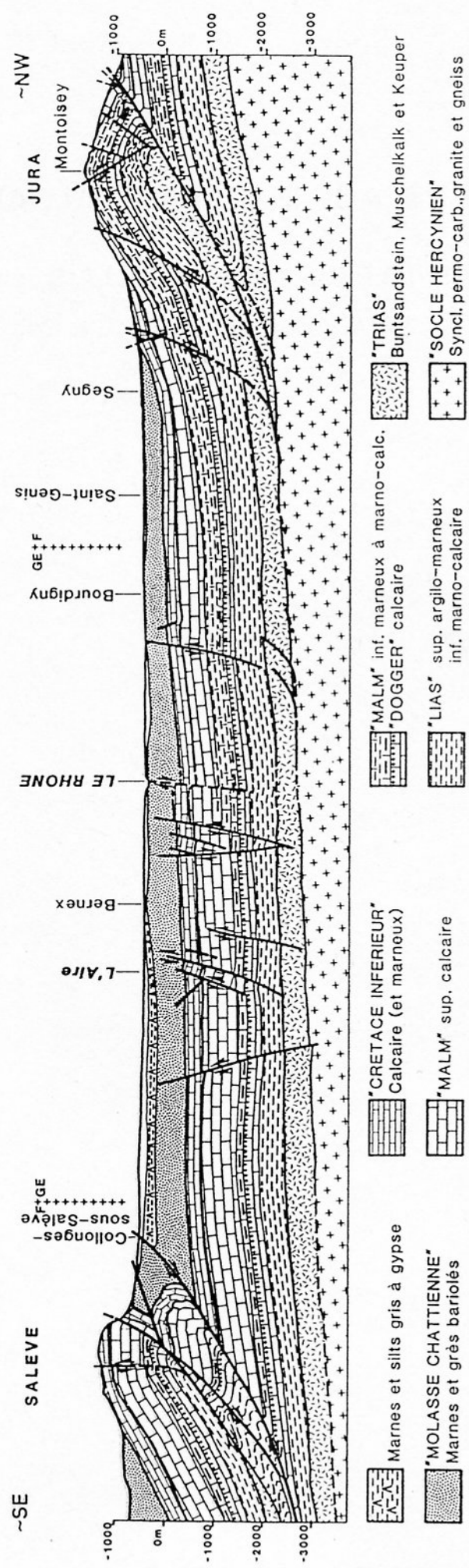


VUE SUR LE FORT DE L'ECLUSE ET LA MONTAGNE DU CRÊT D'EAU,  
DEPUIS L'ARRET 2, RIVE GAUCHE DU RHONE (MIRAGE 474,2 M),

D'APRES UN DESSIN DE A. LOMBARD IN J. CHAROLLAIS & H. BADOUX (1990)



Entre l'arrêt 3 (Jura-Vuache) et l'arrêt 4 (Salève), l'itinéraire traverse le bassin molassique tertiaire (Molasse rouge à la base, Molasse grise à gypse au sommet), les formations supérieures sont souvent masquées par des dépôts glaciaires.



COUPE GEOLOGIQUE DU BASSIN GENEVOIS, ENTRE LE SALEVE ET LA HAUTE-CHAINE

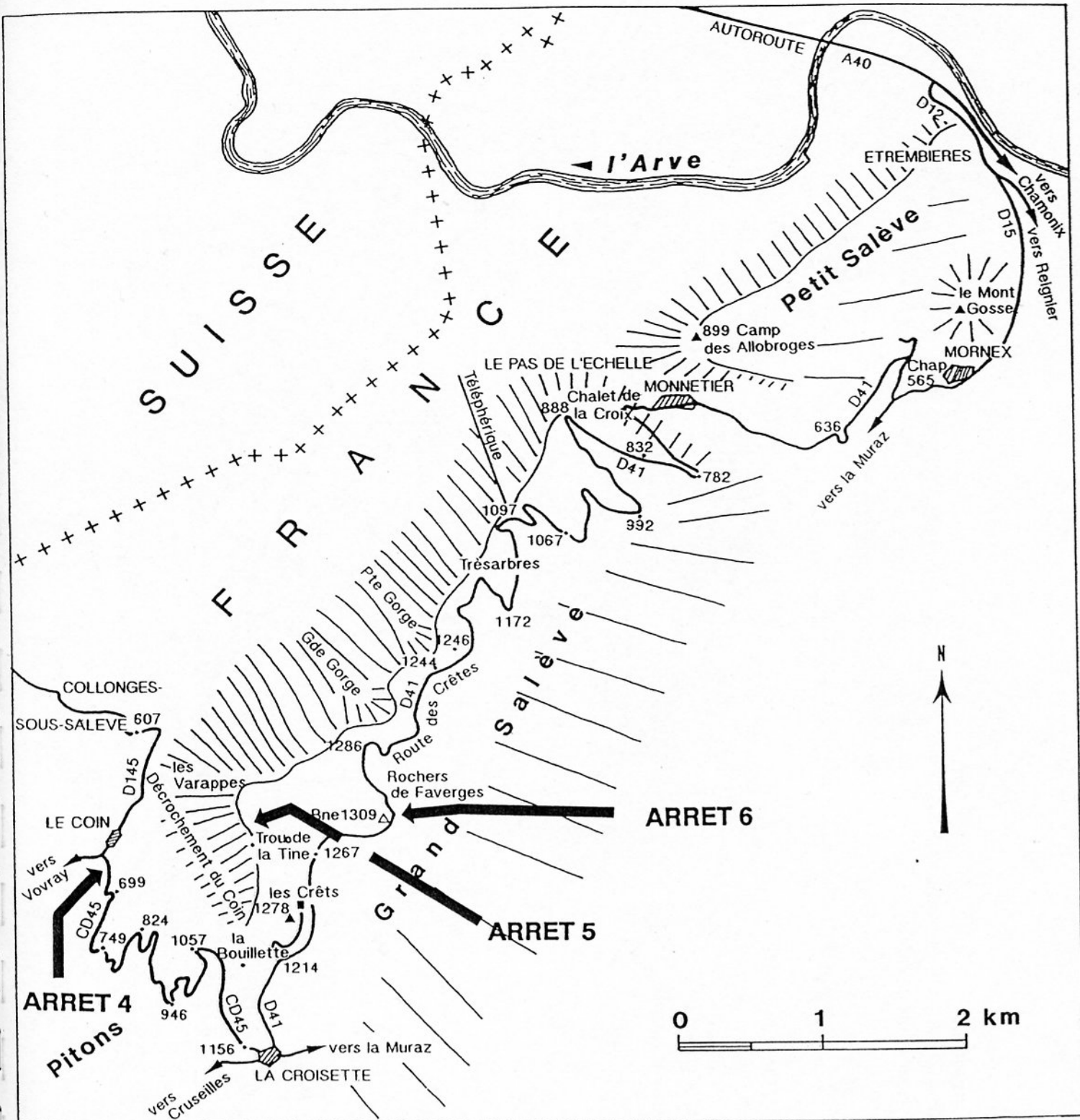
d'après G. AMBERGER (1988) in J. CHAROLLAIS & H. BADOUX (1990)

**LE CRETACE INFERIEUR DU SALEVE**

**DEVILLE Quentin, CHAROLLAIS Jean,  
CLAVEL Bernard, MONTEIL Eric**



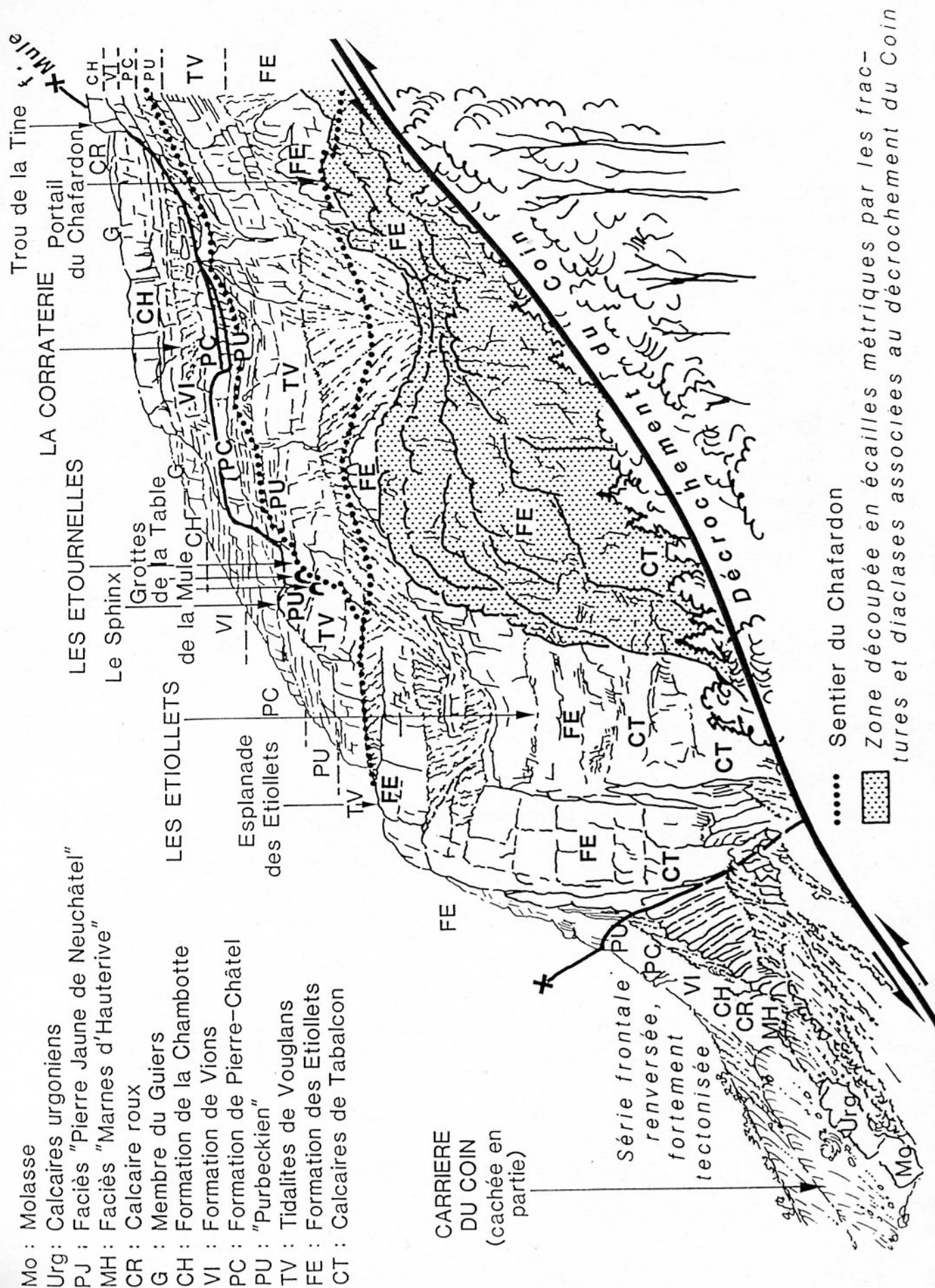
## STRATIGRAPHIE DES SERIES BERRIASO-VALANGINIENNES DU SALEVE



PLAN DE SITUATION POUR LES ARRETS 4, 5 ET 6

## ARRET 4

VUE SUR LA PAROI MERIDIONALE DU GRAND-SALEVE, DEPUIS LA TABLE PANORAMIQUE, PRES DU COIN, AUX ENVIRONS DE LA COTE 700 M









## **ARRET 6**

### **VUE SUR LES ALPES DEPUIS LA BORNE 1 309 M**

Dessin: Augustin LOMBARD (1965).

Commentaires géologiques: Jean CHAROLLAIS (1990)



Depuis M. Bertrand (1884) et H. Schardt (1893), les montagnes de la rive droite de l'Arve sont interprétées comme un *empilement d'unités tectoniques ou nappes* résultant de la superposition de bassins sédimentaires qui originellement, dès le début du Mésozoïque, se trouvaient au SE des massifs cristallins externes des Aiguilles rouges et du Mont-Blanc alors que ceux-ci étaient enfouis à plus de 10 km au-dessous du niveau de la mer. Ces bassins se sont chevauchés au milieu et à la fin du Tertiaire par suite de la poussée dirigée du SE vers le NW, lors de *l'orogénèse alpine*. Ces nappes préalpines (visibles sur le panorama) appelées aussi **Préalpes du Chablais** comprennent de bas en haut :

- les *Préalpes ultrahelvétiques* bien développées dans les collines du Faucigny,
- les *Préalpes médianes* (ou *Briançonnais sensu lato*) qui représentent la majeure partie des Préalpes du Chablais : Dent d'Oche, Mont Billiat, Cornettes de Bise, Hirmente, Miribel, Haute-Pointe, Vésine, Brasses, Môle,
- la *nappe de la Brèche* qui ne se développe qu'à partir de la vallée du Giffre jusque dans la vallée du Rhône : Pointe de Grange, Tavaneuse, Nantaux, Roc d'Enfer, Chalune, Haut-Fleury, Pic de Marcelly,
- La *nappe du Gurnigel* qui forme la partie supérieure des Voirons et se poursuit dans le Vouan.

Postulant que plus une nappe est « haute » dans l'édifice alpin, plus son origine est lointaine et donc sa translation importante, les géologues ont pu replacer les différentes unités dans la position (patrie) qu'elles occupaient originellement dès le début du Mésozoïque, avant le plissement alpin tertiaire. Il faut donc s'imaginer que dès le Mésozoïque la mer recouvrait le Jura, le Salève, la vallée de l'Arve et s'étendait jusqu'aux confins du continent africain. Dans cet océan dit alpin d'une largeur voisine de 1 000 km, se sont déposées du Trias jusqu'au début du Tertiaire de puissantes séries de sédiments dont les faciès variaient suivant la profondeur de la tranche d'eau, l'éloignement des côtes, la direction des courants, etc. *On peut assimiler les différentes nappes préalpines du Chablais à une pile d'assiettes qui se sont remplies de sédiments généralement marins du Trias jusqu'au début du Tertiaire et qui à l'origine n'étaient pas superposées, mais se côtoyaient.* Chacune d'elles représente un bassin sédimentaire et correspond à un paléoenvironnement particulier, et chacune d'elles se trouvait séparée des autres par un accident morphologique ou tectonique : cordillère, faille, plan de subduction, rift. Une fois comblé de matériel sédimentaire généralement marin, *l'océan alpin a commencé à se refermer dès le début du Tertiaire*, par suite d'une dérive de la plaque africaine vers la plaque eurasiatique. Ainsi, les assiettes ont-elles eu tendance à se passer les unes par dessus les autres pour s'empiler, les plans de chevauchement étant déterminés par les accidents qui les séparaient à l'origine. Comme la poussée alpine venait du SE (dérive de la plaque africaine vers la plaque eurasiatique), les premiers bassins sédimentaires à être bousculés furent les bassins dits internes, donc plus proches de l'Afrique, tel celui du Gurnigel. Ce jeu de saute-mouton a continué jusqu'à la fermeture complète de l'océan alpin et a ainsi provoqué l'empilement en « assiettes » des nappes préalpines.

Chacune des unités préalpines (sauf les Préalpes supérieures) est donc caractérisée par une série stratigraphique particulière qui va généralement du Trias jusqu'au début du Tertiaire.

Seules, les formations les plus marquantes morphologiquement ont été mentionnées sur le panorama par quelques monogrammes : Tr : *Trias* ; Ji, Jm, Js : *Jurassique inférieur, moyen, supérieur* ; Ci, Cs : *Crétacé inférieur, supérieur* ; Bri, Brs : *Brèche inférieure, supérieure*.

*Les Préalpes du Chablais chevauchent les dépôts molassiques tertiaires* (O2, O3) qui au contact du plan de chevauchement, sont écaillés et constituent la *Molasse subalpine rupélienne* (O2) ; celle-ci apparaît dans la partie inférieure des Voirons, notamment dans la région de Montauban. Entre le pied des Voirons et le Salève, affleure la *Molasse rouge chattienne* (O3) qui est en grande partie recouverte de *dépôts glaciaires* (q4 : *moraine de fond würmienne* ; q5 : *moraine et alluvions du retrait würmien*).

À l'arrière-plan, se profilent à l'horizon des sommets aux crêtes enneigées qui correspondent à la prolongation de l'ensemble delphino-helvétique bien développé sur la rive gauche de l'Arve

L'altitude de ces montagnes s'explique par une forte montée axiale du SW vers le NE ; celle-ci se marque particulièrement bien dans la barre des *calcaires urgoniens* (U) qui part de la vallée du Giffre (région du Fer à Cheval) et qui monte au sommet du Ruan. À partir des Dents du Midi vers le NE, l'ensemble delphino-helvétique s'est replissé en formant une véritable nappe (*nappe de Morcles*) avec flanc normal et flanc inverse ; les replis au front de cette nappe sont visibles depuis le Salève par très beau temps. Enfin, tout au fond, à l'horizon, se dresse une série de grandes aiguilles appartenant aux *massifs cristallins externes* ; elles débutent à gauche du panorama avec la Grande Fourche, se poursuivent dans l'Aiguille Verte pour aboutir plus au SW au massif du Mont-Blanc.

Sur la rive gauche de l'Arve, le panorama est dominé par les plus hauts sommets d'Europe, les massifs du Mont-Blanc (4 807 m) et des Aiguilles Rouges, qui représentent le *socle cristallin* composé de roches plutoniques (essentiellement granites) et métamorphiques (gneiss, micaschistes, amphibolites, etc.) Ces *massifs cristallins dits externes* (d'âge généralement paléozoïque parfois même précambrien) ont constitué durant tout le Mésozoïque et le début du Tertiaire (alors qu'ils étaient beaucoup plus bas topographiquement) le fond du bord occidental de l'océan alpin. Dans cet océan, des boues calcaires, argileuses et gréseuses se sont déposées pendant près de 150 millions d'années ; une fois exondées, elles ont donné les roches qui forment aujourd'hui les *chaînes subalpines septentrionales* : massif des Bornes ou du Genevois, chaîne des Aravis-Charvin, massif de Platé - Haut-Giffre. Ces chaînes subalpines représentent l'extrémité septentrionale d'un ensemble structural qui borde le front occidental (ou externe) des Alpes et qui s'étend depuis la Méditerranée jusqu'à la vallée de l'Arve. L'océan d'où sont issues ces chaînes (ou domaine paléogéographique) est appelé *dauphinois* par les géologues français, et *helvétique* par les géologues suisses.

L'ossature des chaînes subalpines est déterminée essentiellement par les *calcaires urgoniens* (U) dont la puissante barre de 250 m d'épaisseur forme les principaux sommets. En fait, l'ensemble de la série sédimentaire comprise entre le Trias et l'Oligocène inférieur atteint une puissance de 3 000 à 3 500 m. Sur le panorama, n'ont été mentionnés que le *Flysch* (F) de l'Oligocène inférieur, les *formations tertiaires indifférenciées* (N), les terrains crétacés parmi lesquels ont été parfois individualisés le *Crétacé supérieur* (Cs), le *Crétacé moyen* (Cm), le *Crétacé inférieur* (Ci), les *calcaires urgoniens* (U) et les calcaires gréseux hauteriviens (H).

Sur le plan tectonique, ces chaînes subalpines montrent surtout des plis (anticlinaux et synclinaux) et des failles-plis. Toutes les structures nettement déversées vers le NW ainsi que les chevauchements d'ordre kilométriques dirigés vers le NW, résultent de différents mouvements tectoniques qui débutèrent dès la fin du Tertiaire. Les translations majeures par rapport à leur aire originelle de sédimentation (patrie) correspondent à une poussée tangentielle orientée du SE vers le NW ; celle-ci est relativement récente et se situe vers la limite Pontien-Pliocène (— 5 millions d'années) et semble être liée à la phase paroxysmale de mise en place du Salève et du Jura. Entre le chaînon du Salève et le front des chaînes subalpines s'étend le *plateau molassique des Bornes* ; il apparaît au premier plan du panorama. La prospection sismique a révélé qu'il correspondait à une zone synclinale dont le flanc occidental à faible pendage contraste avec le flanc oriental très fracturé et caractérisé par de nombreux plans de chevauchement la plupart du temps masqués par un *empâtement glaciaire* plus ou moins important (q4, q5). Les *terrains tertiaires du plateau des Bornes* (02, 03) débutent au Rupélien (*Marnes à Cyrènes, Grès de Bonneville*) et se poursuivent au Chattien avec la *Molasse rouge* qui atteint environ 1 000 m d'épaisseur au front du massif des Bornes.

MARDI 26 MAI 1992  
**CALCAIRES URGONIENS  
ET GRES VERTS SUBALPINS**

**MATIN**

Etude des Calcaires urgoniens du Rocher de Cluses (massif des Bornes, rive gauche de l'Arve)

Pique-nique près de Flaine

**APRES-MIDI**

Etude des Grès verts de la région de Flaine (massif de Platé, rive droite de l'Arve)

Dîner et coucher au Mt. Saxonnet

**LES CALCAIRES URGONIENS  
DU ROCHER DE CLUSES**

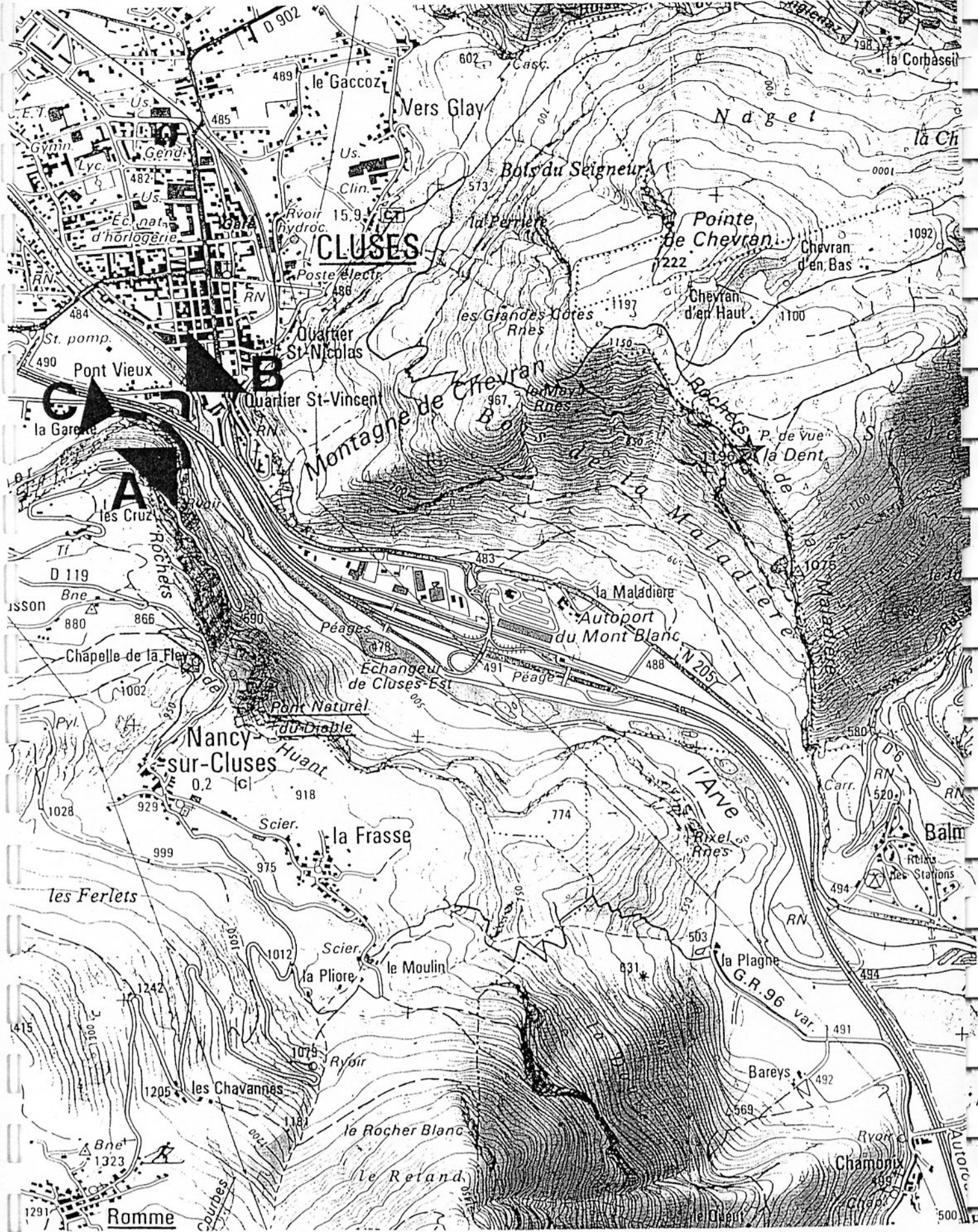
**TRABOLD Günter**

**SCHROEDER Rolf, CLAVEL Bernard, CHAROLLAIS Jean**



# COUPE DU ROCHER DE CLUSES

## CARTE DE SITUATION



0 1000m

## COUPE DU ROCHER DE CLUSES

### TYPES DE MICROFACIES

#### MICROFACIES 1

Le Microfaciès 1 est composé de sédiment fin. La taille des particules varie de 0,1 à 0,5 mm. Les peloïdes, petits foraminifères benthiques, fragments d'échinodermes et les débris de bivalves sont les composants principaux de ce microfaciès.

A cause des différents arrangements des particules, il faut distinguer plusieurs sous-microfaciès dans le microfaciès 1.

#### Sous-Microfaciès 1A: Biopelsparite (packstone à grainstone)

Bioclastes:

petits foraminifères benthiques (miliolidae et textulariidae)  
 échinodermes (avec ciment syntaxiale)  
 brachiopodes  
 pélécy-podes  
 gastéropodes  
 bryozoaires

Composants:

peloïdes  
 lithoclastes

Minéraux accessoires: Quartz, glauconie.

#### Sous-Microfaciès 1B: Pelsparite à échinodermes (packstone à grainstone)

Ce sous-microfaciès est composé de peloïdes et de débris d'échinodermes. On remarque la petite taille des particules, d'un diamètre de seulement 0,100 à 0,250 mm.

Composition: Peloïdes, échinodermes (avec ciment syntaxiale), quelques foraminifères benthiques, bivalves, et quartz.

Les espaces intergranulaires sont remplis du ciment syntaxique des échinodermes.

#### Sous-Microfaciès 1C: Biopelsparite riche en quartz (packstone à grainstone)

La composition est identique à celle du sous-microfaciès 1A, avec une teneur en quartz détritique variant entre 5% et 20%, et en plus, on trouve des fragments de stromatopores et de chaetetides.

#### Sous-Microfaciès 1D: Biopelsparite à ooïdes (packstone à grainstone)

La composition de ce sous-microfaciès 1D est la même que celle du sous-microfaciès 1A, à la différence près que l'on trouve jusqu'à 20% d'ooïdes dans le sous-microfaciès 1D. Ces ooïdes sont pour la plupart radiaires-concentriques avec un diamètre de 0,200 à 0,400 mm.

Il y a également quelques ooïdes tangentiels, superficiels avec la même taille.

**Microfaciès 2: Biopelsparite jusqu'à biopelsparite à lithoclastes. (packstone à grainstone)**

Le grand nombre de bioclastes différents est caractéristique du microfaciès 2. L'apport en bioclastes est déterminé par les organismes vivant dans un milieu de plate-forme externe, peu profond. A l'affleurement, les dunes hydrauliques, bidirectionnelles, indiquent un milieu dans la zone d'action des vagues (éch. no. 34 à 55).

Les vides intergranulaires sont bouchés par un ciment primaire et une seconde phase de sparite équigranulaire grossière.

Bioclastes:

pélécy-podes  
échinodermes  
bryozoaires  
petits foraminifères benthiques  
brachiopodes  
coraux  
stromatopores  
algues: dasycladacées, algues rouges  
brachiopodes  
gastéropodes

Composants:

Peloïdes  
Lithoclastes

**Microfaciès 3: Lithoclastes-biopelsparite (packstone à grainstone)**

La présence de lithoclastes bien arrondis et de grands foraminifères agglutinés (*Lituolidae*: *Rheophax giganteus* n.sp., *Lituola* cf.) caractérise ce microfaciès. Le diamètre moyen des grains est de 1 mm.

La cimentation est identique à celle du microfaciès 2 c'est-à-dire un ciment précoce et une phase de ciment tardif. Le milieu de dépôt est aussi identique à celui du microfaciès 2.

Bioclastes:

foraminifères benthiques (*miliolidae*, *lituloidae*)  
pélécy-podes  
bryozoaires  
échinodermes  
stromatopores  
coraux  
gastéropodes  
algues encroûtantes  
brachiopodes

composants:

peloïdes  
lithoclastes  
grains composites

**Microfaciès 4A: Oobiopelsparite à oosparite (packstone à grainstone)**

Le microfaciès 4A se distingue par la présence massive d'ooïdes, variant entre 20% et 90%. Ces ooïdes sont essentiellement radiaires à radiaires-concentriques, avec un diamètre d'environ 0,4 mm.



Peloïdes, petits foraminifères et fragments d'échinodermes forment les noyaux de ces ooïdes.

Ce genre d'ooïdes se forme dans un milieu de basse énergie; du fait qu'on les trouve dans des roches à texture de grainstone, qui elles représentent un milieu de dépôt de haute énergie, ces ooïdes ont été déplacés de leur lieu de formation à leur lieu de dépôt.

Une première phase de ciments ménisques et stalactitiques indique une exposition aérienne temporaire du sédiment. Une deuxième phase de ciment équigranulaire grossier a fermé les pores intergranulaires.

La couleur des roches correspondant à ce microfaciès est gris clair.

#### **Microfaciès 4B: Oobiopelmicrite à oomicrite (wackestone)**

Contrairement au microfaciès 4A, les particules baignent dans une matrice micritique. Les ooïdes radiaires à radiaires-concentriques, forment l'essentiel de ce microfaciès. On voit rarement des ooïdes cérébroïdes.

Bivalves, gastéropodes, petits foraminifères et fragments d'échinodermes sont les bioclastes qu'on trouve dans ce sédiment; ces bioclastes forment avec des peloïdes les noyaux de ces ooïdes. Parmi les particules il y a aussi des intraclastes, des peloïdes et des grains composites.

Le milieu de dépôt de ce microfaciès correspond, par opposition au microfaciès 4A, à un environnement de basse énergie.

La couleur de cette roche est gris sombre.

#### **Microfaciès 5: Biopelmicrite à biopelsparite à micrite (wackestone à packstone)**

La plupart des particules sont des peloïdes (diagénétiques et pellets fécaux) et des bioclastes mélangés à de la micrite. D'autre part, on voit des lithoclastes, des grains encroûtés par des algues et des grains composites. La quantité de micrite varie de 10% à 30%.

L'arrangement de ces particules représente un milieu relativement calme.

Bioclastes:

petits foraminifères (miliolidae, textulariidae)  
dasycladacées  
bivalves  
échinodermes  
gastéropodes  
ostracodes

Composants:

peloïdes  
intraclastes  
grains composites

#### **Microfaciès 6: Boundstone à coraux et stromatopores (biolithe)**

Ce microfaciès se trouve à un seul niveau de la coupe, entre 100 et 109 m. A l'affleurement, cette bioconstruction forme un banc massif de 9 m d'épaisseur. La structure de ce récif est constituée de coraux et de stromatopores, dans laquelle des bryozoaires, échinodermes, intraclastes et peloïdes ont été déposés.



Constructeurs du récif:

stromatopores:

*Disparistromaria urgonica* Turnsek  
*Cladocoropsis* sp.

coraux:

*Columnocoenia* sp.  
*Dermosmilia* sp.  
*Fungiastraea* sp.  
*Meandrararea meandriiformis* Morycowa  
*Microsolena guttate* Kobay

### Microfaciès 7: Bafflestone à rudistes (biolithite)

La grande proportion de rudistes caractérise ce microfaciès. Sur la coupe, on reconnaît facilement les "bancs à rudistes" grâce au relief créé par les coquilles sur le calcaire. L'épaisseur de ces bancs est de 0,7 à 5 mètres.

Les algues nodulaires, algues encroûtantes et les *Bacinella irr.* forment, avec les rudistes, les composants principaux. En plus, il y a de petits foraminifères benthiques, des dasycladacées, des gastéropodes, des peloïdes, des intraclastes et des grains composites.

La texture de ce calcaire évolue d'un wackestone jusqu'à un grainstone.

### Microfaciès 8: Onco-biopelmicrite jusqu'à intra-onco-biopelsparite (floatstone à rudstone)

Caractéristique de ce microfaciès, les constructions algaires, comme les nodules et les encroûtements dont la taille atteint 0,7 à 4 mm. Leur forme est irrégulière. On reconnaît dans certains grains les structures de l'algue *Girvanella* sp.; ce sont ces grains que nous avons nommés oncoïdes.

On observe encore des intraclastes, grapestones, peloïdes/pellets fécaux et des bioclastes: *Bacinella irr.*, rudistes, dasycladacées et des foraminifères (miliidae, lituolidae).

Le sous-microfaciès 8A est constitué d'un sédiment fin (petits foraminifères et pellets/peloïdes) avec de grands nodules algaires, alors que le sous-microfaciès 8B est formé de particules plus grandes, et de provenance diversifiée. Le sous-microfaciès 8B est souvent mélangé aux microfaciès 7 ou bien il se situe juste au-dessus des "bancs à rudistes".

### Microfaciès 9: Intra-biopelsparite à micrite jusqu'à intra-biopelsparite (rudstone)

Les arrangements des particules sont similaires aux microfaciès 7 et 8.

Ce microfaciès se distingue par des stromatolites (structures fenestrae) avec des ciments stalactitiques grossiers et la destruction locale des structures sédimentaires primaires par des phénomènes de dissolution. Cela indique une exposition subaérienne momentanée du sédiment.

Bioclastes:

rudistes  
algues nodulaires  
algues encroûtantes  
oncoïdes  
foraminifères  
gastéropodes

composants:

intraclastes  
lithoclastes  
peloïdes  
grapestones  
grains composites

**Microfaciès 10: Pelmicrite à foraminifères jusqu'à pelsparite à foraminifères (wackestone à grainstone)**

Ce microfaciès contient presque exclusivement deux éléments: Petits foraminifères benthiques, surtout miliolidae, peloïdes/pellets fécaux, noyés dans de la micrite. A certains niveaux il y a apparition de nombreuses dasycladacées. Cette association laisse supposer un milieu de dépôt à très basse énergie.

**Microfaciès 11: Micrite marneuse à orbitolines ("marnes à orbitolines")**

A l'affleurement, les "marnes à orbitolines" se présentent en petits bancs érodés, épais de 20 à 60 cm. Ils se reconnaissent facilement aux creux qu' ils forment entre les bancs calcaires plus résistants.

Les composants principaux sont les orbitolines (*Palorbitolina lenticularis*, *Paracoskinolina maynci*, *Orbitolinopsis kiliani*) et des dasycladacées. De plus, on trouve des fragments d'échinodermes, peloïdes, intraclastes, du quartz détritique et des minéraux insolubles. Ces marnes sont fortement bioturbées et coupées par des séries de stylolithes.

**Microfaciès 12: Biomicrite (mudstone à wackestone)**

Sédiment micritique, dans lequel flottent de rares petits foraminifères, bivalves, gastéropodes et pellets. On y trouve des structures fenestrae. Ce microfaciès est peu développé et constitue des bancs de seulement 30 cm.

**Microfaciès 13: Marnes**

Ces sont de fines bandes, épaisses de 5 à 15 cm, qui forment des creux à l'affleurement.

Composants:

quartz  
feldspath  
intraclastes carbonnatés

**Microfaciès 15: Silex**

Ces bandes silicifiées ne sont développées qu'à la base de la coupe, elles se présentent en petits bancs de 2 à 8 cm.

**Microfaciès 16: Charbon**

Cette couche de charbon, épaisse de 5 cm, est un niveau émmersif évident. Elle est composée uniquement de vitrinite. Son pouvoir réflecteur est 0.78%.

**Microfaciès 17: Biopelmicrite marneuse(wackestone), (Calcaire marneux à *Toxaster retusus*)**

C'est le faciès hémipélagique à *Toxaster retusus*, d'âge hauterivien, qui se trouve sous la formation urgonienne.

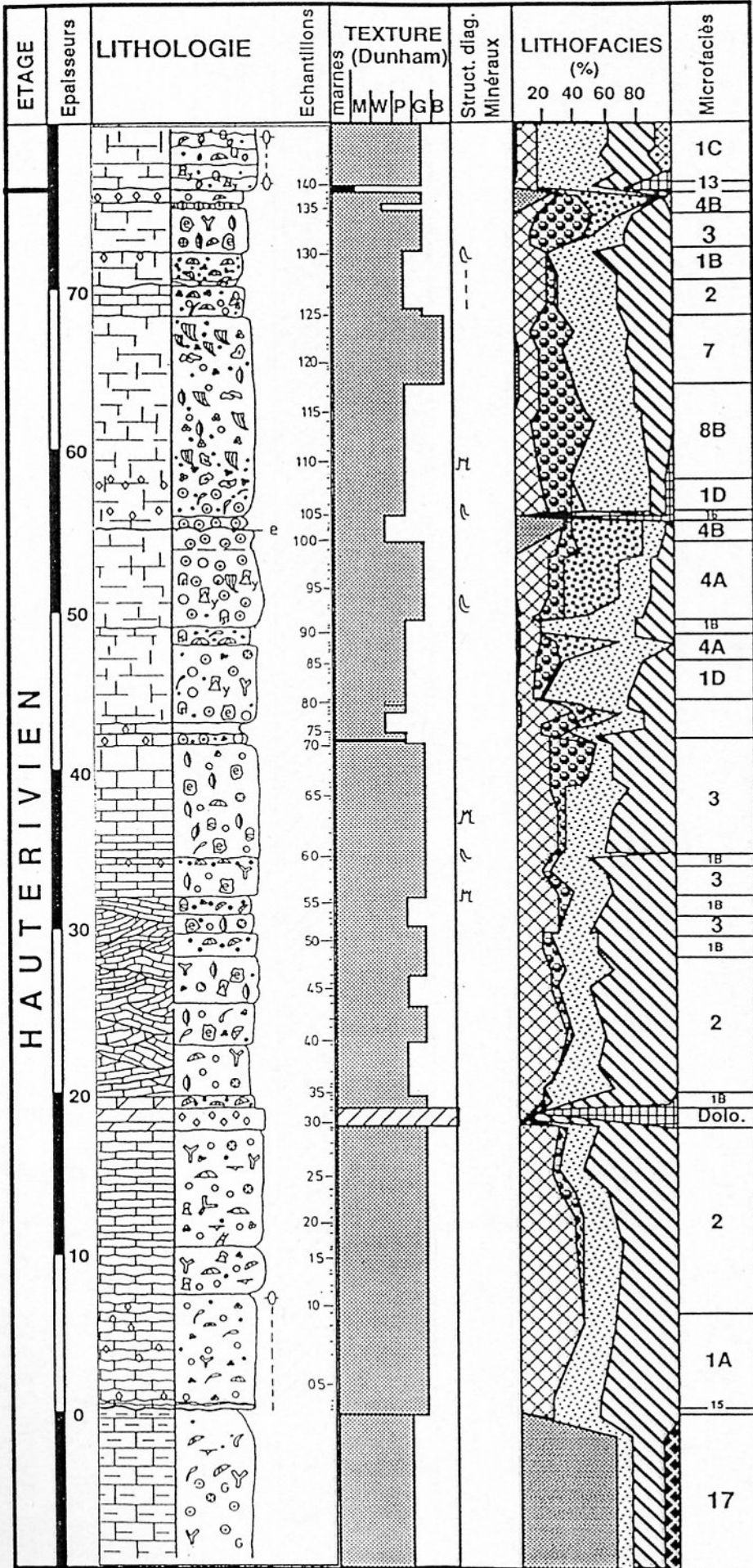
Bioclastes:

échinodermes (avec *Toxaster retusus*)  
pélécy-podes  
bryozoaires  
coraux  
brachiopodes










composants:

ooïdes  
peloïdes  
glaucanie  
quartz

# Rocher de Cluses

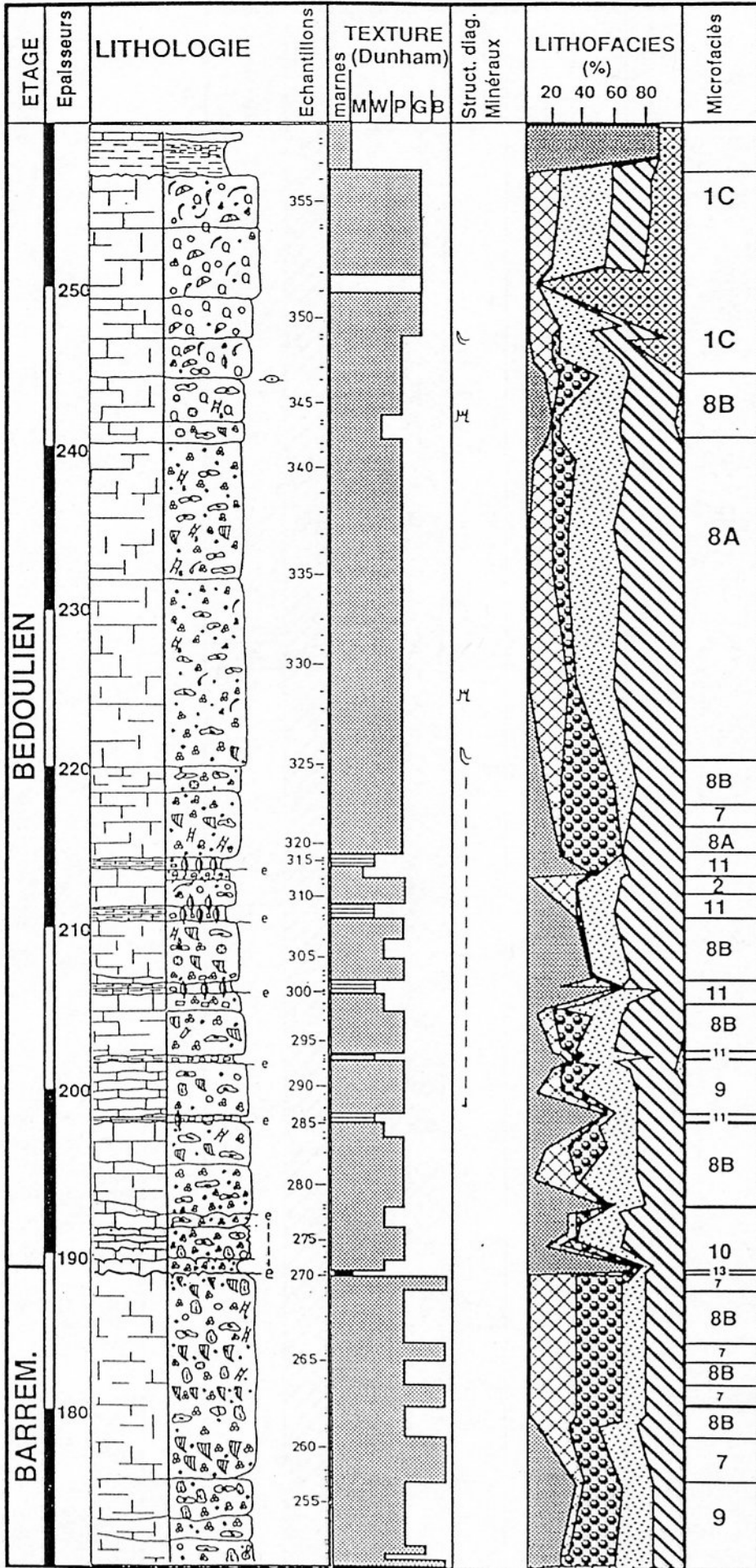


### Lithofaciès

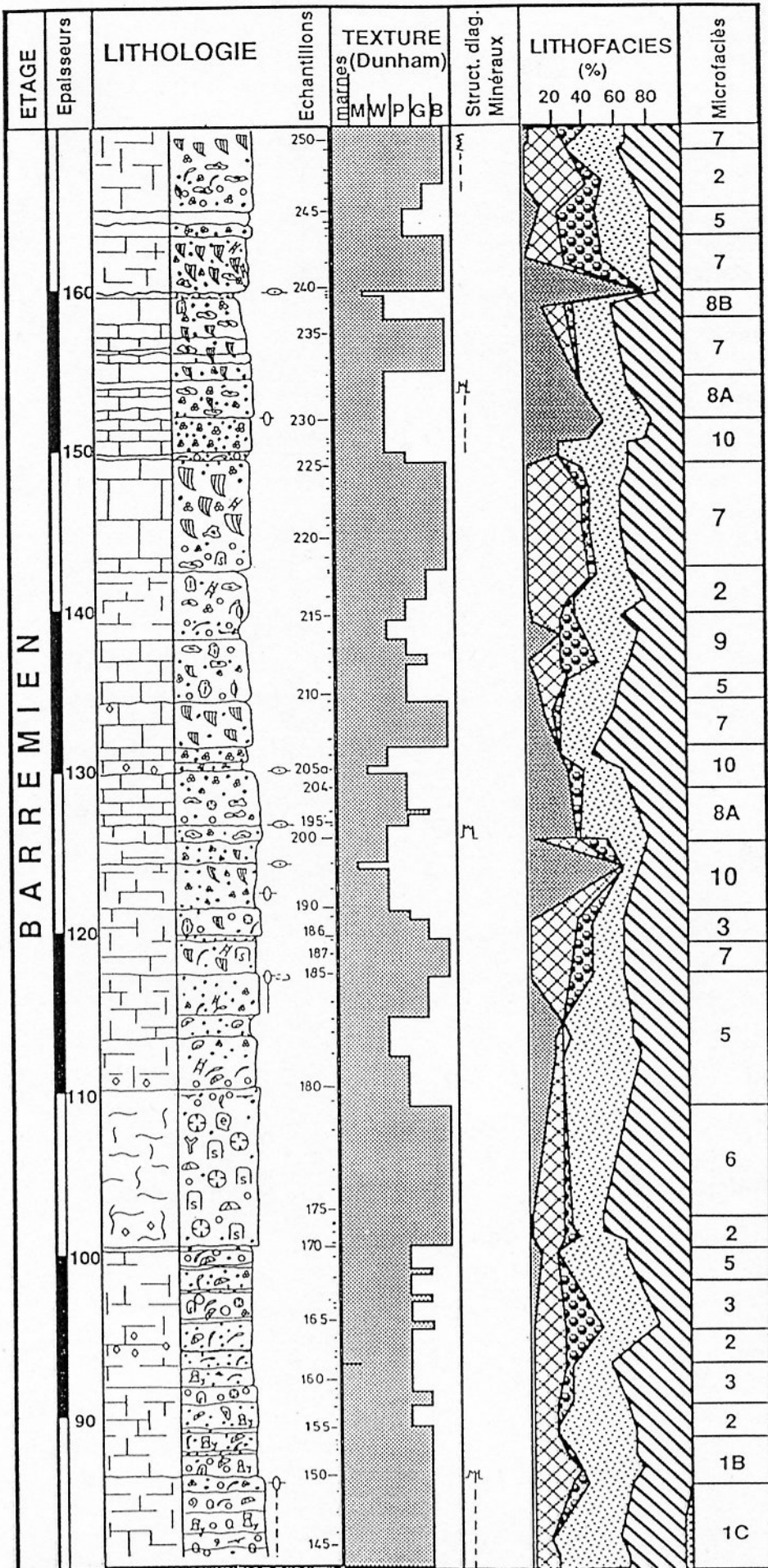
-  Matrice
-  Sparite
-  Lithoclastes
-  Ooïdes
-  Pelloïdes
-  Bioclastes
-  Dolomie
-  Quartz
-  Glauconie











# Rocher de Cluses



## Rocher de Cluses



## Lithofaciès

-  Matrice
-  Sparite
-  Lithoclastes
-  Ooïdes
-  Peloides
-  Bioclastes
-  Dolomie
-  Quartz

# Légende







## Lithologie

	Calc. en bancs
	Calc. massif
	Calc. marneux
	Dolomie
	Marne

## Bioclastes

	coraux
	brachiopodes
	bryozoaires
	échinodermes
	bivalves
	rudistes
	huîtres
	gastéropodes
	ostracodes
	petits foraminifères benth.
	grands foraminifères benth.
	algues général.
	stromatopores
	oncoïdes

## Composants

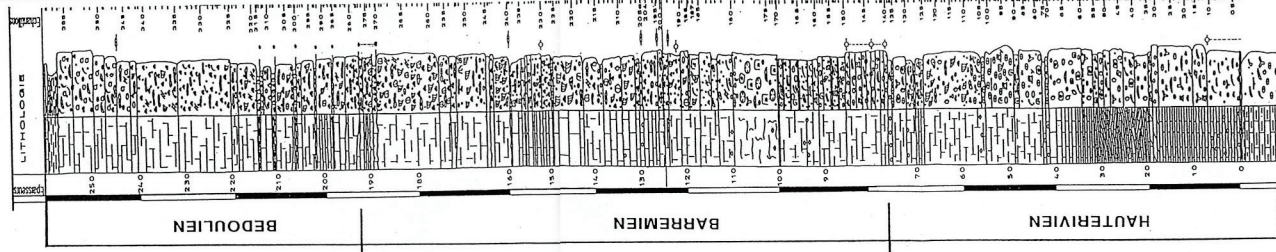
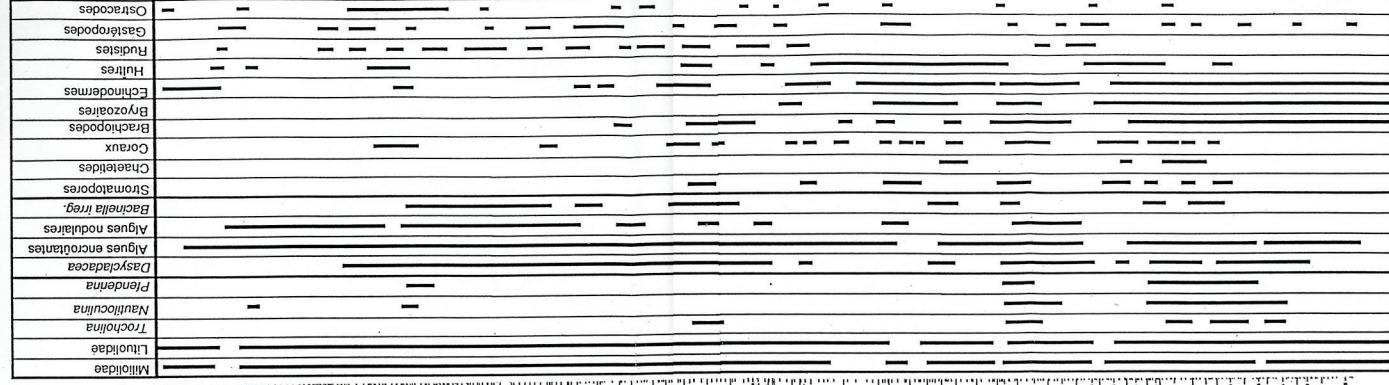
	lithoclastes
	intraclastes
	extraclastes
	peloïdes
	pellets
	ooïdes

## minéraux

Q	quartz
G	glauconie

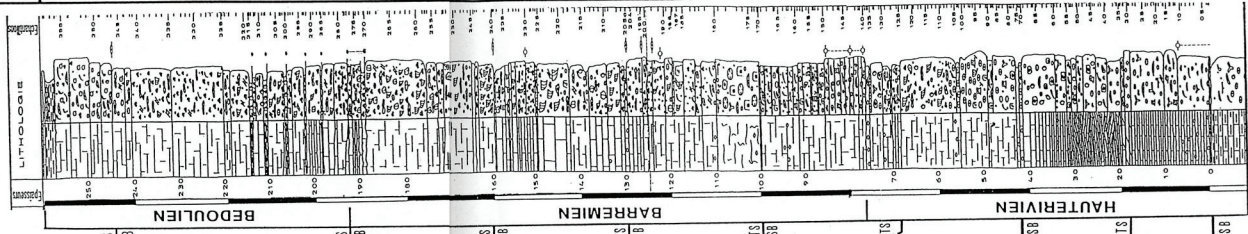
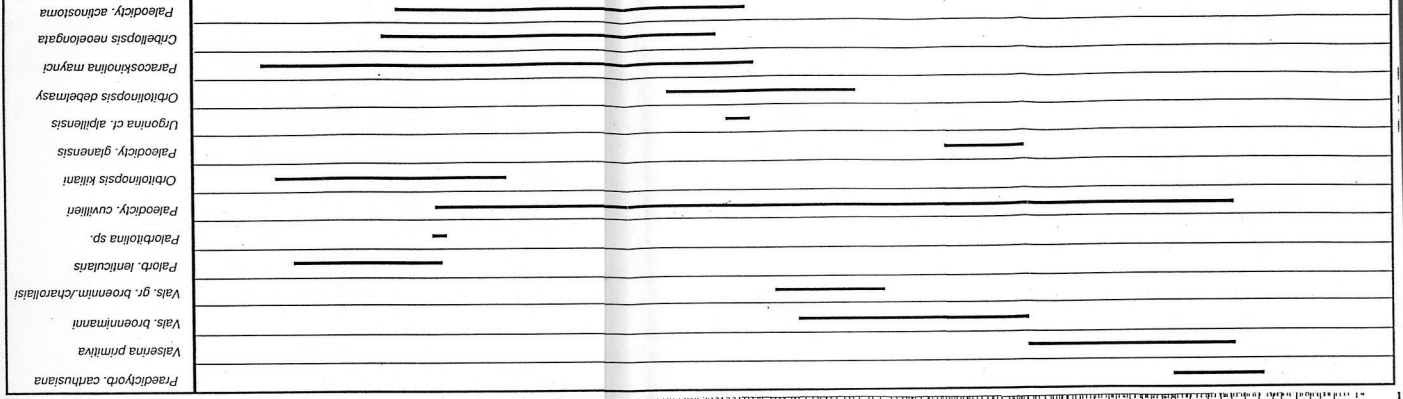


Répartition stratigraphique des principaux fossiles rencontrés dans la coupe du Rocher de Cluses.



APTIEN	Bedoulien	Matheroni
		Consobrinus
		Coquandi
BARREMIEN	sup.	Prodehayesites
		Colchidites sp.
		Astieri
		Feraudi
		Barremense
HAUT.	inf.	Moutoniceras sp.
		Compressissima
		Hugii
	sup.	Angulicostata
		Balearis
		Sayni



Coupe lithologique du Rocher de Cluses  
et répartition stratigraphique des orbitolinidés.

Matheroni			
Consobrinus			
Coquandi			
Prodeshayesites	Bedoulien		
Colchidites sp.			
Astieri	sup.		
Feraudi			
Barremense			
Moutoniceras sp.			
Compressissima	inf.		
Hugii			
Angulicostata	sup.		
Balearis			
Sayni			
	HAUT.		
	BARREMIEN		
	APTIEN		



**LES GRES VERTS DELPHINO-HELVETIQUES  
DU MASSIF DE PLATÉ  
(Région de Flaine)**

**DELAMETTE Michel**

## GRES, PHOSPHATE & GLAUCONIE: LA TRILOGIE DU CRETACE MOYEN HELVETIQUE (Aptien-Cénomanién)

### INTRODUCTION

De la Provence à l'Autriche, dans la zone externe des Alpes, les dépôts de la partie moyenne du Crétacé, en particulier ceux de l'Albien, sont connus pour leur richesse en fossiles phosphatés extraits depuis plus de deux siècles d'horizons condensés interstratifiés dans des séries grésoglaucוניeuses (faciès "grès verts" des anciens auteurs).

Bien que déposées sur des plates-formes non isolées des continents, comme le sont les séries condensées briançonnaises, ces séries peuvent être réduites à quelques décimètres de dépôts phosphatés où les marqueurs (ammonites) indiquent un laps de temps considérable (plusieurs millions d'années).

Si certains de ces horizons phosphatés polyzonaux sont manifestement des niveaux de remaniement appartenant au cortège transgressif de la base des séquences de dépôt du Crétacé supérieur, en revanche d'autres sont des niveaux de condensation dans lesquels une analyse stratigraphique détaillée permet l'identification de plusieurs séquences de dépôt empilées, voire interpénétrées, mais distinctes.

Dans le domaine helvétique, cette sédimentation terrigène particulière, car très condensée, ne débute pas avec la fin des calcaires urgoniens mais à proximité de la limite Aptien-Albien, au-dessus d'une surface de discontinuité importante localement fortement ravinante. A partir de cette époque, la plate-forme helvétique connaîtra durant plus de 10 millions d'années un régime de sous-alimentation sédimentaire apparent accompagné d'une forte production de phosphate et de glauconie, de la formation de niveaux condensés et d'encroûtements microbiens (stromatolites, voiles).

Au cours de cette excursion, dans la partie sud du domaine helvétique, nous analyserons une coupe complète des "grès verts", du toit des calcaires urgoniens jusqu'à la base des biomicrites pélagiques turoniennes.

### LE DOMAINE HELVETIQUE AU CRETACE: cadres sédimentaires et stratigraphiques généraux

Le domaine helvétique constitue une aire sédimentaire de transition entre la plate-forme jurassienne et le bassin ultra-helvétique lui conférant une signification paléogéographique variable au cours du temps. Bassin subsident pélagique à hémipélagique du Jurassique moyen au Valanginien, il est progressivement remblayé durant l'Hauterivién par des dépôts hémipélagiques sur lesquels s'installeront, selon un mode progredient, les faciès carbonatés urgoniens. De la fin de l'Aptien inférieur à la fin de l'Albien, ces dépôts carbonatés à orbitolines et rudistes sont enfouis sous des dépôts terrigènes et glauconieux présentant des concentrations importantes en phosphate. Au Cénomanién inférieur et moyen se déposent des biomicrites glauconieuses à nodules phosphatés, toujours fortement condensées, passant verticalement à des biomicrites pélagiques à Globotruncanidés (calcaires de Seewen: Cénomanién supérieur à Santonien).

Désignés dans la littérature régionale de façon trop restrictive ("Albien"), imprécise ("Grès verts"), voire erronée ("Gault") et longtemps mal calés stratigraphiquement, les dépôts de la partie moyenne du Crétacé du domaine helvétique ont été récemment définis dans la partie sud comme la **Formation des Aravis**, équivalent latéral de la **Formation de Garschella** définie simultanément dans la partie nord.

### LES GRES VERTS DES ARAVIS

Formant une bande sombre souvent herbeuse de faible épaisseur (5 à 50m), encadrée par deux puissants (>150m) ensembles calcaires clairs, les **Grès Verts des Aravis** constituent un excellent repère cartographique. Leur imperméabilité relative est à l'origine de nombreuses petites sources ayant favorisé l'implantation des chalets d'alpage. Leur exploitation paléontologique, au cours des 18<sup>ème</sup> et 19<sup>ème</sup> siècles, a fourni une très grande quantité de fossiles phosphatés (notamment des ammonites) illustrés dans la célèbre monographie de PICTET (1848-52).



## Caractères généraux

Dans la série sédimentaire régionale, la Formation des Aravis se caractérise par:

- sa faible épaisseur (15m en moyenne) en regard de sa durée (environ 20 millions d'années),
- son caractère gréseux dominant,
- la présence constante de glauconie,
- l'abondance des phosphorites noduleuses formant des horizons peu épais (**conglomérats phosphatés**),
- sa richesse en fossiles presque toujours concentrés dans des niveaux condensés,
- l'existence de nombreux encroûtements microbiens de petite taille (<10cm de haut).

## Limite inférieure

Les Grès Verts reposent sur le toit des calcaires urgoniens par l'intermédiaire d'une surface durcie irrégulière dans le détail mais remarquablement continue latéralement, minéralisée en fer, phosphate et silice, et souvent perforée par des bivalves. Une faune d'éponges, bryozoaires, brachiopodes, bivalves, échinodermes, bélemnites et ammonites est associée. Localement s'observent de petites bioconstructions mixtes à stromatolites et serpules. Dans certains affleurements, le dernier mètre des calcaires urgoniens renferme des petites cavités de dissolution à remplissage gréseux, indices possible d'une paléokarstification superficielle antérieure à la surface durcie marine. Des lits sableux centimétriques à décimétriques, interstratifiés dans les cinq derniers mètres des calcaires urgoniens et dont certains renferment des débris végétaux de grande taille, pourraient témoigner d'une forte réduction de la tranche d'eau à la fin des temps urgoniens.

## Limite supérieure

Cette limite est souvent d'identification malaisée en raison du caractère condensé de la sédimentation durant l'intervalle Albien tardif-Coniacien précoce, provoquant un télescopage des séquences de dépôt. Ce caractère augmente des parties distales aux parties proximales de la plate-forme, c'est-à-dire en se rapprochant du domaine jurassien. Pour rendre compte de cette disposition, l'ensemble des faciès de remaniement a été regroupé provisoirement dans une unité nommée **Couches du Freu** qui tronque plus ou moins fortement la Formation des Aravis pouvant même la faire disparaître totalement.

Lithologiquement, les Couches du Freu sont représentées par des micrites à éléments remaniés (quartz, glauconie, fragments de phosphorite et nodules calcaréo-grésoglaucieux). Elles débutent souvent par un conglomérat fortement polyzonal (Albien à Turonien) à éléments phosphatés et gréseux et ciment micritique glauconieux. Les éléments remaniés sont en majorité des fossiles phosphatés dérivés de la Formation des Aravis. Une grande partie du matériel (dont de nombreux holotypes) illustré dans la célèbre monographie de Pictet en est issu!

Si la plupart des remaniements semble s'être produits quasiment sur place, il existe des preuves indubitables du remaniement par apport latéral ainsi qu'en témoignent la répétition voire l'inversion de marqueurs biostratigraphiques dans certains affleurements (au Freu en particulier). La présence constante de foraminifères planctoniques laisse à penser que ces remaniements résultent d'érosions sous-marines répétées, ce qui implique une dynamique sédimentaire particulière de la plate-forme helvétique de l'Albien au Coniacien.

L'excursion se déroulant dans un secteur distal du domaine helvétique, nous n'observerons pas les Couches du Freu mais seulement la Formation des Aravis.

## Stratigraphie et subdivision de la Formation des Aravis

L'identification de plusieurs discontinuités d'importance variable (notées D1 à D9 sur la fig. 1) permet de subdiviser les Grès Verts des Aravis en un certain nombre d'unités regroupées en deux membres: **Membre de Bossetan** (Aptien moyen et supérieur) et **Membre de Platé** (Aptien tardif à Cénomannien moyen). Ces deux membres sont séparés par une importante surface de discontinuité localement fortement ravinante (discontinuité D4 sur les figures) et présentant une géométrie particulière sur laquelle nous reviendrons plus loin.

Tant par leur contenu faunistique que par leurs caractéristiques lithologiques, ces deux unités correspondent à des milieux de dépôt bien distincts: le Membre de Bossetan, presque dénué de phosphorites (sauf à sa base) et renfermant une faune benthique épilithe de grande taille, présente de forts taux de sédimentation relatifs (>10m/M.A.); il s'oppose ainsi au Membre de Platé riche en phosphorites,



à petite faune benthique à la fois fousseuse et épilithe, à nombreuses ammonites et à faible taux de sédimentation (<1m/M.A.).

## LE MEMBRE DE BOSSETAN

Constituant plus de 80% du volume des dépôts terrigènes de la Formation des Aravis, cette unité s'est déposée en un bref laps de temps, peut-être inférieur au million d'années, au cours de la partie supérieure de l'Aptien.

Lorsqu'elle est complète, elle comprend trois ensembles lithologiques, de bas en haut: des calcaires à Spongiaires (Couches d'Aujon), des pélites noires bioturbées (Couches de Borderan) et des grès à bryozoaires (Couches de la Colombière).

Dans son ensemble, le Membre de Bossetan est dépourvu de figures de dépôt et la bioturbation est omniprésente. Les rares figures observées sont de petites intercalations millimétriques à centimétriques de sable très fin laminé dans les pélites de Borderan et des lentilles bioclastiques grano-classées dans les grès de la Colombière interprétables comme des tempestites.

Le Membre de Bossetan correspond donc à des dépôts de plate-forme mixte biosilicoclastique, formés sous la limite d'action des vagues de beau temps mais sensibles aux vagues de tempête.

### Les calcaires à spongiaires d'Aujon

Ces couches de faible épaisseur n'existent que dans les parties distales de la plate-forme et semblent réduites à une simple surface durcie dans les parties proximales (maximum 3m). Elles sont représentées par des faciès typiquement calcaréo-grés-glaucieux à petits phosphoclastes dispersés. Toujours riches en fossiles souvent silicifiés, les couches d'Aujon présentent une association faunique caractéristique qui comprend des bryozoaires globuleux (*Multigalea* et *Cellulipora*) en proportion dominante par rapport aux formes érigées (telles *Heteropora*, *Echinocava*), des brachiopodes (genres *Cyclothyris* et *Tropeothyris*, *Burrirhynchia*), de grands bivalves (*Aetostreon*, *Rastellum*, *Janira*), des petits échinides (*Discoïdes*, *Pyrina*, *Hyposalenia*), des bélemnites (*Mesohibolites*) et des nautes. Les ammonites sont rares et se présentent sous deux modes de préservation: en grands spécimens calcaires inidentifiables et en petits fragments phosphatés mal préservés (*Epichelinoceras* sp., *Colombiceras* gr. *tobleri*) indiquant un âge Aptien moyen tardif (zone à *Epichelinoceras martinoides*). Cette faunule phosphatée semble remaniée probablement à partir de niveau condensé plaqué sur la surface durcie couronnant le toit des calcaires urgoniens d'où une ambiguïté sur l'âge des Couches d'Aujon.

### Les pélites noires bioturbées de Borderan (maximum 25m)

Cette unité est représentée par des argilites et silts bioturbés (*Palaeophycus* isp.) intercalés de cordons de nodules calcaires. La faune est rare, composée de bivalves vagiles tels *Chlamys* et *Lima* mais aussi de grandes huîtres (*Aetostreon latissimum*) dont la répartition suit plus ou moins celle des cordons de nodules. Dans le massif des Bornes, cette unité a livré quelques ostracodes et hedbergelles attribués antérieurement par erreur à l'Albien inférieur par Moullade et Oertli. En fait, le seul marqueur biostratigraphique valable découvert récemment est une ammonite (*Hypacanthoplites*(?) sp. cf. *paucicostatus* Breistroffer) indiquant la base de la zone à *H. jacobii* (voire le sommet de la zone à *P. nutfieldense*). Les pélites de Borderan de même que les grès de la Colombière sus-jacents sont dépourvus de phosphorites. On notera l'existence d'accumulation de glauconie à la limite entre calcaires d'Aujon et pélites de Borderan.

### Les grès à bryozoaires de la Colombière (maximum 25m)

Cette unité se présente comme une alternance irrégulière de grès argileux bioturbés, de grès à petits débris de faune benthique et de nodules calcaires décimétriques de formes irrégulières ordonnés ou non en lits pouvant donner de véritables bancs. La dissolution sélective de ces niveaux carbonatés confère un aspect alvéolaire caractéristique. Les nodules sont très souvent centrés sur des fossiles ou des bioturbations et semblent être d'origine diagénétique, le carbonate provenant pour partie des fossiles épigénisés par la silice. Cette transformation a pu être précoce ainsi qu'en témoignent la dissolution des tests et leur remplissage par des sédiments internes gréseux, micritique ou sparitique, parfois laminé.

Cependant, on gardera présent à l'esprit que ces dissolutions peuvent être pour partie des manifestations profondes de la discontinuité sommitale D4. Cette action est évidente dans les derniers mètres où les tests de grands bivalves ont été dissouts et remplacés par du phosphate.

Quoiqu'il en soit de l'origine de ces nodules, ce sont eux qui renferment la majeure partie de la riche faune benthique épilithe des grès à bryozoaires. Cette faune comprend des bryozoaires rameux ou foliacés (*Melicerites*, *Clausa*, *Siphodictyum*, *Mesenteripora*) souvent préservés sous la forme de colonies de grande taille, de nombreux serpules, des grand bivalves (nombreux *Aetestreon latissimum*, *Gervillella*, *Rastellum*), des brachiopodes (*Tropeothyris*, *Rhynchonella*), de rares éponges (*Barroisia*) et de très rares céphalopodes (nautilites et ammonites, ces dernières uniquement préservées sous la forme de nucléus silicifiés).

On notera la présence d'ooïdes superficielles presque toujours centrées sur des grains de quartz, dont l'usure fréquente des cortex et leur dispersion suggèrent un remaniement. La partie sommitale des grès de la Colombière est souvent constituée d'un banc de calcaire gréseux très riche en gros bivalves cardiformes du genre *Epicyprina*. Dans le secteur sud des Aravis (Blonnière-Charvin), les grès à bryozoaires s'achèvent par 4 à 6 mètres de calcaire bioclastique gréseux à stratifications entrecroisées, témoins d'une notable augmentation de l'énergie du milieu de dépôt. L'unique marqueur biostratigraphique précis récolté récemment est une ammonite, *Nolaniceras nolani* (Seunes), espèce-index de la base de la zone à *H. jacobi*.

## LE MEMBRE DE PLATE

Caractérisé par des phosphorites et une riche faune d'ammonites, cette unité est composée de deux ensembles d'épaisseur très inégale et lithologiquement bien distincts: à la base, les grès des Lindars pouvant atteindre 15 mètres d'épaisseur, au sommet les calcaires glauconieux des Fiz ne dépassant pas 3 mètres.

### Les grès à phosphorites des Lindars

Cette unité est représentée par des grès bioturbés, plus ou moins riches en glauconie, dans lesquels sont intercalés des horizons de phosphorites souvent riches en ammonites. La faune comprend, outre les ammonites, de nombreux petits gastéropodes (*Nummocallar*, *Semisolarium*, *Natica*), des petits bivalves (*Nucula*, *Birostrina*, *Grammatodon*), des échinides (*Holaster*, *Hemiaster*, *Conulus*, *Discoïdes*), de rares brachiopodes térébratulidés (*Ornatothyris*), des petits coelentérés solitaires (*Trochocyathus*, *Platycyathus*), des scaphopodes et quelques foraminifères planctoniques (*Hedbergella*, *Favusella*, *Ticinella*, *Rotalipora*). Les grès des Lindars sont séparés en deux ensembles par une importante discontinuité (notée D7 sur la fig. 1) marquée par une rupture granulométrique, une accumulation de glauconie et des terriers de type *Thalassinoides*.

D'après les ammonites et les foraminifères, cette discontinuité sépare les dépôts de l'Albien moyen de ceux de l'Albien supérieur. L'absence de marqueurs du sommet de l'Albien moyen et la géométrie de la surface de discontinuité laissent à penser qu'elle est ravinante et associée à une lacune couvrant au moins deux zones d'ammonites.

Les dépôts de l'Albien moyen (et inférieur?) présentent d'importantes et rapides variations latérales de faciès et d'épaisseur. S'opposent ainsi des séries gréseuses "dilatées" d'épaisseur plurimétrique à décamétrique dans lesquelles les phosphorites sont dispersées, à des séries "hypercondensées" d'épaisseurs centimétriques et décimétriques, surtout composées de phosphorites et riches en encroûtements microbiens. Ces séries réduites renferment en outre une faune spéciale dont les éléments les plus caractéristiques sont des bryozoaires radiopores multilamellaires globuleux (dont *Semimulticavea landrioti* (Michelin)) et une association d'ichnofossiles perforants (*Gastrochaenolites*, *Entobia*, *Rogerella*). Cette association à Radiopores-Gastrochaenolites témoignant d'un fond rocheux s'oppose à l'association à Hemiaster-Palaeophycus des fonds meubles sableux des séries gréseuses dilatées.

Les dépôts de l'Albien supérieur (grès de Foillis) sont très souvent réduits à un conglomérat phosphaté polyzonal d'épaisseur décimétrique reposant, par l'intermédiaire de la surface de discontinuité D7, sur les grès argileux de l'Albien moyen. L'opposition entre séries gréseuses et séries phosphatées a disparu et les faciès sont presque uniformes. Il existe cependant localement des accumulations de grès très riches en glauconie, datés de l'Albien supérieur, dans des dépressions persistantes restées en état de vacuité sédimentaire apparente depuis la base de l'Albien (secteur de la Combe aux Puaires et de la Montagne de Foillis dans le massif du Haut Giffre au nord de Samöens).

## Les calcaires glauconieux à stromatolites des Fiz

Epaisse en moyenne de 50cm, cette unité est constituée de biomicrites à gros grains de glauconie et nodules calcaréo-phosphatés. Elle débute parfois par de véritables glaucarénites tandis que les nodules sont plutôt concentrés en position sommitale où s'observent des encroûtements stromatolitiques d'épaisseur centimétrique.

Les calcaires de Fiz n'offrent aucune extension latérale continue mais forment des sortes de "flaques" passant latéralement aux seuls stromatolites (fig. 8a). Dans les cas de condensation extrême, ils ne sont préservés qu'à la faveur de leur piégeage au sein de cavernes dans les phosphorites de l'Albien supérieur (fig. 8b).

L'association faunistique des calcaires de Fiz diffère fortement de celle des Grès des Lindars sous-jacents par la quasi-absence de faune benthique réduite au seul échinide fouisseur *Holaster*. Le pelagos est par contre abondant qu'il soit nectonique (ammonites, rares nautilus et hydrozoaire pélagique ovoïde du genre *Parkeria*) ou planctonique (*Rotalipora*, *Bonetocardiella*).

Les calcaires de Fiz sont des dépôts condensés dont les ammonites indiquent un âge Albien terminal (partie supérieure de la zone à *Stoliczkaia dispar*) à Cénomaniens moyen (base de la zone à *Acanthoceras rhotomagense*). Les foraminifères planctoniques indiquent quant à eux les zones à *Rotalipora brotzeni*, *R. reicheli* et la base de la zone à *R. cushmani*.

## NATURE ET GEOMETRIE DE LA DISCONTINUITÉ D4 ET SON INFLUENCE SUR LA REPARTITION DES FACIES DES GRÈS A PHOSPHORITES

Nous avons vu précédemment que les grès à phosphorites présentent durant l'Albien inférieur(?)-moyen deux grands types de séries: les unes qualifiées "hypercondensées" et riches en phosphorites, les autres plus dilatées et essentiellement gréseuses.

En règle générale, les séries phosphatées "hypercondensées" reposent sur le toit altéré des grès de la Colombière (cas des affleurements étudiés dans cette excursion) tandis que les séries gréseuses "dilatées" reposent sur les calcaires urgoniens (lacune totale du Membre de Bossetan) ou sur les calcaires d'Aujon (lacune partielle du Membre de Bossetan).

L'étude détaillée du passage latéral entre ces deux types de séries montre que celui-ci s'effectue rapidement en l'espace de quelques dizaines de mètres par la disparition progressive du Membre de Bossetan, tronqué de haut de haut en bas par une surface d'érosion.

Les séries gréseuses "dilatées" correspondent ainsi à des remplissages de vastes cuvettes d'érosion.

Ces cuvettes larges de plusieurs kilomètres, dont la profondeur n'excède pas 10 à 15m, présentent des bordures relativement rectilignes orientées sensiblement N-S à NE-SW pouvant se suivre latéralement sur près de 20km à travers les massifs de Platé et du Haut-Giffre (fig. 4).

Ces cuvettes ont joué le rôle de piège à sédiment durant l'Albien inférieur(?) et moyen tandis que les plateaux voisins restaient apparemment dépourvus d'accumulations détritiques, hormis celles piégées dans les croûtes et nodules phosphatés (fig. 5). On peut ainsi corréliser les "grès à granules" (Albien inférieur? ou Aptien terminal?) remplissant le fond des cuvettes avec des encroûtements phosphatés centimétriques renfermant les mêmes gros grains de quartz sur les plateaux voisins. Une corrélation semblable peut être faite avec les bryozoaires radiopores globuleux, très nombreux à la base des séries phosphatées hypercondensées et observés sporadiquement à la base des séries gréseuses dilatées.

Le dispositif décrit ci-dessus, les cuvettes d'érosion à dépôts gréseux "dilatés" et substratum urgonien s'opposant à des plateaux à phosphorites et substratum en Membre de Bossetan, n'est cependant pas l'unique motif sédimentaire des Grès Verts des Aravis.

Il existe ainsi dans les Dents du Midi des séries hybrides présentant des séries de type cuvette sur un substratum de type plateau!

On ne peut donc envisager pour l'organisation des faciès des grès à phosphorites un contrôle exclusivement lié à la géométrie de la surface de discontinuité D4. Compte-tenu de la nature uniformément marine des dépôts, il faut invoquer l'existence de courants sous-marins pour expliquer le dispositif sédimentaire. Leur action sur les plateaux phosphatés pourrait aussi expliquer la forte concentration de minéraux lourds piégés dans les voiles microbiens phosphatés.

Reste à savoir si de tels courants peuvent être aussi à l'origine du creusement des cuvettes d'érosion. Ce dernier point pourra faire l'objet de discussion sur le terrain.

Quoiqu'il en soit, parmi les discontinuités identifiées trois au moins (D4 à la limite Aptien-Albien, D7 entre Albien moyen et Albien supérieur et D9 intra-Cénomaniens supérieur) sont associées à des surfaces de ravinement dont tout laisse à penser qu'elles sont d'origine marine.



## LES AFFLEUREMENTS DE FLAINE

La construction de la station de sports d'hiver de Flaine, dont la laideur des cubes de béton gris a dû faire fuir les fées que de Saussure dans sa ferveur romantique pour ce site se plaisait à imaginer, a dégagé de beaux affleurements des Grès Verts des Aravis.

Nous pourrons ainsi observer une coupe complète depuis la surface durcie au toit des calcaires urgoniens jusqu'aux micrites noduleuses de la base des calcaires de Seewen, datés ici du Turonien moyen-supérieur.

La qualité de certains affleurements nous permettra en outre une analyse détaillée de la complexité des dépôts phosphatés albiens et cénomaniens.

La coupe synthétique de Flaine est donnée en figure 6. Elle est du type "phosphatée hypercondensée". Nous nous situons à proximité du bord occidental de la vaste cuvette d'érosion du Criou, dont la limite sensiblement nord-sud se suit sur plus de 5km (fig. 7).

En regard de la coupe, à gauche, est donnée une interprétation en terme de stratigraphie séquentielle, interprétation qui sera discutée sur le terrain.



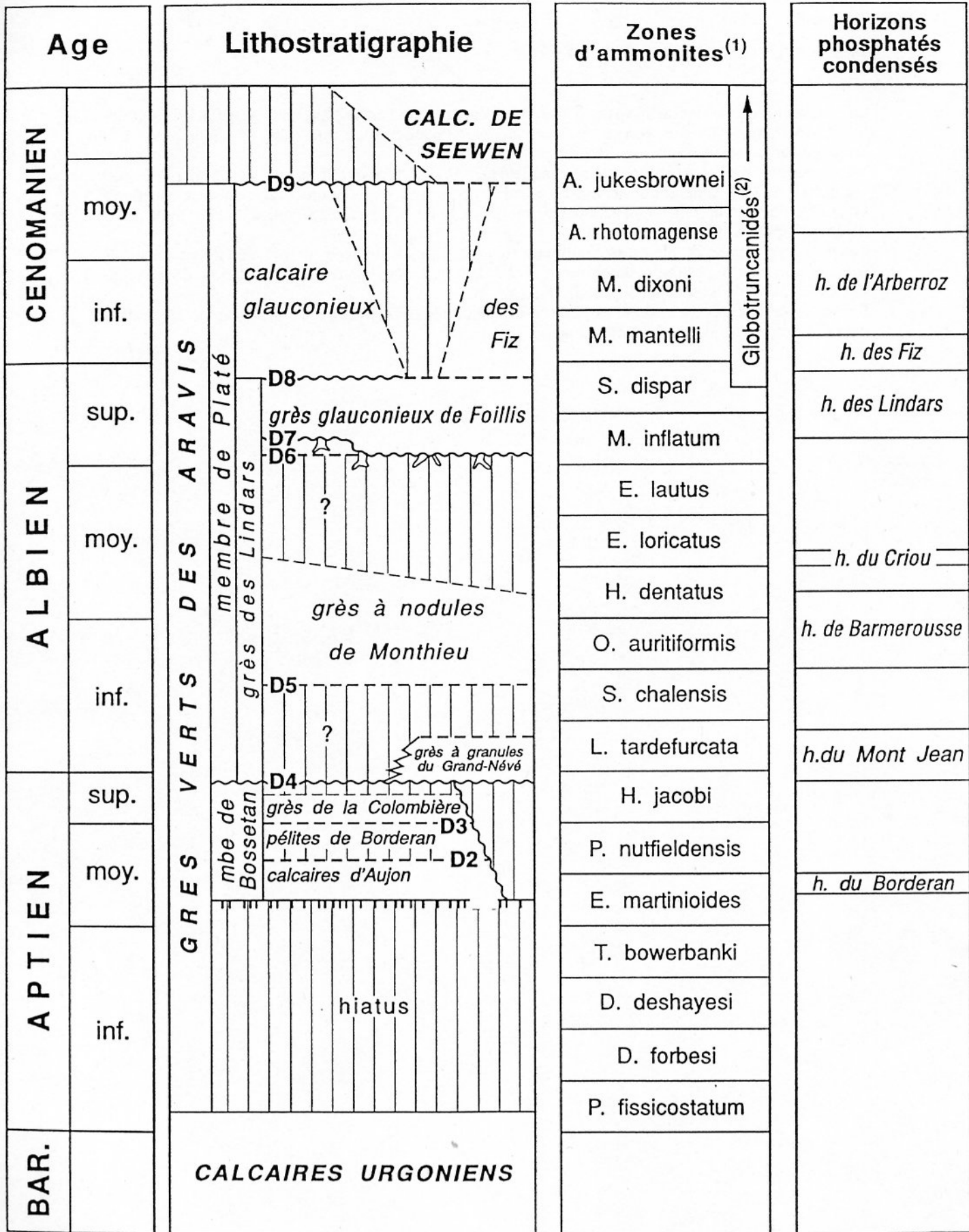
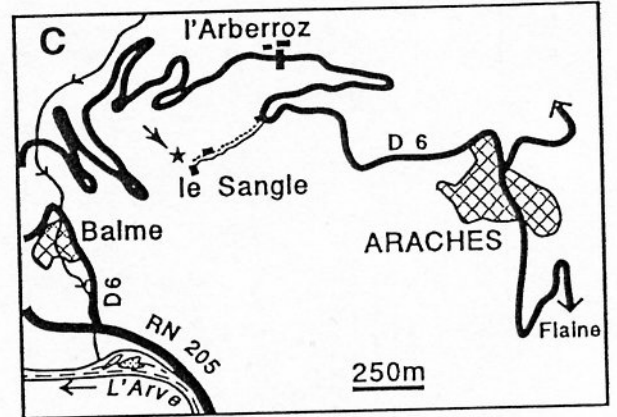
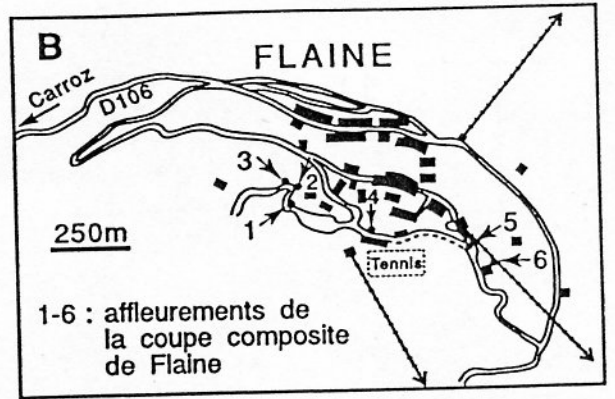
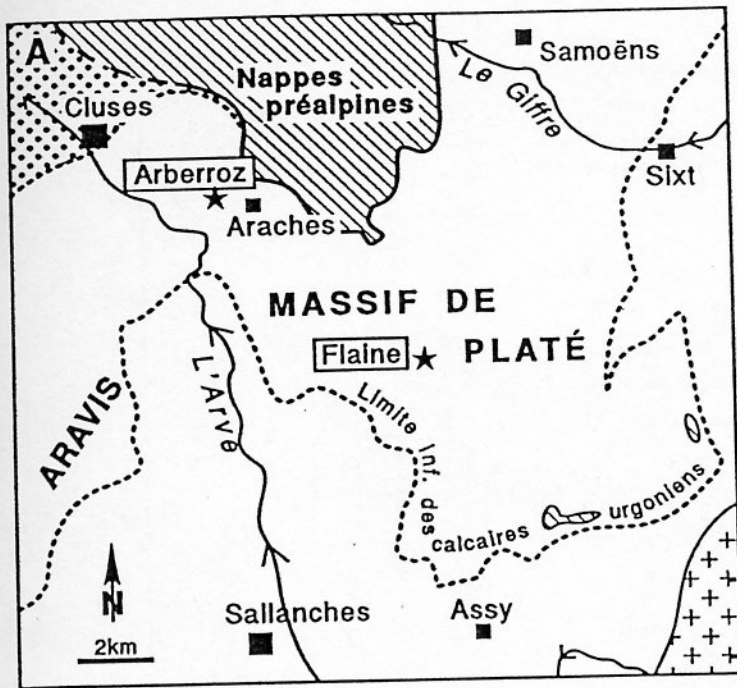


Fig. 1: Cadre stratigraphique des dépôts aptiens à cénomaniens dans le Sud du domaine helvétique.



B et C d'après la carte IGN TOP25  
no 3530 ET - Samoëns

Fig. 2: Situation des affleurements de Flaine et de l'Arberroz dans le massif de Platé (Haute Savoie).

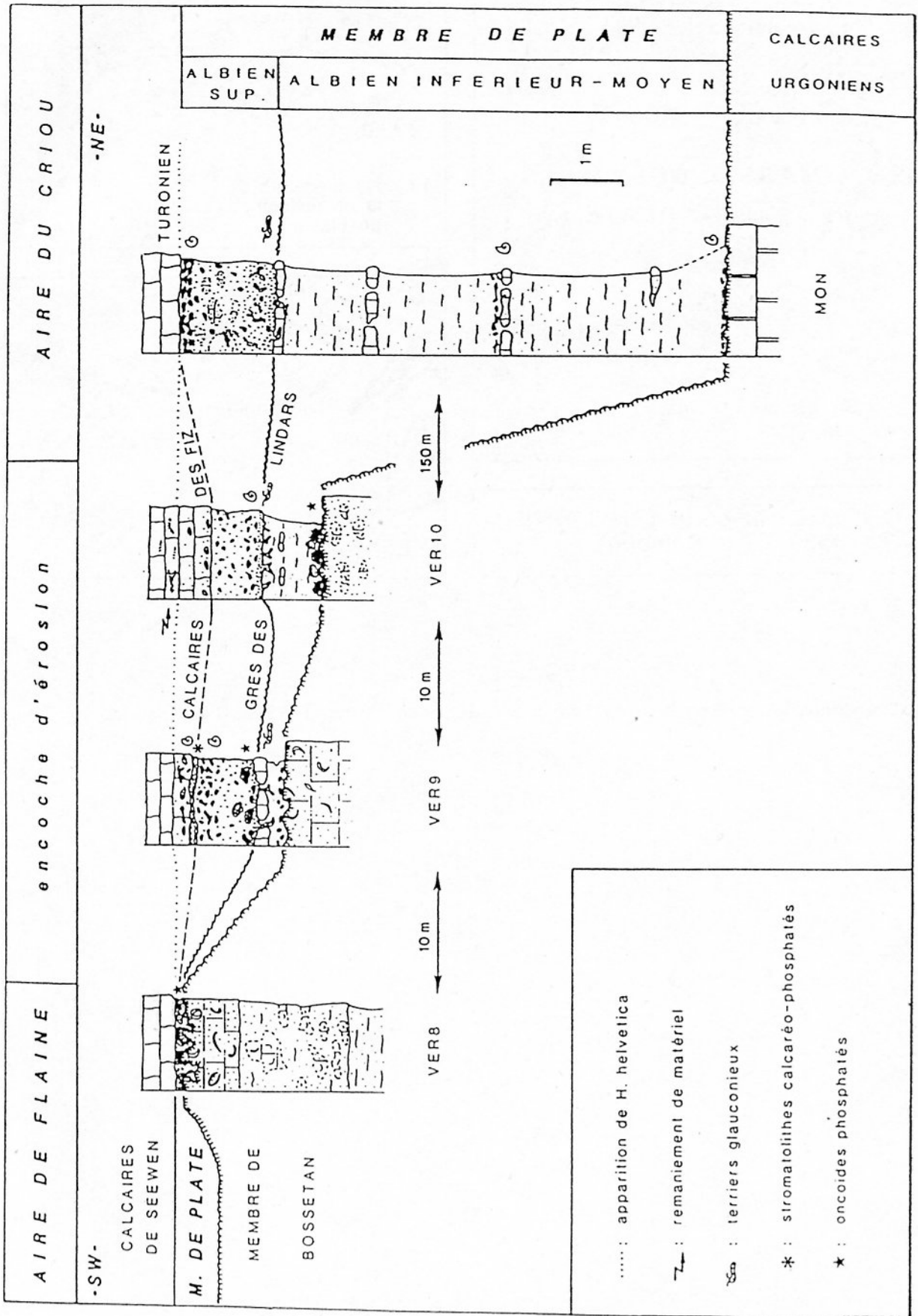


Fig. 3: Evolution latérale des grès à phosphorites des Lindars dans le centre du massif de Platé (affleurements de la montagne de Véran, VER, et de la Combe de Monthieu, MON).

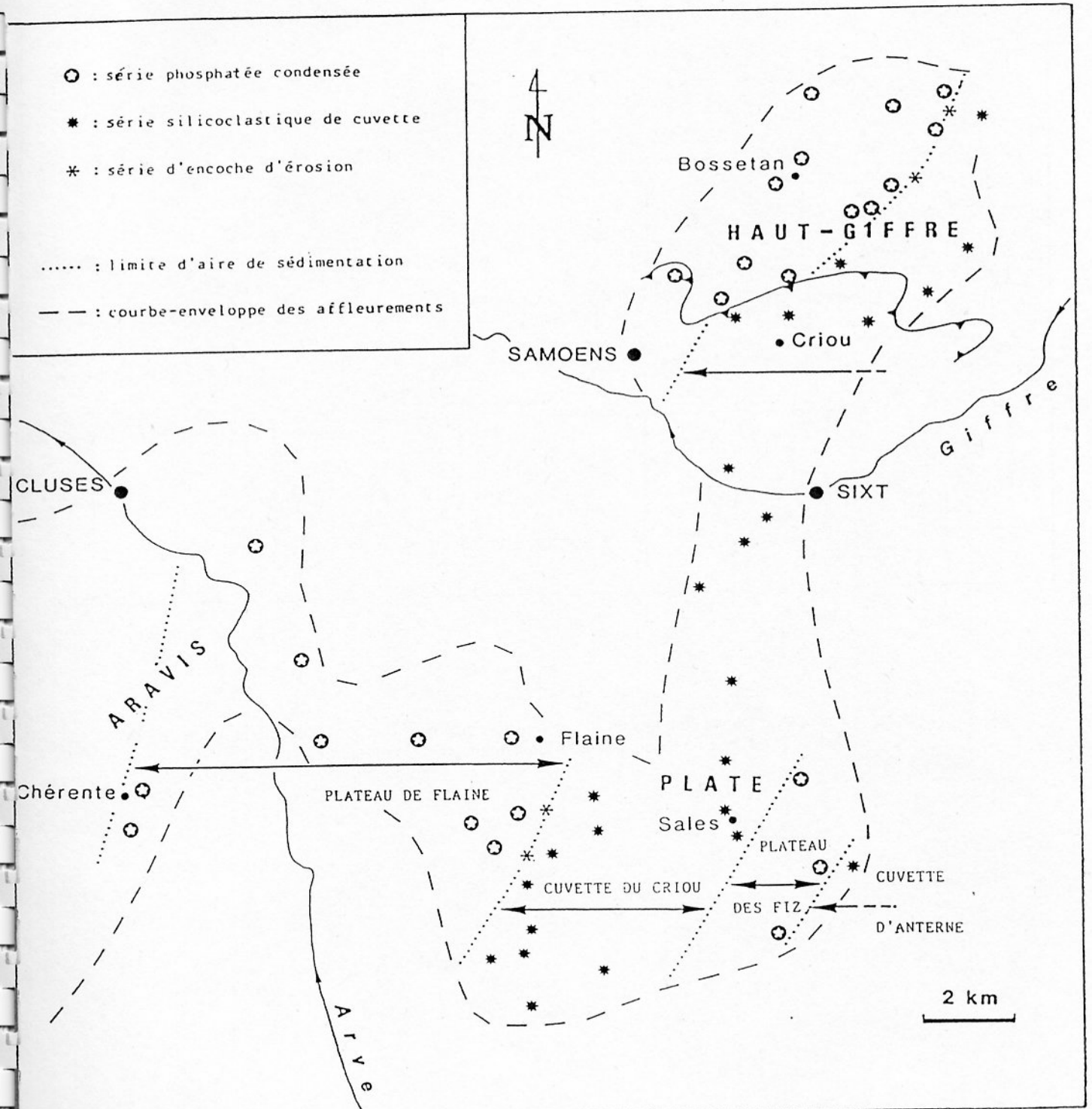


Fig. 4: Carte de répartition des diverses séries des Grès de Lindars entre les Aravis et le Haut Giffre montrant les aires sédimentaires identifiées.



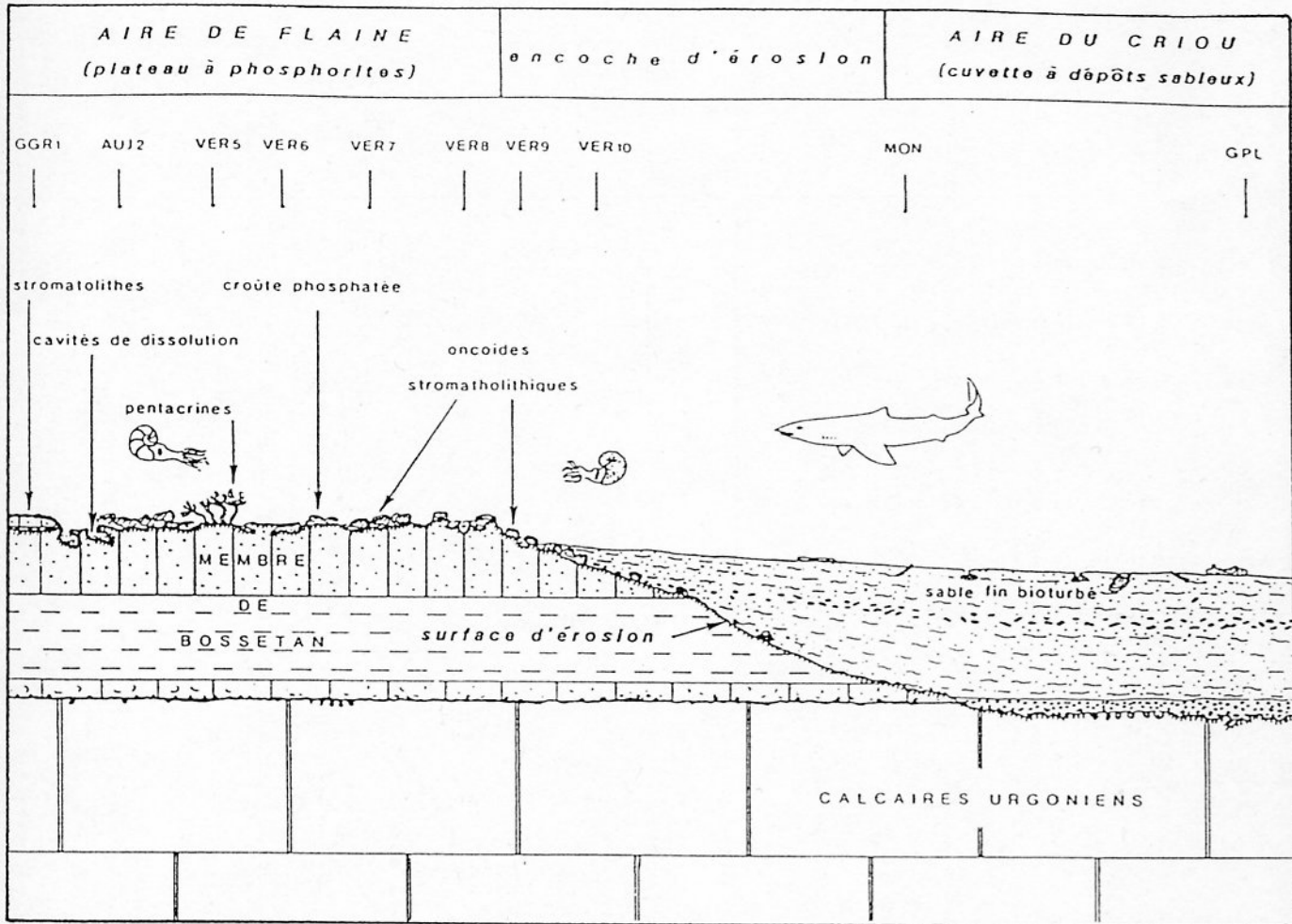


Fig. 5: Reconstitution schématique et sans échelle du dispositif morphosédimentaire délimitant l'aire de Flaine de l'aire du Criou durant l'Albien moyen dans le massif de Platé.

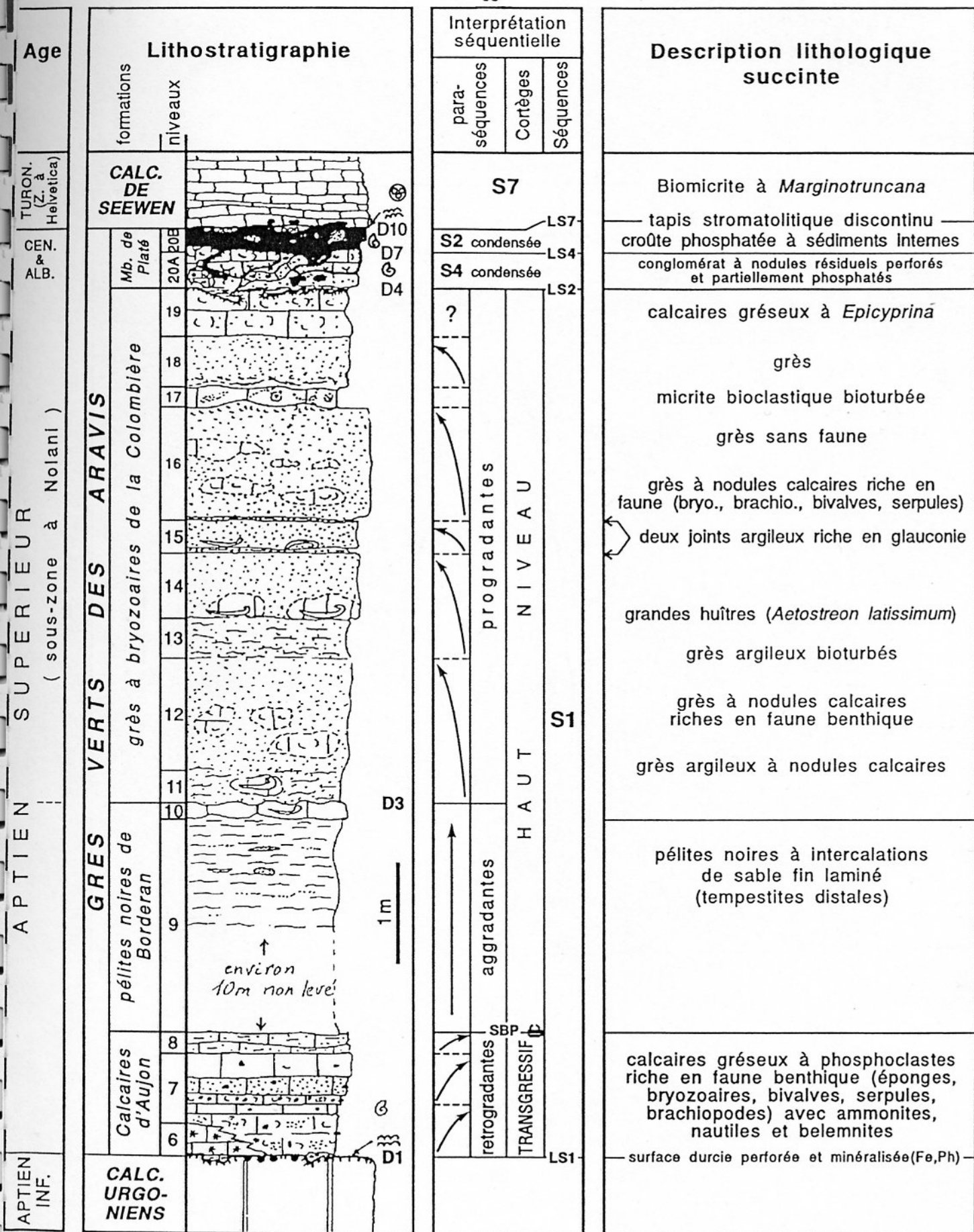


Fig. 6: Coupe synthétique des Grès Verts des Aravis à Flaine. Cette coupe résulte de la corrélation de plusieurs affleurements situés en fig. 2a (niveaux 5-11: coupes 4 et 6; niveaux 11-19: coupe 1 et niveau 20: coupes 2,3,5).

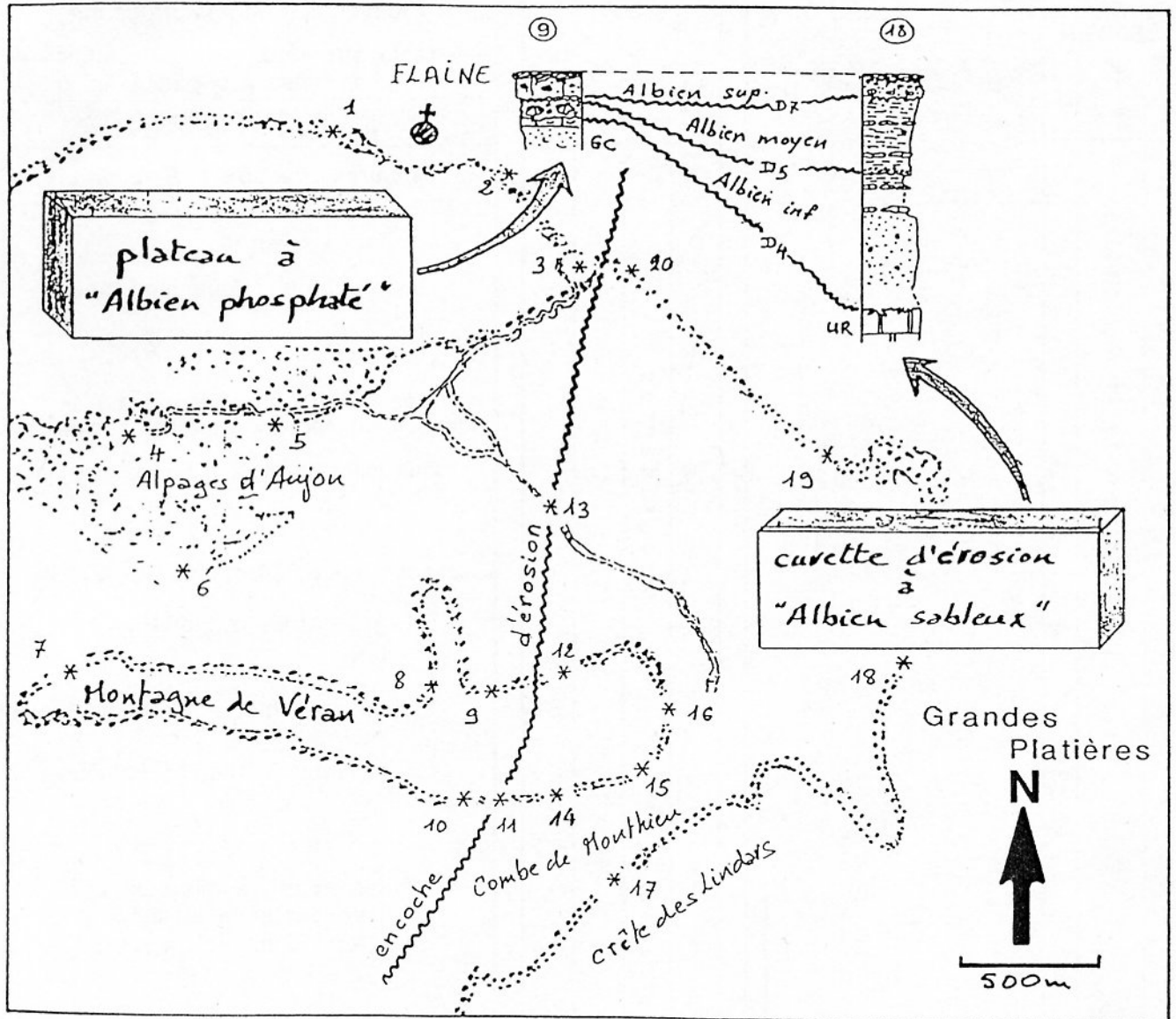
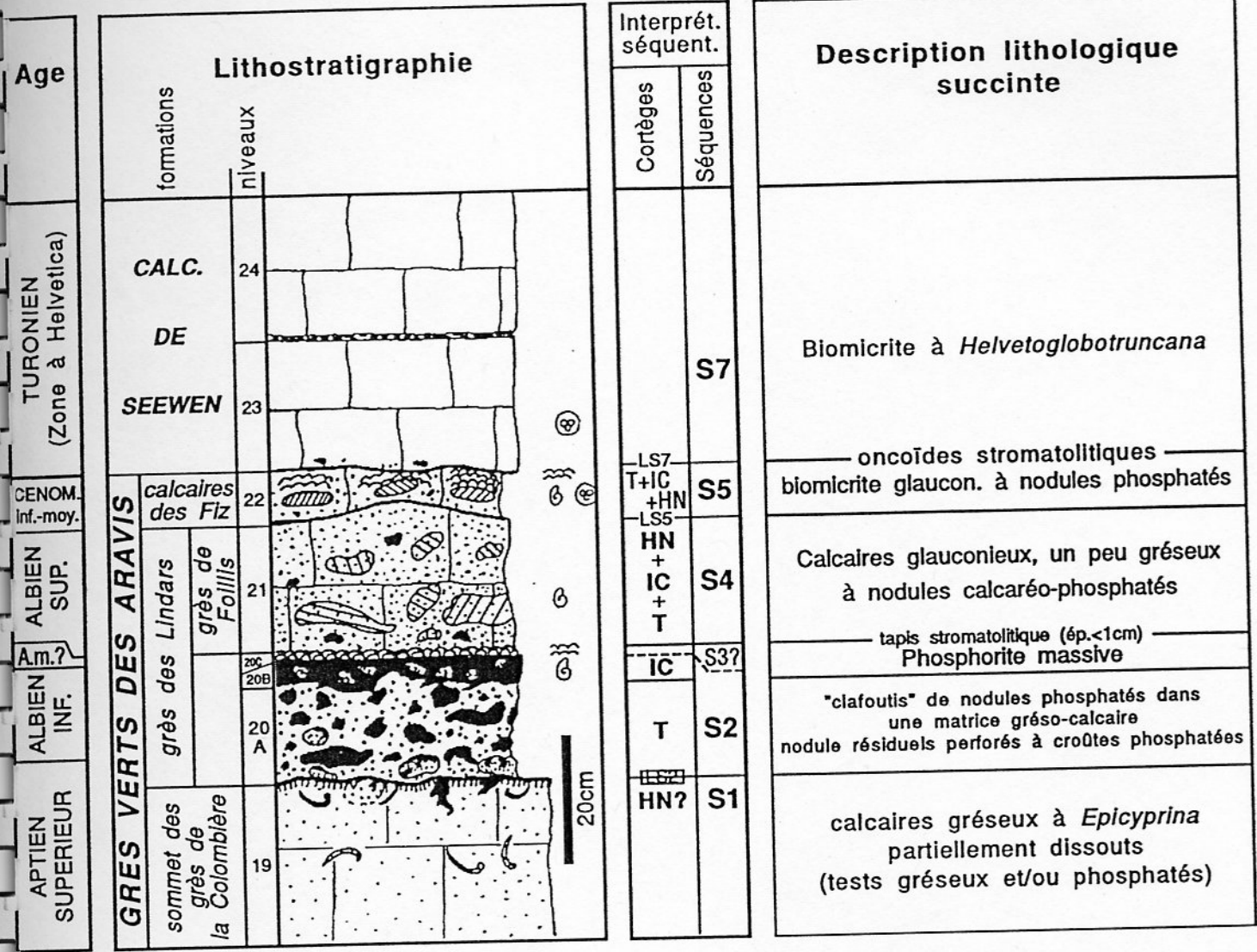


Fig. 7: Répartition des faciès des grès des Lindars dans la région de Flaine-Grandes Platières (massif de Platé). Les affleurements figurent en pointillé. Les chiffres 1 à 20 indiquent les coupes étudiées dont deux exemples (9 et 18) sont dessinés à la même échelle.

## LEGENDE DES DESSINS DE LA FIGURE 8 a - e

- Fig. 8a: "Hypercondensation" des dépôts cénomaniens au toit des phosphorites de l'Albien supérieur.  
 1 = phosphorite gréseuse à ammonites  
 2 = colonnettes stromatolitiques calcaréo-phosphatées  
 3 = biomicrite glauconieuse à *Rotalipora brotzeni*  
 4 = biomicrite à *Helvetoglobotuncana*.
- Fig. 8b: Sédiments internes géotropes d'âge cénomanien (2-4) piégés dans une croûte phosphatée de l'Albien supérieur (1).  
 Noter en 4, le chapeau sparitique témoin d'un remplissage incomplet de la cavité. L'ensemble est scellé par les biomicrites turoniennes (5).
- Fig. 8c: Ancrage des croûtes phosphatées de l'Albien inférieur (en noir) sur leur substratum aptien (pointillés noirs). 1 = front de phosphatisation centripète; 2 = cavités de dissolution de tests de bivalves à remplissage mixte (gréseux et phosphaté); 4 = micrites cénomanienne et turonienne.
- Fig. 8d: Troncature des croûtes phosphatées de l'Albien supérieur (en noir) sous la discontinuité turonienne (micrite en hachures larges verticales). c.d. = cavité de dissolution des cloisons de l'ammonite à remplissage de biomicrite turonienne.
- Fig. 8e: Dessin d'après lame-mince d'une série hypercondensée et lacunaire (absence de l'Albien supérieur et du Cénomanien) à proximité de l'encoche d'érosion séparant les cuvettes des plateaux.





20cm

MERCREDI 27 MAI 1992  
CRETACE INFERIEUR  
JURASSIEN ET PRE-SUBALPIN

**MATIN**

- Berriaso-Valanginien de la Chambotte
- Calcaires urgoniens de la Chambotte

Pique-nique près du col de la Chambotte

**APRES-MIDI**

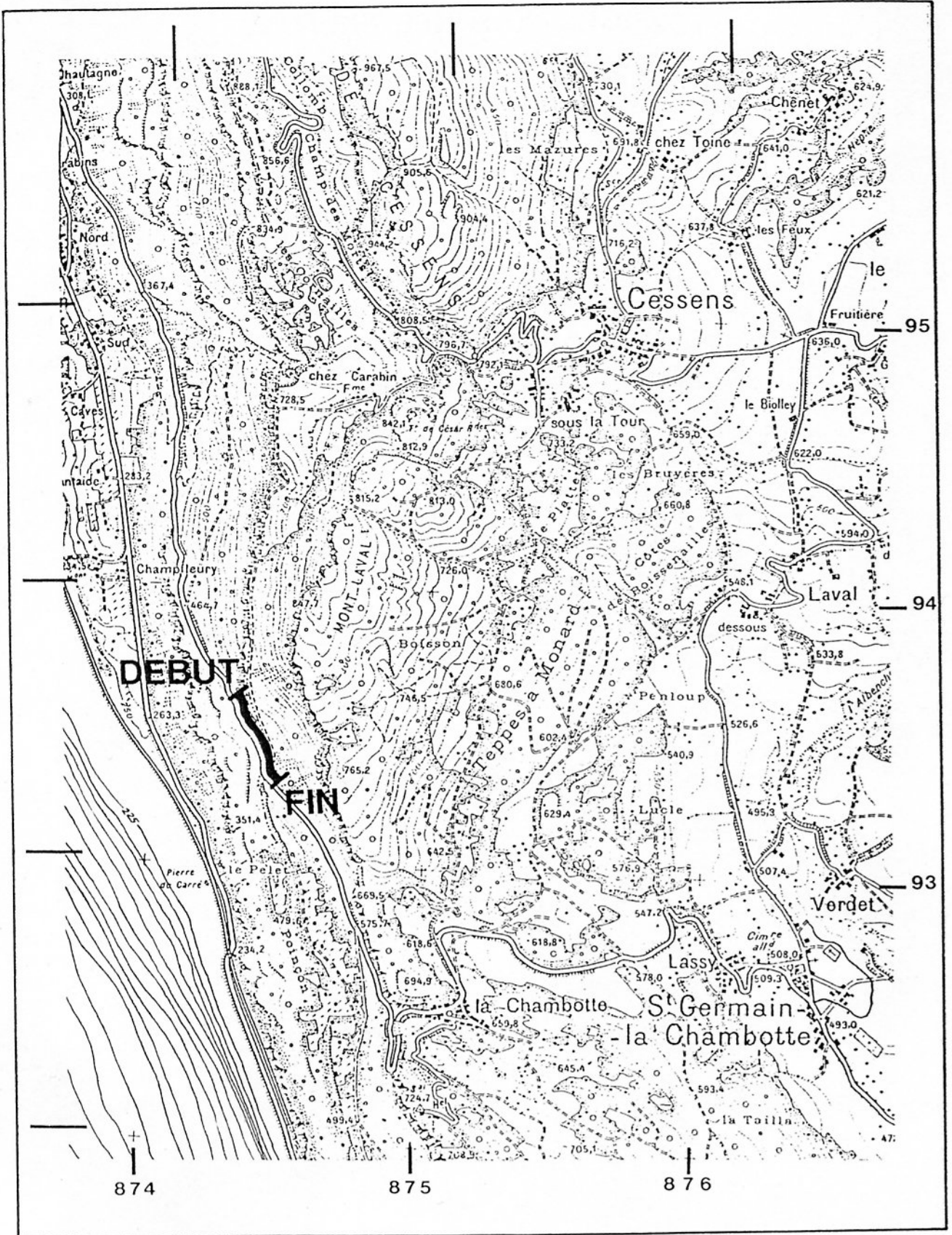
- vue générale sur le Crétacé inférieur pré-subalpin (rive gauche du Chéran)
- Berriasien pré-subalpin

Retour à Genève

# LA CHAMBOTTE

## FEUILLE RUMILLY 6 (1:20 000e)

Plan de situation des formations berriaso-valanginiennes de la Chambotte



0 500 1000 m



## COUPE DU BERRIASIEN-VALANGINIEN DE LA CHAMBOTTE

N. STEINHAUSER (1969)

Situation: (Feuille de Rumilly 5-6; 1/25 000)

En bordure de la route nationale 491B, montant régulièrement de Chaudieu à Saint-Germain-la-Chambotte.

a) Début: le long de la route susmentionnée, à 3 km de Chaudieu à l'entrée d'une série de virages, à l'altitude d'environ 530 m. Coordonnées: 874,30/93,58.

b) Fin: le long de la même route, à 300-350 m en amont dans un virage. Coordonnées: 874,43/93,30.

### FORMATION DE PIERRE-CHATEL

La base de cette formation n'est pas visible et le faciès purbeckien n'affleure nulle part au bord de la route. Le premier affleurement sûr se situe sous un surplomb, en bordure de la route, il s'agit de calcaire pseudoolithique fortement dolomitisé, de couleur grise à rougeâtre (banc 1).

Après une très courte lacune, apparaissent 8 m de calcaire clair plus ou moins grossier, à algues encroûtantes et nombreux foraminifères: strates micritiques à la base et au sommet de cette unité. Le banc 8, lité, en lentilles de 2 à 5 cm d'épaisseur, forme un rentrant et constitue un bon repère au milieu de la paroi.

Les bancs 8 à 10 terminent le sommet de la paroi (7,50 m); ils sont constitués par des intramicrites à foraminifères, riches en grands foraminifères (*Pseudocyclamina* aff. *lituus*); dans le banc 10, rares *Keramosphaera allobrogensis*.

Les bancs 11 et 12 constituent le sommet de la formation.

### FORMATION DE VIONS

La transition entre les micrites de la formation de Pierre-Châtel et les intrasparudites à algues de la base de la formation de Vions (banc 13) est bien visible, car ces dernières, d'une coloration brunâtre, tranchent avec les micrites claires.

Le quartz détritique apparaît dans ces strates en faibles proportions ainsi que dans les bancs 13 à 15. Les bancs 17 à 22 (2,80 m) présentent un faciès particulier de micrites faiblement gréseuses. La tranche d'eau qui les recouvrait devait être particulièrement faible, car on remarque une prolifération des traces d'organismes fousseurs liée à une coloration rouge des joints, à la présence de traces charbonneuses et enfin à une brèche simulant une "brèche à cailloux noirs". En fait, ce sont de fausses brèches, dont les éléments ne sont que des taches dues à un agent chimique (réducteur ?). La présence de petites géodes de calcite est fréquente.

De tels faciès se rencontrent également au Val de Fier et encore mieux développés à la cluse de Bange, dans la carrière du Pont de Bange qui en est pratiquement entièrement constituée.

Les bancs 23 à 26 représentent un échantillonnage presque complet des faciès de la formation de Vions: intramicrites gréseuses, intrasparites à traces charbonneuses et micrites se succèdent (5,20 m).



Le sommet du banc 27 est pétri de petits tests de lamellibranches fortement imprégnés d'oxydes de fer. Cette strate de marno-calcaire gréseux constitue un bon repère.

Les bancs 28 et 29, couverts de pistes d'organismes (1,70 m), contiennent de nombreuses sections de dasycladacées.

Le banc 30, bien que constitué de marno-calcaire grumeleux gris-brun, renferme quelques galets de micrite claire, arrachés vraisemblablement à son substratum immédiat (le banc 29).

Les bancs sus-jacents (32 et 34), séparés par de courtes lacunes, représentent le sommet de la formation de Vions. Le banc 32, véritable brèche à ciment ferrugineux et éléments de calcaire micritique, renferme les premiers exemplaires de *Pfenderina neocomiensis*. Le banc 34 est constitué de calcaire grumeleux gris-brun, lité en bancs de 40 à 50 cm séparés par des joints plus tendres, gréseux et sombres.

Le banc 34 correspond à un faciès de passage entre les formations de Vions et de la Chambotte. Le calcaire ressemble au calcaire du Fontanil dont il pourrait constituer une des premières apparitions dans le temps et sur le plan régional. Le quartz détritique disparaît; il ne réapparaît que sporadiquement et en faibles quantités dans la formation de la Chambotte. Le haut du banc 34 est constitué d'intrasparite oolithique.

L'ensemble des bancs 30 à 34 mesure 11,60 m.

## FORMATION DE LA CHAMBOTTE: PARTIE INFÉRIEURE

Le banc 35 représente la base de la formation de la Chambotte; il s'agit d'une intrasparite tout d'abord faiblement dolomitisée à la base, puis très fortement au sommet. Cette dolomitisation se poursuit dans le banc 36 et décroît rapidement. Les bancs 35 et 36 atteignent une puissance de 5,20 m. Les bancs 37 et 38 (2,90 m), lités en strates de 2 à 5 cm, forment une zone plus tendre, bien visible le long de la coupe.

Les bancs 39, 40 et 41, formés de micrites à *Pfenderina neocomiensis*, contiennent une grande quantité d'intraclastes; ils constituent le sommet de la barre calcaire située le long d'une courte ligne droite, à une dizaine de mètres en aval de l'extrémité inférieure d'une rambarde métallique. Ils représentent le sommet de la partie inférieure de la formation de la Chambotte (8,80 m).

La partie supérieure du banc 41, presque uniquement composée d'algues encroûtantes et de stromatopores, semble être assez constant puisqu'il a aussi été observé au Val de Fier, et au Molard de Vions; il pourrait constituer un repère stratigraphique utile sur le plan régional.

## MEMBRE DU GUIERS

Les bancs 43 à 49 (11,50 m) sont composés à la base d'intramicrosparites à intraclastes litées en bancs de 20 à 40 cm séparés par des joints marno-gréseux plus tendres. La forte coloration de la roche (bleu sombre à roux) et les joints diffus différencient nettement ces sédiments des précédents.

Tout cet ensemble assez couvert est formé de calcaires bicolores (intra-microsparite à intrapseudosparite à débris) souvent lités en petits bancs onduleux de 2 à 10 cm présentant de nombreuses traces d'organismes fousseurs. Le banc 48 présente une particularité puisque, presque tous les grains sont superficiellement oolithisés; une oolithisation plus complète caractérise les grains de faible diamètre, les gros intraclastes ne le sont pas du tout.

Une courte lacune (2 m) représentée par une vire herbeuse laissant le passage à un sentier, masque la transition entre le membre du Guiers et la base de la partie supérieure de la formation de la Chambotte.

#### **FORMATION DE LA CHAMBOTTE: PARTIE SUPERIEURE**

Le banc massif 51 (5,50 m) renferme un niveau à algues à 2 m environ de sa base; son joint supérieur est marqué par une abondance de tests à lamellibranches et de gastéropodes.

Le banc 52 (2 m), constitué d'intramicrocrites à intrapseudosparites, ressemble au précédent; les foraminifères n'y sont pas rares.

Le banc 53 (2,70 m) est caractérisé par un litage en strates de 2 à 3 cm à la base, passant progressivement de 5 à 10 cm au sommet.

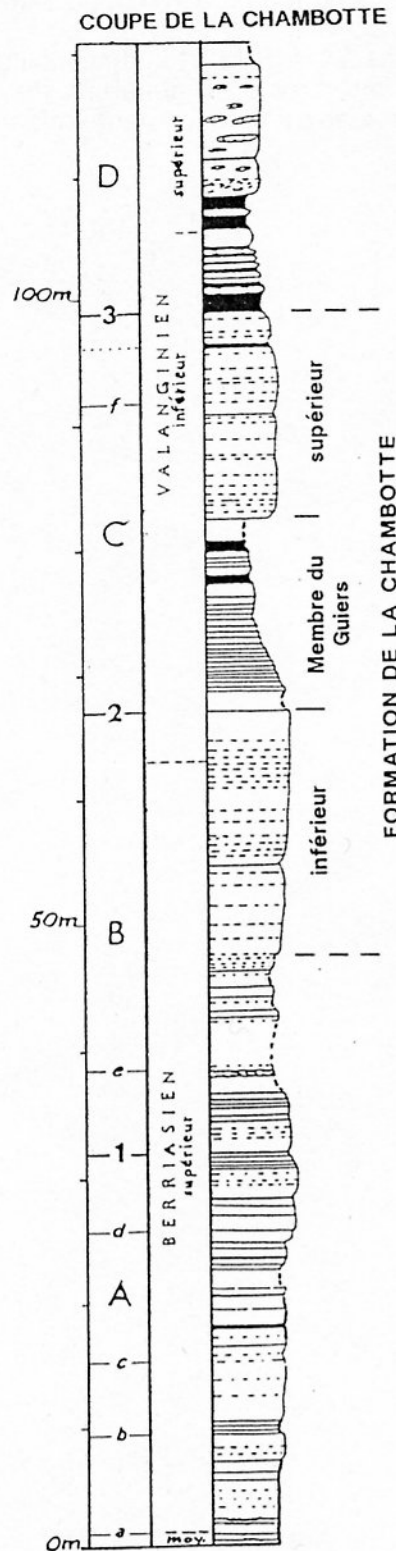
Les bancs 54 à 57 (3,15 m) constituent le sommet de la formation de la Chambotte; ils gardent les caractères généraux de cette unité: prépondérance des faciès d'intramicrocrites, microfaune abondante, couleur variant de gris-blanc à blanc-jaunâtre.

## LA CHAMBOTTE

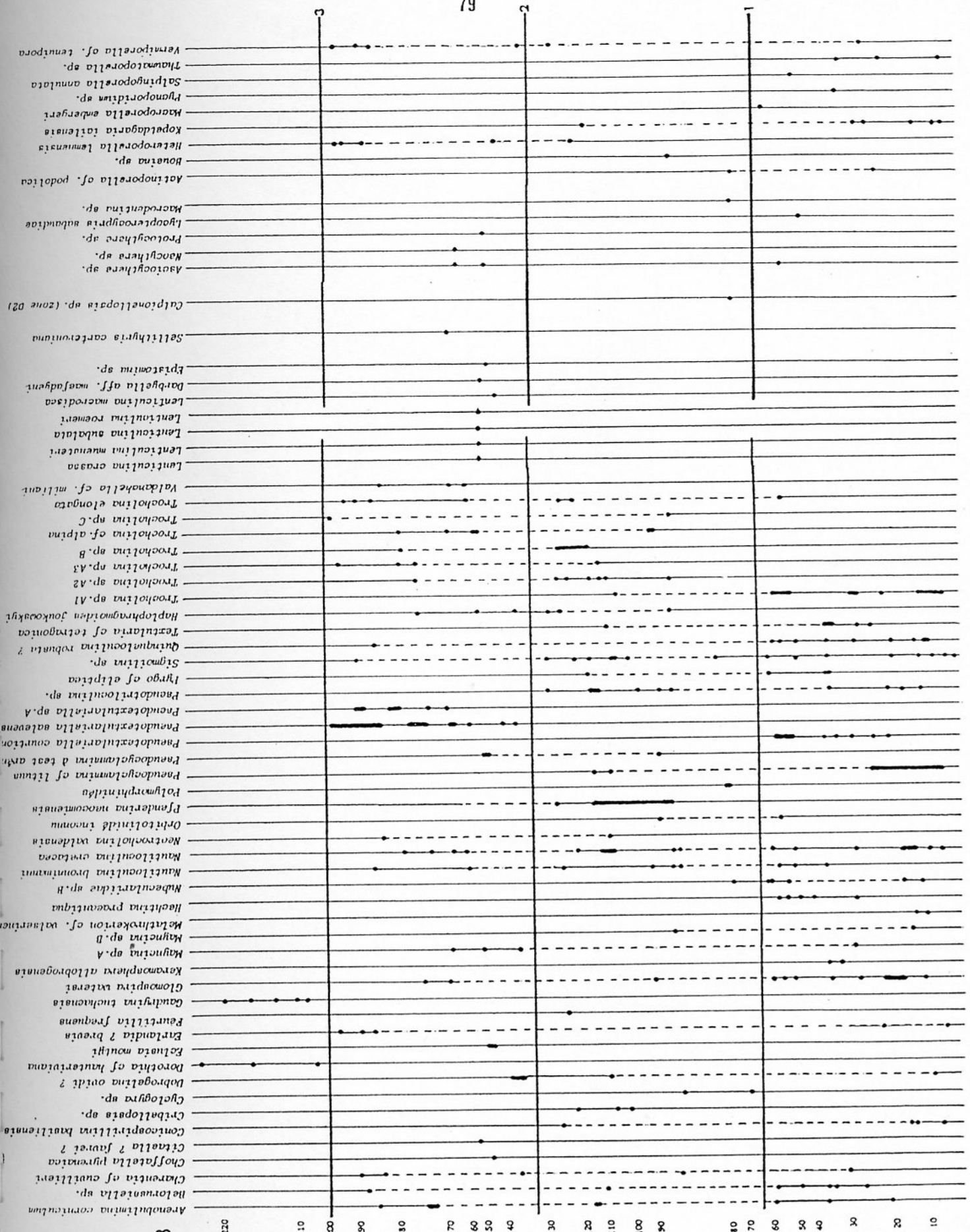
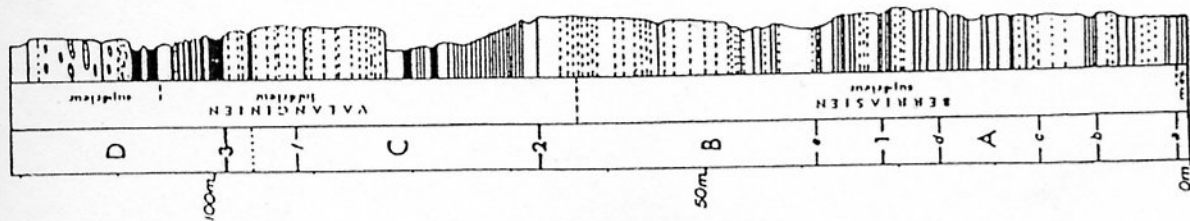
A l'occasion de la visite des coupes de La Chambotte, il a paru intéressant de comparer les datations présentées dans ce livret à celles publiées récemment.

## A / Age de la Formation de la Chambotte

## 1. Selon C. DARSAC (1983)



Coupe de la Chambotte C. DARSAC 1983





## 2. Selon A. ARNAUD-VANNEAU et H. ARNAUD (1991)

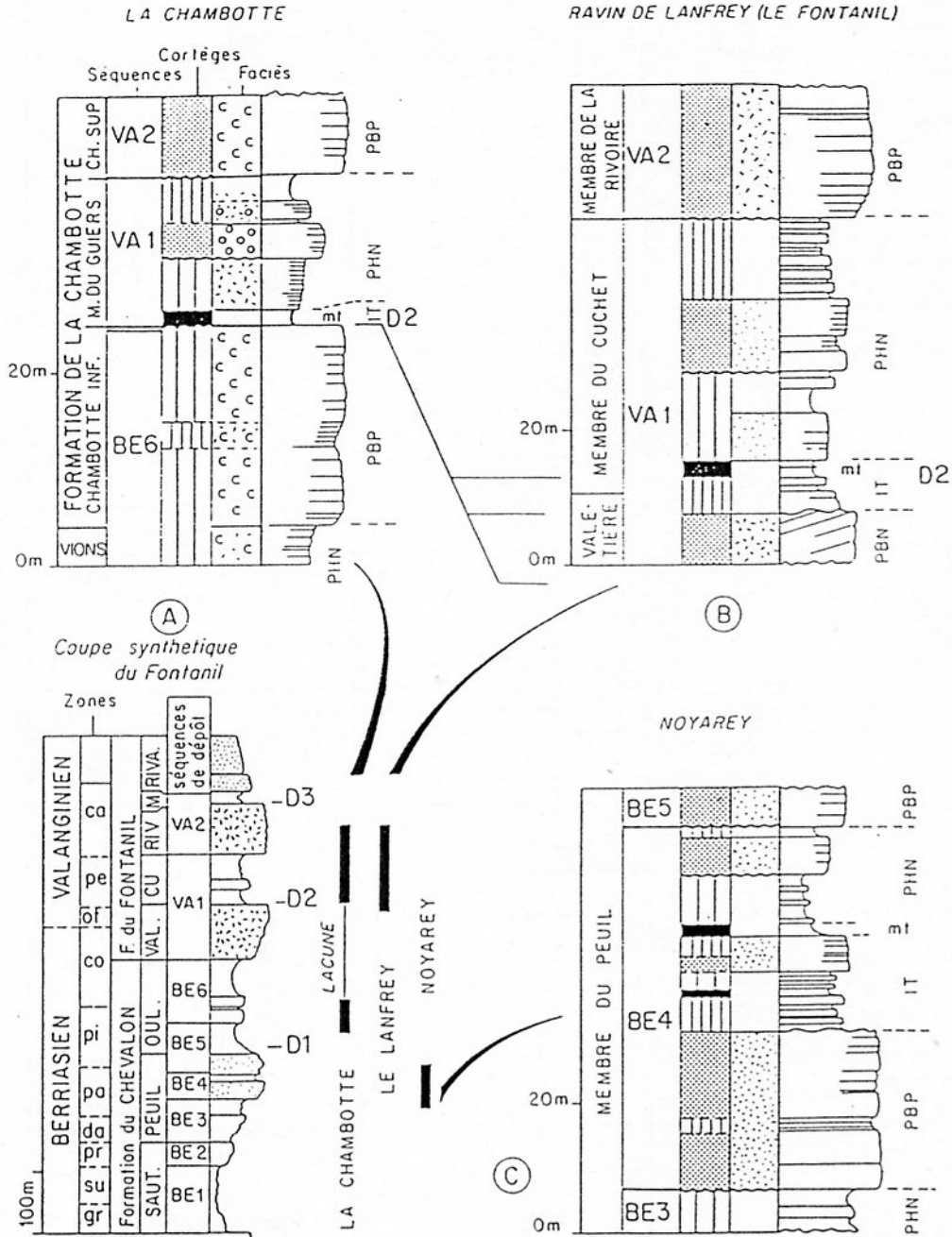


FIG. 3. - Les cortèges sédimentaires du Berriasien et du Valanginien inférieur. La localisation stratigraphique des coupes détaillées A, B et C est figurée en regard de la coupe synthétique du Fontanil [Arnaud *et al.*, 1981]. Légende des cortèges sédimentaires et des faciès : voir la figure 4. Membres : CU : Cuchet; M : Mont Saint Martin; Oul : Oullières; Riv : La Rivoire; Riva : Rivalière; Saut : Sautaret; Val : Valetière. D1, D2 et D3 : discontinuités majeures d'après Darsac [1983] et Boisseau [1987]. Zones d'ammonites : ca : *campylotoxus*, co : *callisto*; da : *dalmasi*; gr : *grandis*; ot : *otopeta*; pa : *paramimounum*; pe : *pertransiens*; pi : *picteti*; pr : *privasensis*; su : *subalpina*. Faciès et cortèges sédimentaires : voir figure 4.

FIG. 3. - Berriasian-Lower Valanginian systems tracts. Stratigraphic columns showing the organization of the Berriasian-Lower Valanginian systems tracts. The A, B and C sections are located in front of the generalized stratigraphic column from the Fontanil [Arnaud *et al.*, 1981]. Legend of facies and systems tracts : see figure 4.

### 3. Selon N. STEINHAUSER, B. CLAVEL et J. CHAROLLAIS (1992, cette publication)

Le membre du Guiers n'est pas l'équivalent du membre du Cuchet (**zone à *Pertransiens***) de la coupe du Fontanil, le membre de La Chambotte supérieure n'est pas l'équivalent du membre de la Rivoire (**zone à *Campylotoxum***). Les datations obtenues en divers points du Jura dans les Formations du Berriasien et du Valanginien, ainsi que l'analyse séquentielle montrent que l'ensemble de la Formation de La Chambotte se situe dans la **zone à *Otopeta***, et est donc l'homologue de la partie supérieure du membre de Valetière au Fontanil. Les **zone à *Pertransiens* et *Campylotoxum*** sont représentées, à La Chambotte, par le complexe "marnes et calcaires roux" observable en partie au sommet de la coupe.

LA CHAMBOTTE

Centre de l'1:20000 I.G.N. Coordonnées Géographiques U.T.M. 30S  
 48° 45' 30" N. 4° 25' 30" E. 48° 45' 30" N. 4° 25' 30" E.

Échelle 1:20000

PROFONDITEUR

TYPE DE JOINT

ÉPAISSEUR

COEFFICIENT DE TENDUE

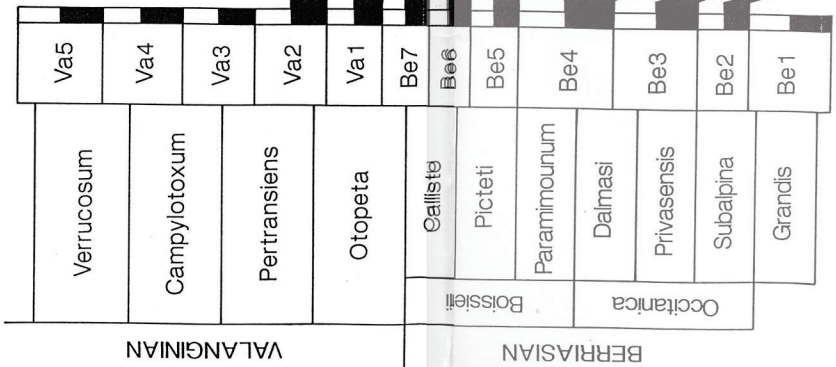
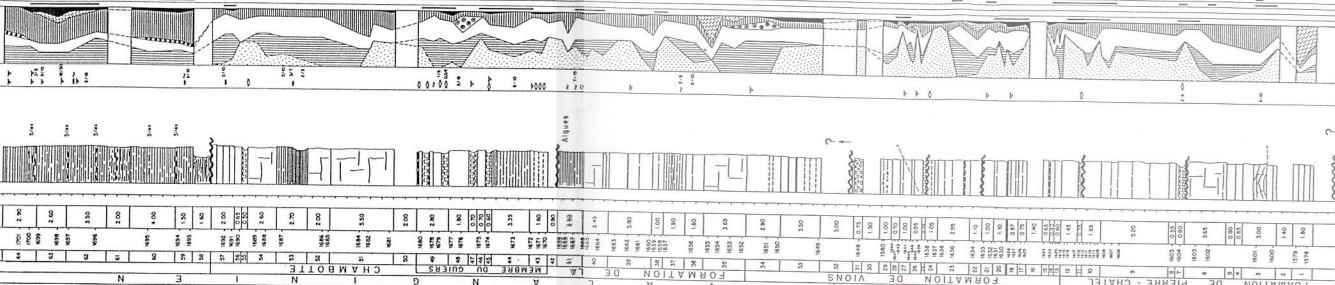
FORMATIONS

ÉTAGES

STRATIFICATION

ADRESSES

FORAMINIFÈRES



VALANGINIAN

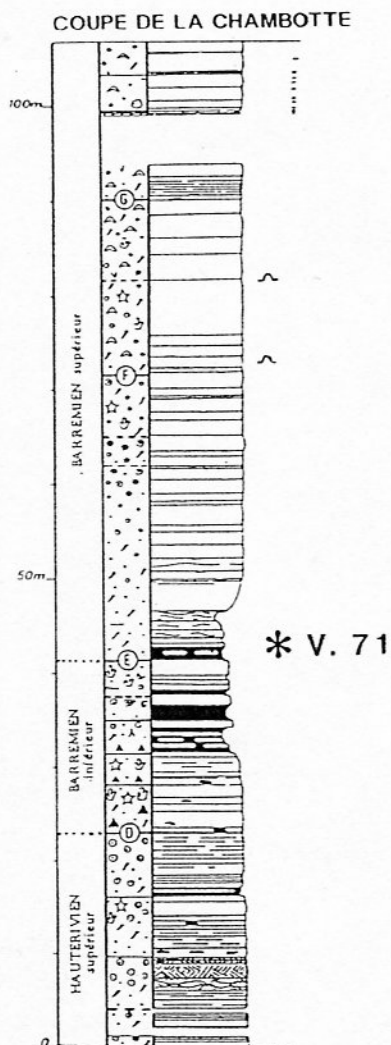
BERRIASIAN

Boissii

Occitanica

## B / STRATIGRAPHIE ET INTERPRETATION SEQUENTIELLE DE LA "PIERRE JAUNE DE NEUCHATEL" ET DE LA PARTIE INFERIEURE DES CALCAIRES URGONIENS DE LA COUPE DE LA CHAMBOTTE

### 1. Selon F. VIEBAN (1983)



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.

\* Revue récemment par R. BUSNARDO, cette ammonite pauvrement conservée est en fait une *PSEUDOTHURMANNIA* gr. *angulicostata*.



## 2. Selon H. ARNAUD et A. ARNAUD-VANNEAU (1989)

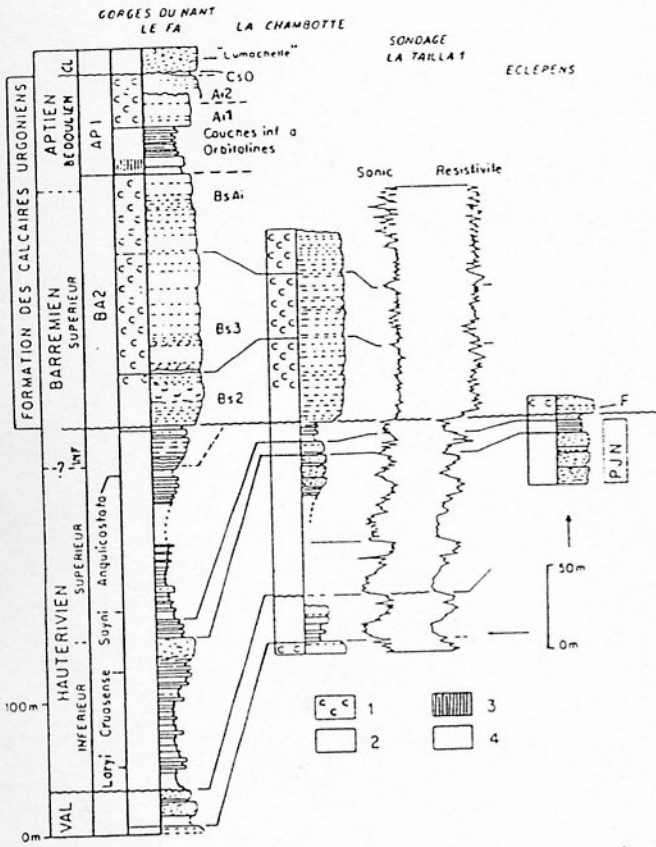
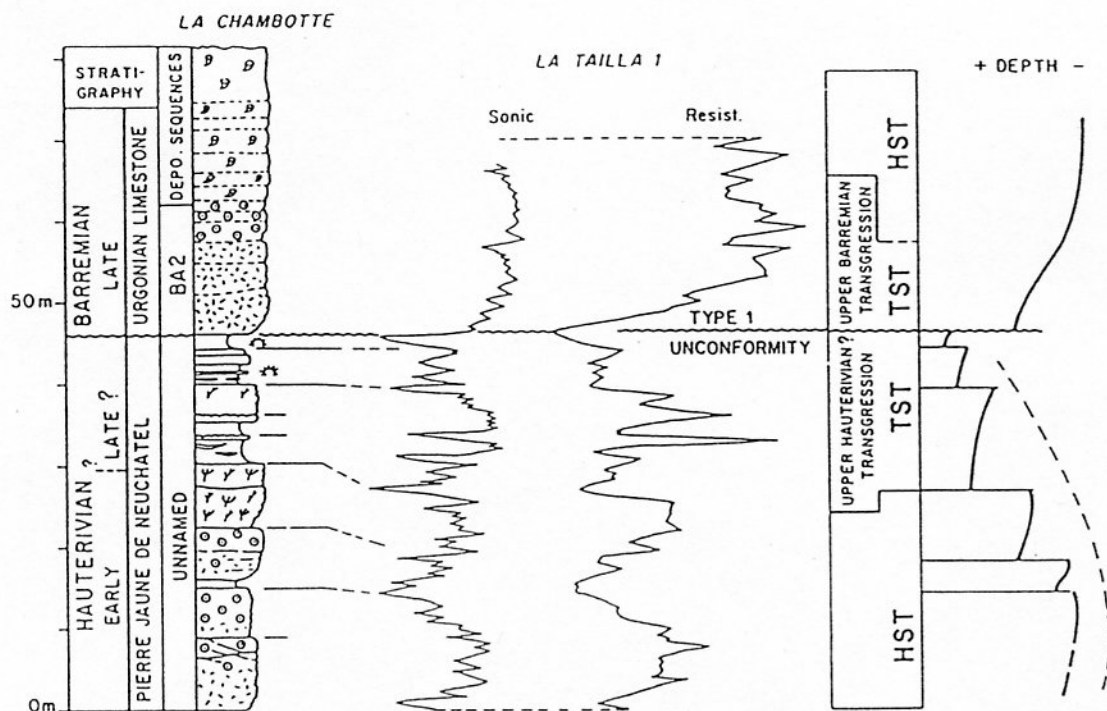


FIG. 3. — Corrélation stratigraphique entre le Vercors septentrional (coupe gorges du Nant-Le Fâ), le Jura méridional (coupe de la Chambotte, sondage La Tailla 1) et le Jura suisse (coupe d'Eclepens, d'après Zweidler [1985]). Cs0 : couches supérieures à Orbitolines; PJN : formation de la Pierre Jaune de Neuchâtel; Bs2, Bs3, BsA, Ai1 et Ai2 : séquences de comblement [Arnaud-Vanneau, 1980]. Légende des faciès : 1 : faciès de plate-forme interne; 2 : faciès de plate-forme externe; 3 : faciès de transgression; 4 : faciès hémipélagiques. F : localisation de *Paracoskinolina reicheli* et des premières orbitolines dans la coupe d'Eclepens.

## 3. Selon A. ARNAUD-VANNEAU et H. ARNAUD (1990)



Comparison between La Chambotte section and La Tailla 1 borehole showing: the top of the Lower Hauterivian depositional sequence (bioclastic and oolitic limestone of the Pierre Jaune de Neuchâtel Formation); the probable Upper Hauterivian transgressive systems tract; the type I unconformity at the base of the Urgonian limestone; and the initial sequence of the late Barremian Urgonian limestone.

4. Selon B. CLAVEL, R. BUSNARDO, J. CHAROLLAIS et R. SCHROEDER (1992, cette publication).

1. Il n'y a pas de discontinuité émergitive et érosive ("unconformity type 1) entre la "Pierre jaune de Neuchâtel" et l'"Urgonian limestone". L'évolution des milieux de dépôt est tout à fait progressive, malgré la "dépression morphologique" marquant la base de la falaise. La succession séquentielle publiée en 1990 ne peut être d'autre part tenue pour correcte.
2. Aucun des niveaux de la séquence initiale de l'"Urgonian limestone" (BA2), telle que publiée en 1990 n'appartient au "Barremian late": les 36 m de coupe montrés dans cette figure représentent les niveaux sous-jacents à la première apparition de *Valserina primitiva* (voir position précise sur la coupe V. ORSAT *et al.* 1992, ce volume), et constituent les cortèges de haut niveau (HS) des zones à *Sayni* et *Balearis* de l'Hauterivien supérieur.

Ainsi qu'il sera montré lors de cette excursion, les dépôts du Barrémien supérieur et du Bédoulien se trouvent, identifiés par leur faune caractéristique d'Orbitolinides, dans une autre coupe, plus haut dans la série.

**LES CALCAIRES URGONIENS  
DE LA CHAMBOTTE**

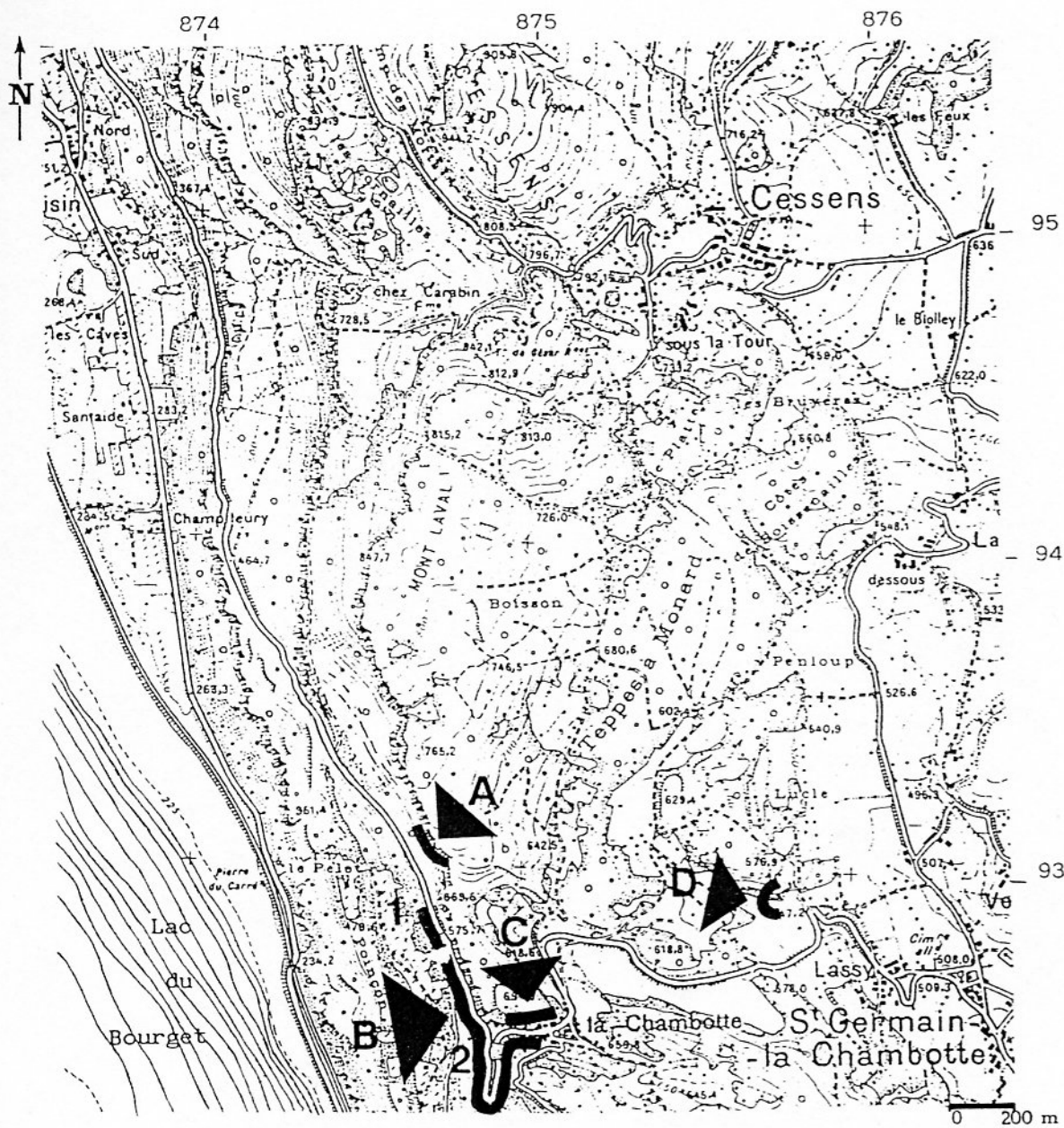
**ORSAT Véronique**

**SCHROEDER Rolf, CLAVEL Bernard, CHAROLLAIS Jean, KINDLER Pascal**



# COUPE DES CALCAIRES URGONIENS DE LA CHAMBOTTE

## PLAN DE SITUATION

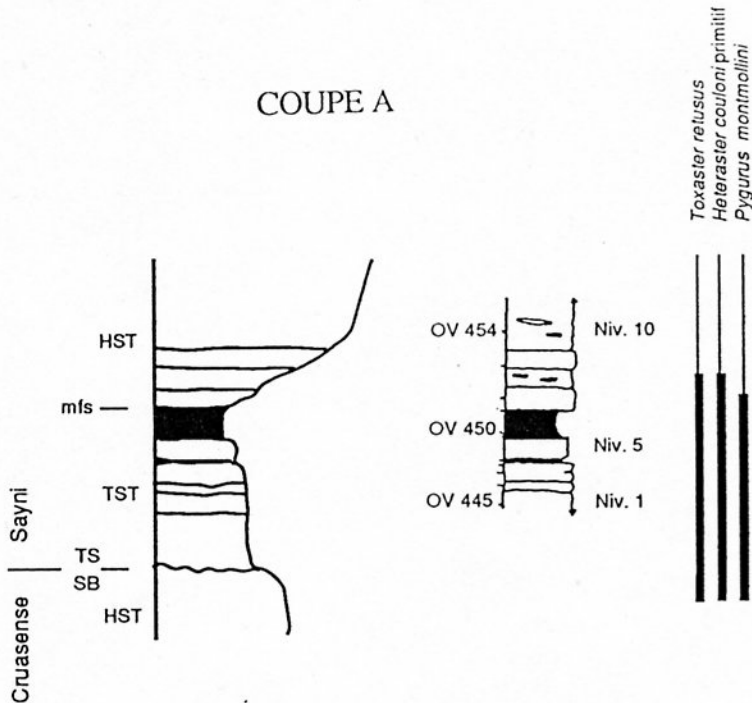


## COUPE DE LA CHAMBOTTE

## COUPE A

Niv. 1	1.10 m	(OV 445)	Grès roux à débris d'échinodermes. 30-40% de quartz et dolomie.
Niv. 2	0.40 m	(OV 446)	Calc. brun. Packstone à débris d'échinodermes, foraminifères benthiques, bryozoaires et ooïdes rares. 10-20% de quartz et dolomie.
Niv. 3	0.90 m	(OV 447)	= niv. 1 avec terriers et nodules de silex.
Niv. 4	0.05 m	(OV 448)	Marnes brunes.
Niv. 5	0.50 m	(OV 449)	Calc. blanc. Packstone à foraminifères benthiques, bryozoaires, pélécytopodes, gastéropodes et débris d'échinodermes. 5% de quartz et de dolomie.
Niv. 6	0.60 m	(OV 450 + OV 455)	Calc. gris-noirâtre, plus marneux à la base et au sommet du banc.
Niv. 7	0.20 m	(OV 451)	Calc. gris-brunâtre. Packstone à foraminifères benthiques, bryozoaires, ostracodes et débris d'échinodermes. 5% de quartz et de dolomie.
Niv. 8	0.20 m	(OV 452)	Calc. gris-brunâtre. Packstone à foraminifères benthiques, gastéropodes et débris d'échinodermes. 1-2,5% de quartz et de dolomie.
Niv. 9	0.20 m	(OV 453)	Calc. gris. Packstone à foraminifères benthiques, bryozoaires, gastéropodes et débris d'échinodermes. 1-2,5% de quartz et de dolomie.
Niv. 10	? m	(OV 454)	Calc. gris-brunâtre. Packstone à foraminifères benthiques, bryozoaires, gastéropodes, brachiopodes et débris d'échinodermes. 2,5% de quartz et de dolomie.

## COUPE A

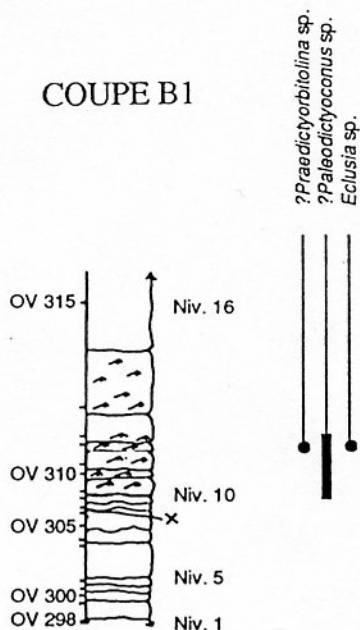


Lacune d'environ 5m entre la coupe A et la coupe B1 (bord de la D991b).

## COUPE B1

Niv. 1	? m	(OV 298)	Calc. beige. Grainstone à petites ooïdes, intraclastes, foraminifères benthiques ( <i>orbitolines</i> , milioles), bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 2	0.40 m	(OV 299)	= niv. 1.
Niv. 3	0.20 m	(OV 300)	= niv. 1.
Niv. 4	0.15 m	(OV 301)	Calc. beige. Packstone à débris d'échinodermes (abondants), intraclastes, foraminifères benthiques ( <i>orbitolines</i> , milioles), dasycladacées, pélecypodes, bryozoaires et brachiopodes.
Niv. 5	0.15 m	(OV 302)	= niv. 4.
Niv. 6	0.80 m	(OV 303)	= niv. 4.
Niv. 7	0.25 m	(OV 304)	= niv. 4.
Niv. 8	0.45 m	(OV 305 + OV 306)	= niv. 4.
Niv. 9	0.15 m	(OV 307)	= niv. 4.
Niv. 10	0.20 m	(OV 308)	Calc. beige. Grainstone à petites ooïdes, intraclastes, foraminifères benthiques ( <i>orbitolines</i> : ? <i>Paleodictyoconus</i> sp., milioles), bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 11	0.30 m	(OV 309)	= niv. 10.
Niv. 12	0.25 m	(OV 310)	= niv. 10.
Niv. 13	0.60 m	(OV 311 + OV 312)	Calc. beige. Grainstone à ooïdes, foraminifères benthiques ( <i>orbitolines</i> : ? <i>Praedictyorbitolina</i> sp. milioles: <i>Eclusia</i> sp.), brachiopodes, pélecypodes et débris d'échinodermes.
Niv. 14	0.60 m	(OV 313)	= niv. 13. <i>orbitolines</i> : ? <i>Paleodictyoconus</i> sp.
Niv. 15	1.40 m	(OV 314)	= niv. 13.
Niv. 16	2.20 m	(OV 315)	= niv. 13.

## COUPE B1



## COUPE B2

Niv. 1	1.40 m	(OV 316)	Calc. beige. Packstone à intraclastes, foraminifères benthiques (miliolles) et débris d'échinodermes.
Niv. 2	0.80 m	(OV 317)	= niv. 1.
Niv. 3	0.90 m	(OV 318)	= niv. 1.
Niv. 4	0.40 m	(OV 319)	Calc. beige. Packstone à débris d'échinodermes (abondants), intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires et brachiopodes.
Niv. 5	2.05 m	(OV 320 + OV 321)	Calc. beige. Grainstone à bioclastes de relativement grande taille: foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes, débris d'échinodermes. Au sommet du banc (OV 321), grainstone à ooïdes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : ? <i>Orbitolinopsis</i> sp., ? <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> , miliolles: <i>Eclusia</i> sp.), brachiopodes, pélicypodes, débris d'échinodermes.
Niv. 6	1.30 m	(OV 322)	Calc. grisâtre. Grainstone à ooïdes, foraminifères benthiques (miliolles), brachiopodes, pélicypodes et débris d'échinodermes.
Niv. 7	0.20 m	(OV 323)	Calc. beige. Packstone à débris d'échinodermes (abondants), intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires et brachiopodes.
Niv. 8	0.70 m	(OV 324)	Calc. beige. Pakstone/grainstone à intraclastes, foraminifères benthiques (miliolles), pélicypodes et débris d'échinodermes.
Niv. 9	0.40 m	(OV 325)	= niv. 8.
Niv. 10	0.40 m		= niv. 8.
Niv. 11	0.40 m	(OV 326)	= niv. 8.
Niv. 12	0.40 m	(OV 327)	= niv. 8.
Niv. 13	0.40 m	(OV 328)	= niv. 8.
Niv. 14	0.20 m	(OV 329)	Calc. blanc. Grainstone à ooïdes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , miliolles), brachiopodes, pélicypodes et débris d'échinodermes.
Niv. 15	0.20 m	(OV 330)	= niv. 14. <b>orbitolines</b> : <i>Paracoskinolina</i> sp., miliolles: <i>Eclusia</i> sp.
Niv. 16	0.15 m	(OV 331)	= niv. 14.
Niv. 17	0.20 m	(OV 332)	Calc. blanc. Packstone/grainstone à intraclastes, foraminifères benthiques (miliolles), pélicypodes, débris d'échinodermes.
Niv. 18	1.60 m	(OV 333 + OV 334)	Calc. beige. Packstone/grainstone à intraclastes, foraminifères benthiques (miliolles), pélicypodes et débris d'échinodermes.
Niv. 19	0.30 m		= niv. 18.
Niv. 20	0.80 m	(OV 335)	= niv. 18.
Niv. 21	1.40 m	(OV 336 + OV 337)	Calc. beige-blanchâtre. Grainstone à petites ooïdes, intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , miliolles), bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 22	0.40 m	(OV 338)	= niv. 21. Plan de fracture avec quelques mètres de décalage.
Niv. 23	1.60 m	(OV 339)	= niv. 21.
Niv. 24	1.30 m	(OV 340)	= niv. 18.
Niv. 25	0.40 m	(OV 341)	Calc. beige. Grainstone à ooïdes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , miliolles), brachiopodes, pélicypodes et débris d'échinodermes.
Niv. 26	0.75 m	(OV 342)	= niv. 25.
Niv. 27	1.75 m	(OV 343 + OV 344)	= niv. 18.
Niv. 28	3.00 m	(OV 345 + OV 346)	Calc. beige. Plan de faille dans le banc. Packstone à débris d'échinodermes (abondants), intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : ? <i>Praedictyorbitolina</i> sp., miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires et brachiopodes. Début du tunnel.
Niv. 29	1.30 m	(OV 347 + OV 348)	Calc. beige. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Praedictyorbitolina</i> sp., miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes. Au sommet du banc (OV 348), grainstone à bioclastes de relativement grande taille: foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 30	1.80 m	(OV 349 + OV 350)	Calc. beige. Grainstone à bioclastes de relativement grande taille: foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Paracoskinolina</i> sp., ? <i>Praedictyorbitolina</i> sp., miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.

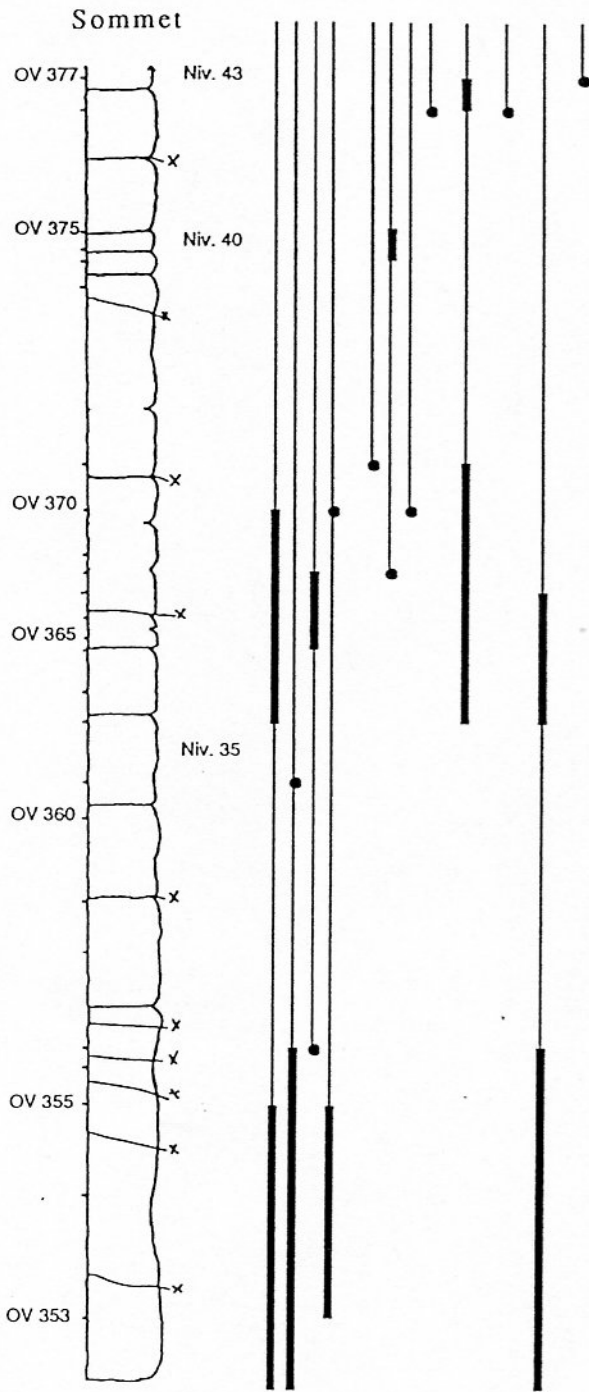
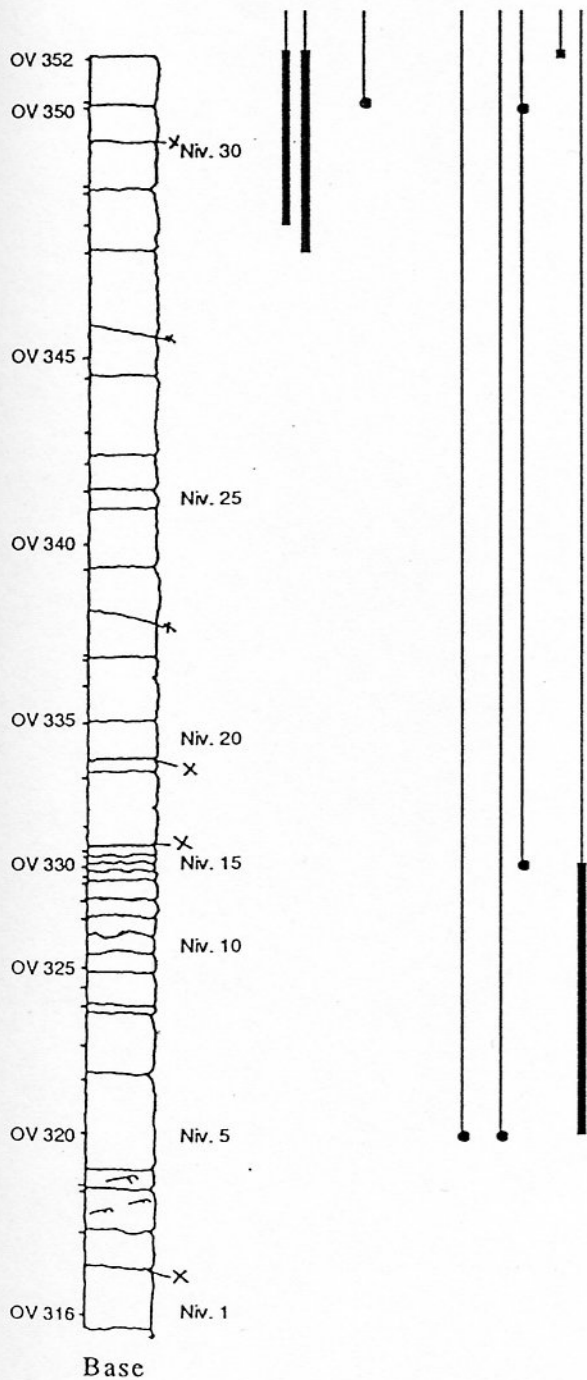


Niv. 26	0.30 m	(OV 417)	Calc. grisâtre. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , milioles), dasycladacées, pélécytopodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 27	0.05 m	(OV 418)	Marne gris-verdâtre.
Niv. 28	0.30 m	(OV 419)	Calc. beige. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , <i>Paracoskinolina</i> sp., milioles), dasycladacées, pélécytopodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 29	0.75 m	(OV 420)	Calc. grisâtre. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , <i>Paracoskinolina maynci</i> , milioles), dasycladacées, pélécytopodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 30	0.90 m	(OV 421)	Calc. grisâtre. Packstone à intraclastes, foraminifères benthiques (milioles), dasycladacées, pélécytopodes, brachiopodes, débris d'échinodermes et de rudistes. Peu quartzeux.
Niv. 31	1.20 m	(OV 422)	Calc. blanchâtre. Packstone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Orbitolinopsis buccifer</i> , milioles), dasycladacées, pélécytopodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes. 5% de quartz.
Niv. 32	1.70 m	(OV 423)	Calc. blanchâtre. Packstone/grainstone à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , milioles), dasycladacées, débris d'échinodermes. 5% de quartz.
Niv. 33	1.40 m	(OV 424)	Calc. blanc. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques (milioles), pélécytopodes, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 34	2.50 m	(OV 425)	Calc. blanc. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques (milioles), pélécytopodes, brachiopodes, débris d'échinodermes et de rudistes.
Niv. 35	1.50 m	(OV 426)	Calc. blanc. Packstone à foraminifères benthiques (milioles), pélécytopodes et débris d'échinodermes
Niv. 36	1.00 m	(OV 427)	Calc. grisâtre. Packstone à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> , <i>Paracoskinolina arcuata</i> , milioles) dasycladacées, débris d'échinodermes.
Niv. 37	0.70 m	(OV 428)	Calc. blanc. Packstone/wackestone à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : ? " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> , <i>Paracoskinolina arcuata</i> , milioles), dasycladacées, gastéropodes et débris d'échinodermes.
Niv. 38	0.90 m	(OV 429)	= niv. 27. <b>orbitolines</b> : ? " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> .
Niv. 39	0.35 m	(OV 430)	Calc. blanc. Packstone à intraclastes, foraminifères benthiques (milioles), pélécytopodes, brachiopodes, débris d'échinodermes et de rudistes.
Niv. 40	0.30 m	(OV 431)	= niv. 25.
Niv. 41	0.70 m	(OV 432)	Calc. blanc. Grainstone à petites ooïdes, intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> , <i>Paracoskinolina arcuata</i> , milioles), bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 42	1.05 m	(OV 433)	Calc. blanc. Packstone/grainstone à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , milioles), dasycladacées et débris d'échinodermes.
Niv. 43	3.50 m	(OV 434 + OV 435)	Calc. blanc. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques (milioles), pélécytopodes, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 44	1.80 m	(OV 436)	Calc. blanc-jaunâtre. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques (milioles), pélécytopodes, brachiopodes, débris d'échinodermes et de rudistes.
Niv. 45	0.90 m	(OV 437)	= niv. 44.
Niv. 46	0.70 m	(OV 438)	= niv. 44.
Niv. 47	0.60 m	(OV 439)	Calc. blanc. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques (milioles), pélécytopodes, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 48	0.70 m	(OV 440)	Calc. gris. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : ? " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> , milioles), pélécytopodes, brachiopodes et débris d'échinodermes. 5% de quartz.
Niv. 49	1.00 m	(OV 441)	Calc. blanc-jaunâtre. Grainstone à petites ooïdes, intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , milioles), bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.

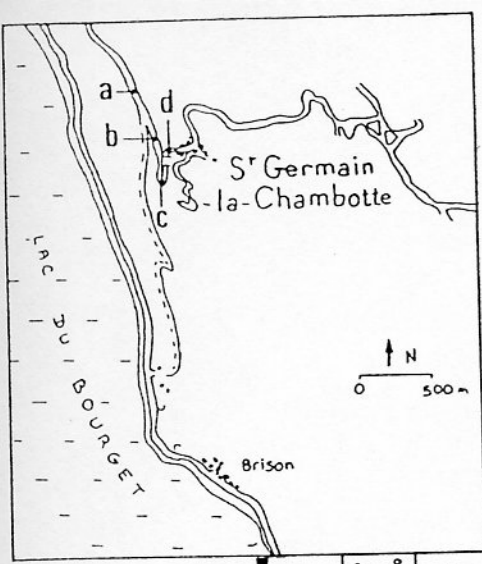
COUPE B2

*Prædictyorbolina* sp.  
 ?*Prædictyorbolina* sp.  
*Prædictyorbolina carthusiana*  
*Prædictyorbolina cf. carthusiana*  
*Prædictyorbolina khusae*  
 ?*Valseria* sp.  
*Valseria primitiva*  
 ?*Valseria primitiva*  
*Orbitolinopsis* sp.  
 ?*Orbitolinopsis* sp.  
*Paleodictyoconus cuvillieri*  
 ?*Paleodictyoconus cuvillieri*  
*Paracostholina* sp.  
  
*Chofatiella decipiens*  
*Eclusia* sp.  
*Eclusia decastrol*

*Prædictyorbolina* sp.  
 ?*Prædictyorbolina* sp.  
*Prædictyorbolina carthusiana*  
*Prædictyorbolina cf. carthusiana*  
*Prædictyorbolina khusae*  
 ?*Valseria* sp.  
*Valseria primitiva*  
 ?*Valseria primitiva*  
*Orbitolinopsis* sp.  
 ?*Orbitolinopsis* sp.  
*Paleodictyoconus cuvillieri*  
 ?*Paleodictyoconus cuvillieri*  
*Paracostholina* sp.  
  
*Chofatiella decipiens*  
*Eclusia* sp.  
*Eclusia decastrol*

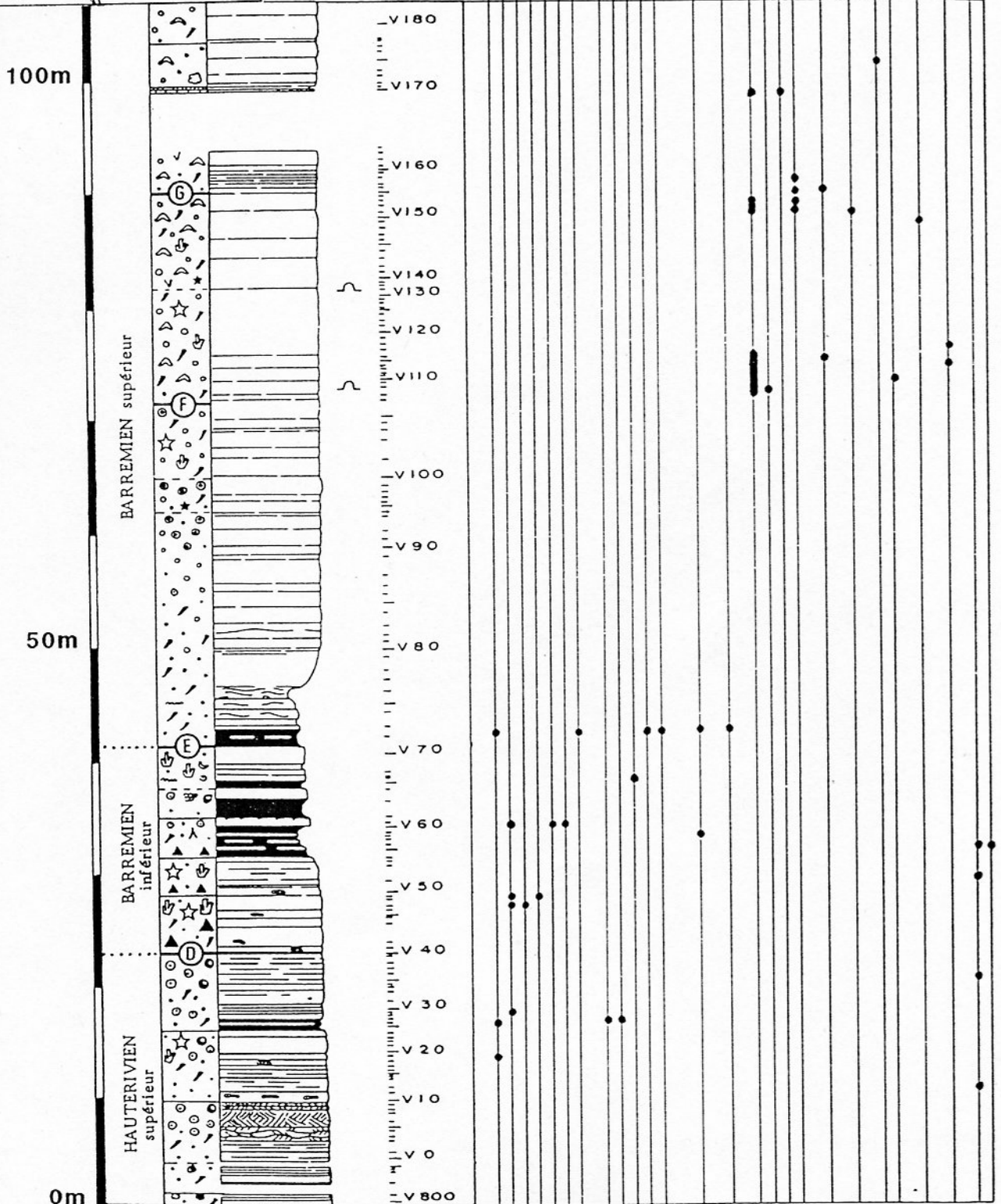


Inventaire paléontologique



D'après F. VIEBAN (1983)

- Pholadomia
- Hufre
- Ostrea leymertii
- Ostrea coultoni
- Pleuromia
- Tellina
- Cyprina
- Nucleospingus toberli
- Holaster intermedius
- Nucleolites schenckeri
- Heteraster coultoni
- Loxaster amplius de grande taille
- Schuleridea thorenensis
- verlensis
- Ascyrothere brevis
- Dictyorbitolina ichnusae
- Dictyoconus sp. 1, 7
- Valsetina primitiva
- Palorbitolina (Esp) charollaisi
- Paleodictyoconus f. de Transition
- Paleodictyoconus actinosoma
- Falsurgonina cf pileola
- Paracoskinoquina sunnilangensis
- Paracoskinoquina reicheli
- Neotracholina aff trilburgensis
- Citaelia layrei
- Acruliammina

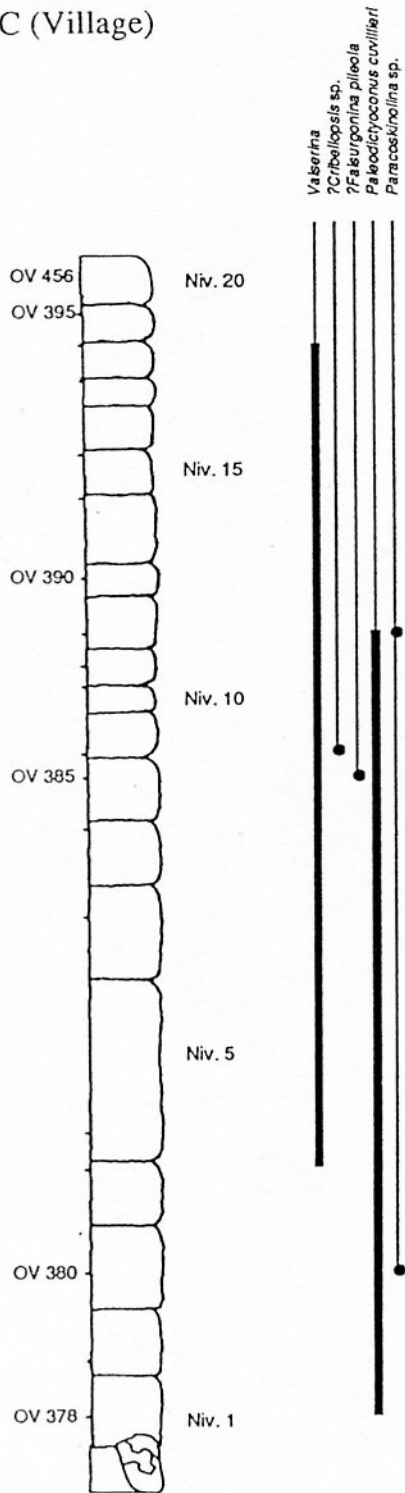


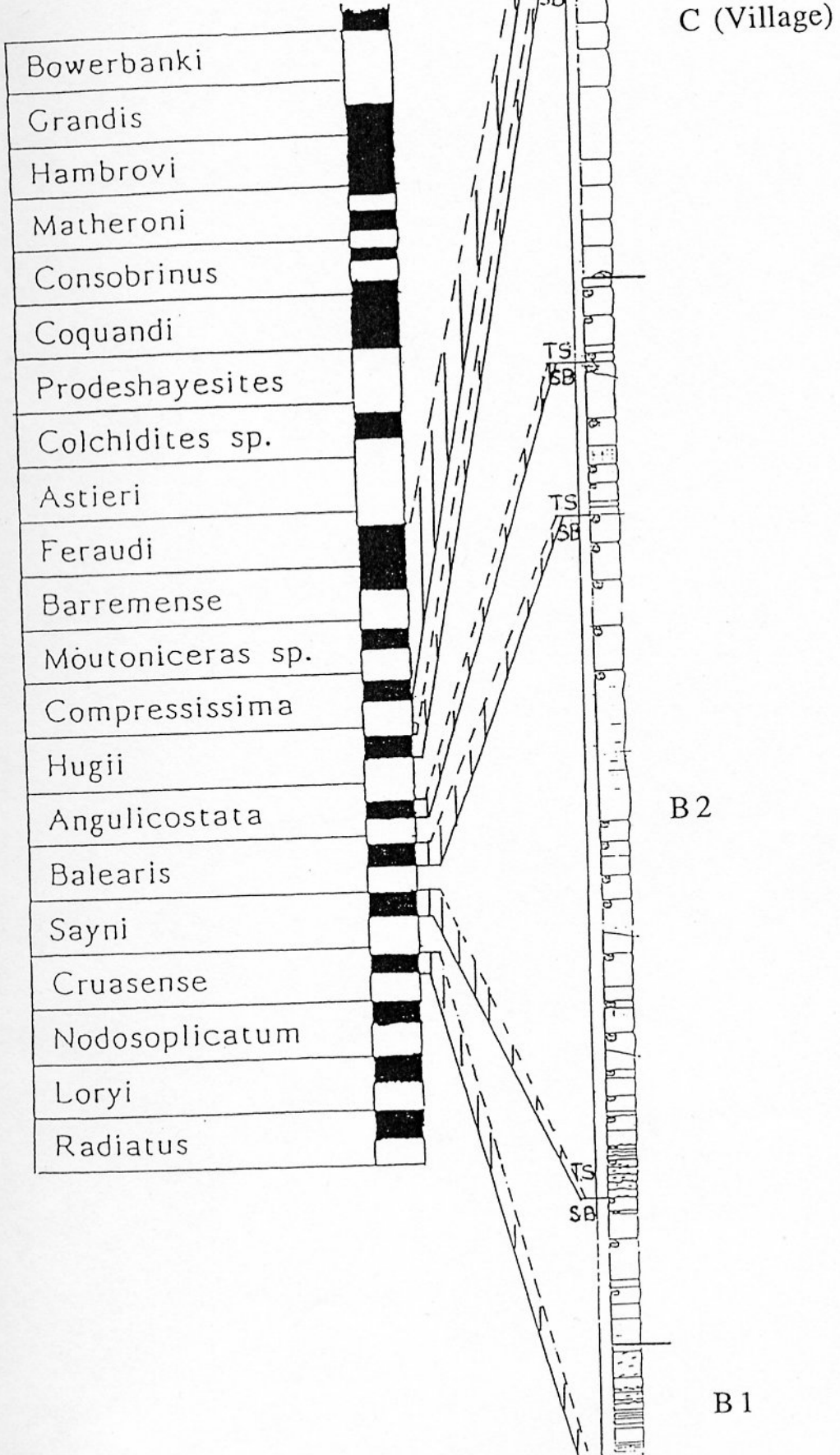
## COUPE C (Village)

Niv. 0	? m		Brèche de karst (?); rudistes.
Niv. 1	1.60 m	(OV 378)	Calc. beige. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> , miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 2	1.40 m	(OV 379)	Calc. beige. Grainstone à bioclastes de relativement grande taille: foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 3	1.80 m	(OV 380)	Calc. blanc. Grainstone à bioclastes de relativement grande taille: foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> , <i>Paracoskinolina</i> sp., miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 4	1.40 m	(OV 381)	= niv. 3. <b>orbitolines</b> : <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> .
Niv. 5	4.00 m	(OV 382)	Calc. blanc. Banc couvert partiellement d'éboulis vers le sommet. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Valserina</i> sp., miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 6	4.00 m	(OV 383)	Calc. blanc. Partie inférieure (2.00 m) couverte d'éboulis et de végétation. Packstone/grainstone à intraclastes, foraminifères benthiques (miliolles), pélicypodes, débris d'échinodermes et de rudistes.
Niv. 7	1.40 m	(OV 384)	= niv. 6.
Niv. 8	1.40 m	(OV 385)	Calc. blanc. Grainstone à bioclastes de relativement grande taille: foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : ? <i>Falsurgonina pileola</i> , <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> , miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes, débris d'échinodermes.
Niv. 9	1.00 m	(OV 386)	= niv. 6. <b>orbitolines</b> : ? <i>Cribellopsis</i> sp.
Niv. 10	0.60 m	(OV 387)	= niv. 8.
Niv. 11	0.80 m	(OV 388)	= niv. 8.
Niv. 12	1.10 m	(OV 389)	Calc. blanc. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> , <i>Paracoskinolina</i> sp., miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 13	0.70 m	(OV 390)	= niv. 12.
Niv. 14	1.50 m	(OV 391)	Calc. blanc. Wackestone laminé à intraclastes, foraminifères benthiques (miliolles) et pélicypodes.
Niv. 15	1.00 m	(OV 392)	= niv. 12.
Niv. 16	1.00 m		= niv. 12.
Niv. 17	0.60 m	(OV 393)	Calc. blanc. Packstone/grainstone à foraminifères benthiques (miliolles) dasycladacées, gastéropodes, pélicypodes, débris d'échinodermes et de rudistes. Histoire diagénétique complexe comprenant plusieurs stades de cimentation et de remplissage (CHAROLLAIS <i>et al.</i> , en préparation).
Niv. 18	0.80 m	(OV 394)	Calc. blanc. Wackestone à rudistes, ostracodes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , miliolles).
Niv. 19	0.80 m	(OV 395)	Calc. blanc. Wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques (miliolles) et pélicypodes.
Niv. 20	1.00 m	(OV 456)	Calc. beige.



## COUPE C (Village)





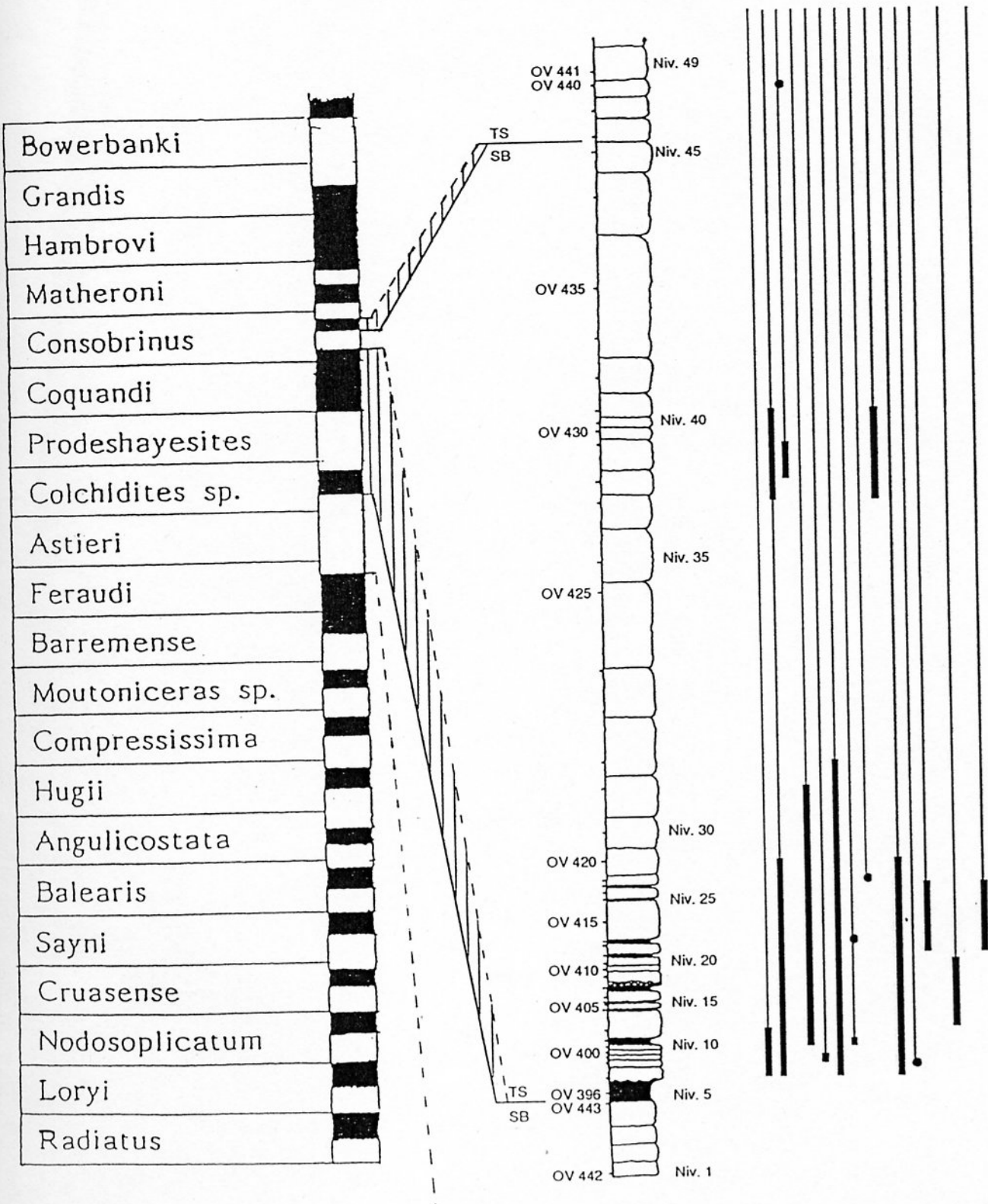
## COUPE D (Carrière)

Niv. 1	0.40 m	(OV 442)	Calc. gréseux gris-verdâtre à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> , miliolles), pélicypodes, brachiopodes, débris d'échinodermes. 10-20% de quartz.
Niv. 2	0.50 m		= niv. 1.
Niv. 3	0.50 m		= niv. 1.
Niv. 4	0.70 m	(OV 443)	Grès gris-verdâtre à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Orbitolinopsis buccifer</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , <i>Paracoskinolina</i> sp., miliolles), brachiopodes, pélicypodes, débris d'échinodermes. 40-50% de quartz.
Niv. 5	0.60 m	(OV 396)	Marne gris-verdâtre. 10-20% de quartz.
Niv. 6	0.40 m	(OV 397)	Calc. gris-verdâtre à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Cribellopsis neolongata</i> , " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , <i>Paracoskinolina maynci</i> , miliolles), débris d'échinodermes et de rudistes. 10% de quartz.
Niv. 7	0.20 m	(OV 398)	Grès gris-verdâtre à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> abondantes: <i>Cribellopsis neolongata</i> , <i>Orbitolinopsis buccifer</i> (= <i>O. kiliani</i> , forme B), <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , <i>Paracoskinolina</i> cf. <i>sunnilandensis</i> , miliolles), débris d'échinodermes, dasycladacées. 10% de quartz.
Niv. 8	0.15 m	(OV 399)	Calc. gris-verdâtre. Grainstone à bioclastes de relativement grande taille: foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Orbitolinopsis buccifer</i> (= <i>O. kiliani</i> , forme B), <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes, gastéropodes et débris d'échinodermes. Peu quartzeux. 5-10% de quartz.
Niv. 9	0.15 m	(OV 400)	Calc. gris-verdâtre. Grainstone à oïdes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , miliolles), brachiopodes, pélicypodes et débris d'échinodermes. Peu quartzeux. 5-10% de quartz.
Niv. 10	0.15 m	(OV 401)	Calc. gris-verdâtre. Grainstone/packstone à grandes oïdes et foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Cribellopsis neolongata</i> , <i>Orbitolinopsis buccifer</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , <i>Paleodictyoconus actinostoma</i> , miliolles) 2,5-5% de quartz.
Niv. 11	0.20 m	(OV 402)	Marne gris-verdâtre à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , <i>Paleodictyoconus actinostoma</i> ) et ostracodes.
Niv. 12	0.80 m	(OV 403)	Grès gris-verdâtre à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Cribellopsis neolongata</i> , <i>Orbitolinopsis buccifer</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , miliolles: <i>Choffatella decipiens</i> ) et dasycladacées. 40-50% de quartz.
Niv. 13	0.05 m	(OV 404)	Marne gris-verdâtre à <b>orbitolines</b> .
Niv. 14	0.15 m	(OV 405)	= niv. 12.
Niv. 15	0.05 m	(OV 406)	Marne gris-verdâtre à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> ) et ostracodes.
Niv. 16	0.30 m	(OV 407)	= niv. 12.
Niv. 17	0.15 m	(OV 408)	Marne gris-verdâtre à <b>orbitolines</b> et ostracodes.
Niv. 18	0.20 m	(OV 409)	Calc. grisâtre. Packstone/grainstone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , miliolles) et débris de rudistes. 1% de quartz.
Niv. 19	0.15 m	(OV 410)	Calc. grisâtre. Grainstone à oïdes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , miliolles), brachiopodes, pélicypodes et débris d'échinodermes. 1% de quartz.
Niv. 20	0.25 m	(OV 411)	Calc. grisâtre à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Orbitolinopsis buccifer</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , miliolles: <i>Choffatella decipiens</i> ), pélicypodes, débris d'échinodermes et de rudistes. 30-40% de quartz.
Niv. 21	0.10 m	(OV 412)	Marne gris-verdâtre à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> ) et ostracodes.
Niv. 22	0.30 m	(OV 413)	Calc. grisâtre. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , <i>Paracoskinolina maynci</i> , miliolles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes, débris d'échinodermes et de rudistes.
Niv. 23	0.10 m	(OV 414)	Marne gris-verdâtre à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , <i>Paleodictyoconus actinostoma</i> ) et ostracodes.
Niv. 24	1.10 m	(OV 415)	= niv. 22. <b>orbitolines</b> : " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> .
Niv. 25	0.05 m	(OV 416)	Marne gris-verdâtre à <b>orbitolines</b> : " <i>Dictyoconus</i> " <i>vercorii</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , <i>Paracoskinolina maynci</i> .

Niv. 31	1.10 m	(OV 351 + OV 352) Calc. blanc. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Praedictyorbitolina</i> sp., <i>Praedictyorbitolina ichnusae</i> , milioles: <i>Choffatella decipiens</i> ), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 32	8.10 m	(OV 353 à OV 357) Calc. blanc. Banc massif très fracturé et diaclasé. Packstone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> , <i>Praedictyorbitolina</i> sp., ? <i>Praedictyorbitolina</i> sp., ? <i>Praedictyorbitolina</i> sp., <i>Praedictyorbitolina carthusiana</i> , <i>Praedictyorbitolina</i> cf. <i>carthusiana</i> , milioles: <i>Choffatella decipiens</i> ), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 33	2.40 m	(OV 358 + OV 359) = niv. 32. <b>orbitolines</b> : ? <i>Praedictyorbitolina</i> sp.
Niv. 34	2.00 m	(OV 360) = niv. 32.
Niv. 35	2.00 m	(OV 361 + OV 362) Calc. blanc. Packstone à foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> abondantes: <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> , <i>Praedictyorbitolina</i> sp., ? <i>Praedictyorbitolina</i> sp., milioles: <i>Choffatella decipiens</i> ) pélicypodes, débris d'échinodermes et de rudistes.
Niv. 36	1.50 m	(OV 363 + OV364) = niv. 35. <b>orbitolines</b> : <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> , <i>Praedictyorbitolina</i> sp., <i>Praedictyorbitolina carthusiana</i> .
Niv. 37	3.70 m	(OV 365 à OV 370) Cinq bancs de calc. blanc avec plan de décrochement. Packstone à débris d'échinodermes (abondants), intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> abondantes: <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> , <i>Praedictyorbitolina</i> sp, <i>Praedictyorbitolina carthusiana</i> , <i>Praedictyorbitolina</i> cf. <i>carthusiana</i> , <i>Valserina primitiva</i> , ? <i>Valserina primitiva</i> ., milioles: <i>Choffatella decipiens</i> ., milioles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires.
Niv. 38	4.50 m	(OV 371 + OV 372) Calc. blanc. Banc en partie couvert et fracturé. Grainstone à bioclastes de relativement grande taille: foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> ., ? <i>Valserina</i> sp., milioles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 39	0.50 m	(OV 373) = niv. 38. <b>orbitolines</b> : <i>Paracoskinolina</i> sp., <i>Valserina primitiva</i> .
Niv. 40	0.40 m	(OV 374) Calc. blanc. Packstone/wackestone à intraclastes, foraminifères benthiques ( <b>orbitolines</b> : <i>Valserina primitiva</i> , milioles), dasycladacées, pélicypodes, bryozoaires, brachiopodes et débris d'échinodermes.
Niv. 41	1.60 m	(OV 375) = niv. 40. <b>orbitolines</b> : <i>Valserina primitiva</i> . Plan de faille.
Niv. 42	1.50 m	(OV 376) = niv. 40. <b>orbitolines</b> : <i>Orbitolinopsis</i> sp., <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> .
Niv. 43	2.00 m	(OV 377) = niv. 38. <b>orbitolines</b> : <i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> , milioles: <i>Eclusia decastroi</i> .



COUPE D (Carrière)



**BERRIASO – VALANGINIEN PRE-SUBALPIN**

**STEINHAUSER Norbert**

## LITHOSTRATIGRAPHIE DU DOMAINE PRE-SUBALPIN

N. STEINHAUSER (1969)

## FORMATION DU CHERAN

## 1.1. Origine du nom

Terme géographique; rivière prenant sa source dans le massif des Bauges et se jetant dans le Fier à 2 km au N de Rumilly (Haute-Savoie).

## 1.2. Coupe-type

Cluse de Banges, coupe du Chéran.

Bancs Nos 1 à 58

## 1.3. Morphologie

La formation du Chéran, souvent partiellement couverte, se présente dans la plupart des cas sous la forme d'un replat herbeux et souvent boisé. Ce caractère peut être observé sous la Dent de Nivollet, dans le voisinage de Pragondran. On ne peut l'étudier que dans le lit des rivières, dans des parois dénudées d'accès généralement difficile ou encore à la faveur d'une route fraîchement établie.

## 1.4. Lithologie

La formation du Chéran possède une lithologie assez homogène, au sein de laquelle peuvent cependant s'individualiser trois zones.

**1.4.1. La partie inférieure** est constituée d'alternances irrégulières de bancs calcaires gris-sombre, très fins (micrites), très faiblement gréseux et de bancs de marnes feuilletées, dures. Les calcaires ne contiennent que des calpionelles et de rares Céphalopodes peuvent être recueillis dans les couches marneuses.

**1.4.2. La partie moyenne** est d'une manière générale plus marneuse. Il est rare de pouvoir l'observer dans sa totalité, elle est toujours plus ou moins couverte. Les marnes qui la constituent sont dures et présentent souvent des apparences de "pseudo-nodules", sans qu'il y ait pourtant de différence lithologique appréciable entre les éléments. C'est au sommet de la partie moyenne qu'apparaissent, ça et là, des calcaires grossièrement biodétritiques, connus dans la région de Chambéry sous le nom de "calcaires grossiers de Montagnole" (PILLET, 1866). La coupe-type ne présente qu'un développement réduit de ce faciès.

**1.4.3. La partie supérieure** est caractérisée par une alternance régulière de strates de calcaire gris-bleu et d'interstrates marneuses. Le calcaire (intramicrite faiblement gréseuse) s'enrichit en intraclastes au fur et à mesure que l'on monte dans la série. Le sommet de la formation peut présenter quelquefois des traces de dolomitisation.

## 1.5. Caractéristiques générales

**Épaisseur moyenne** (anticlinal Semnoz–Mt. Revard) env. 250 m.

**Épaisseur maximale** (partie septentrionale de la Chartreuse. GIDON, LE HEGARAT, REMANE, 1967) plus de 600 m.

## 1.6. Extension géographique

La formation du Chéran paraît s'étendre du massif des Bornes à la partie septentrionale du massif du Vercors. Il semble qu'elle soit encore présente sur la route du Col de Romeyère (D35), à 600 m en aval de la cascade tombant des Rochers du Malade (coordonnées 847,65/325,05).

Transversalement, c'est-à-dire d'E en W, elle constitue une mince bande longeant le bord occidental des plis subalpins.

## 1.7. Relations avec les unités lithologiques existantes

La formation du Chéran correspond aux "calcaires marneux berriasiens" et aux "marnes valanginiennes" *pro parte*. On retrouve les trois zones lithologiques décrites ci-dessus dans le travail de GIDON, LE HEGARAT, REMANE (1967). Les "marno-calcaires à ciment" et les "calcaires lités gris" correspondent à la partie inférieure de la formation du Chéran.

Les "marnes franches" semblent devoir être rapprochées de la partie moyenne et les "marnes à petits bancs calcaires" ainsi que les "gros bancs du Pas de la Fosse" sont équivalents à la partie supérieure de la formation du Chéran.

## 2. FORMATION D'ALLEVES

### 2.1. Origine du nom

Terme géographique; village situé dans la cluse de Bange, entaillée par le Chéran dans l'anticlinal du Semnoz.

### 2.2. Coupe-type

Cluse de Bange, coupe de la Filia.

### 2.3. Morphologie

La formation d'Allèves se présente généralement sous la forme d'une falaise de plus de 150 m d'épaisseur; souvent dans la partie moyenne, une zone un peu plus érodée est parfois soulignée par quelques arbustes.

### 2.4. Lithologie

La formation d'Allèves peut se subdiviser en trois parties distinctes:

- 2.4.1. **La partie inférieure** débute par une zone d'intrasparites litées en petites strates de 10 à 15 cm d'épaisseur dans lesquelles les stratifications obliques à grande amplitude ne sont pas rares. Au fur et à mesure que l'on monte dans la série, la dimension des grains augmente et l'on passe rapidement à une



intrasparudite. La coloration générale qui était rousse à la base, passe insensiblement à un gris-cendré, puis devient presque blanche. Les gravelles qui constituent alors le sédiment peuvent atteindre une dimension de l'ordre de 2 à 3 cm.

Les bioclastes sont rares dans cette partie de la formation et sont presque toujours constitués de débris de bryozoaires, d'algues et de polypiers. La microfaune est extrêmement pauvre.

Le sommet de la partie inférieure de la formation est généralement marqué par une brèche récifale ou même par un véritable biostrome. Cette brèche présente un beau développement au col de la Cluse.

**2.4.2. La partie moyenne** est constituée de calcaires fins (micrites) dans lesquels le quartz détritique fin ( $\phi$  env. 0,05 à 0,1 mm) peut abonder (jusqu'à 30 % de la roche). Les calcaires sont souvent fortement colorés (bleu-noir) et contiennent des algues encroûtantes en abondance. La microfaune s'enrichit subitement, les ostracodes apparaissent alors que simultanément les bryozoaires disparaissent. Alors que la partie inférieure semble devoir se rapporter à la zone d'avant-récif (*fore-reef*), la partie moyenne appartient certainement à l'arrière-récif (*back-reef*). Une bonne coupe de cette partie de la formation est visible dans la carrière du Pont de Banges.

**2.4.3. La partie supérieure** de la formation est constituée de calcaires compacts blancs (intramicrites à intrasparites) rarement gréseux. La microfaune renferme notamment *Pfenderina neocomiensis*.

## 2.5. Caractéristiques générales

Epaisseur moyenne (région Semnoz-Mt. Revard) 150-200 m.

## 2.6. Extension géographique

La formation d'Allèves se présente comme une mince bande, quelquefois interrompue, qui longe le front subalpin. Elle semble exister du Semnoz (région d'Annecy) jusque dans la partie septentrionale du massif du Vercors où ANTOINE, GIROD et LE GUERNIC ont décrit le "calcaire des Ecouges".

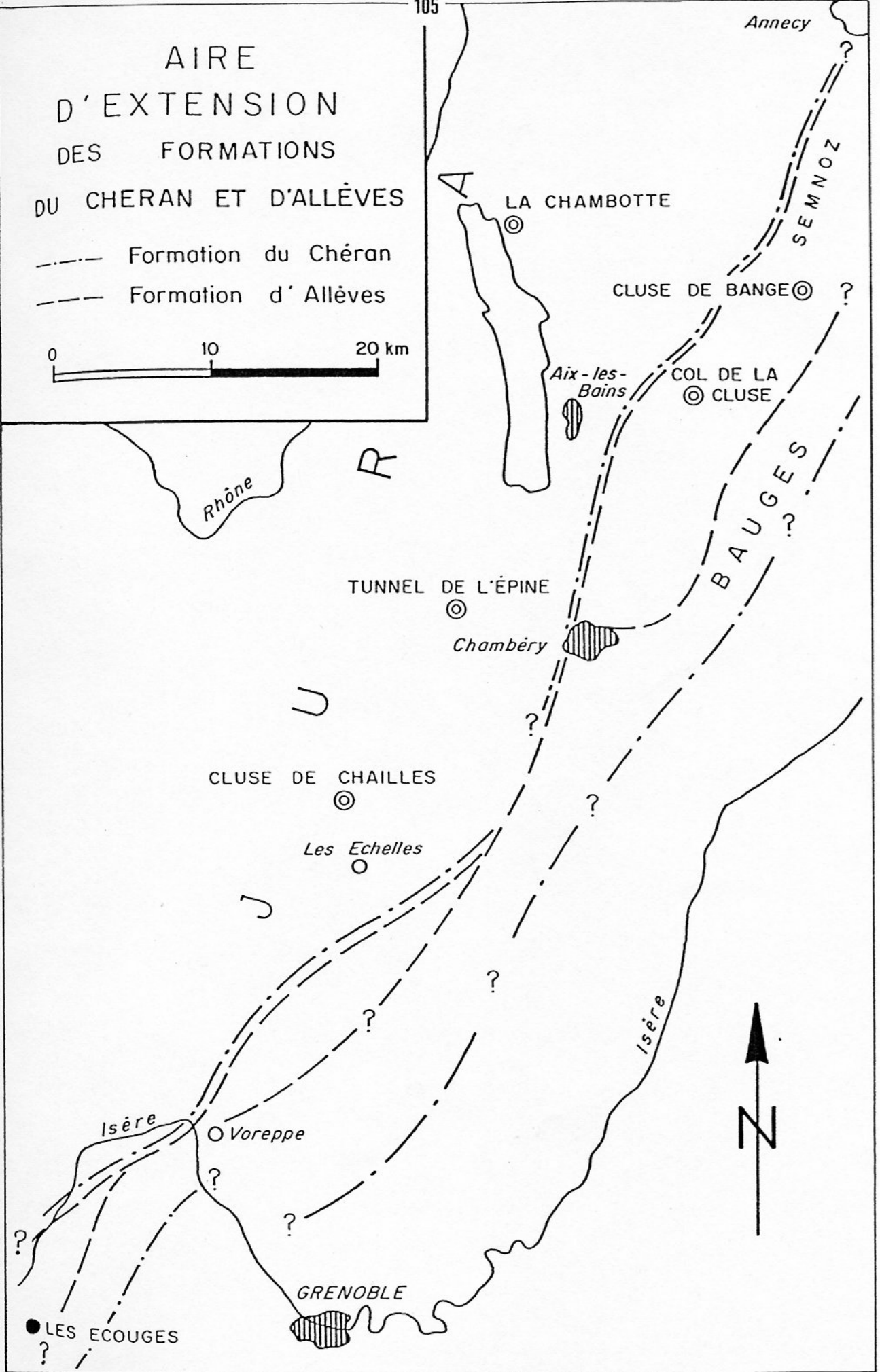
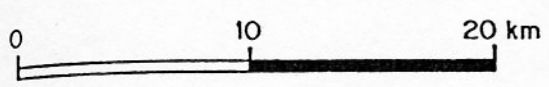
## 2.7. Relations avec les unités lithologiques existantes

La formation d'Allèves est équivalente des faciès coralligènes du massif de la Grande-Sure et de la région de St. Laurent-du-Pont décrits dès 1910 par WEGELE.

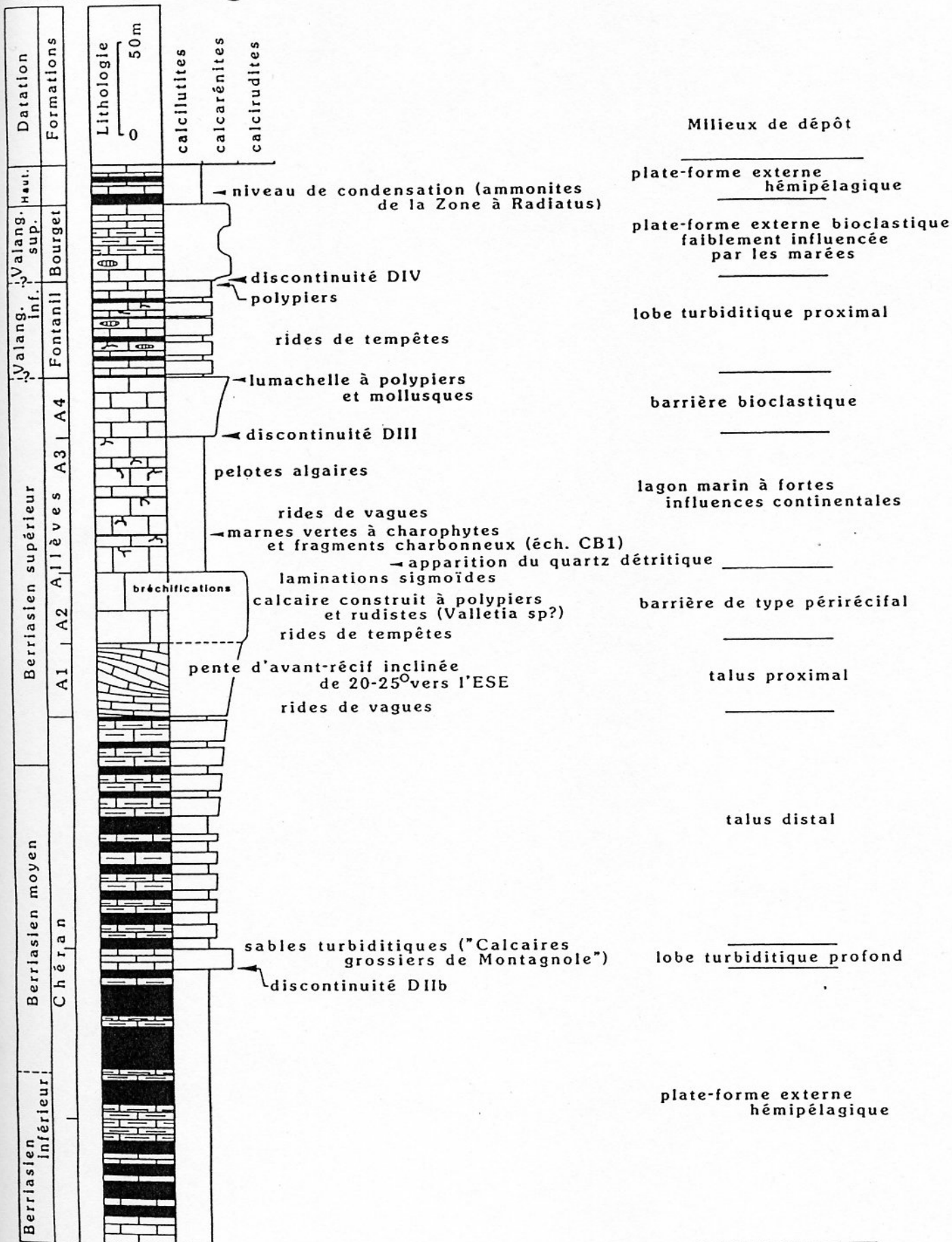
Le calcaire des Ecouges ne semble représenter que la partie inférieure de la formation d'Allèves. ANTOINE, GIROD et LE GUERNIC signalent d'ailleurs que la coupe des Ecouges: "ne se prête pas à une étude complète du Valanginien supérieur, étant tronquée par une faille."

# AIRE D'EXTENSION DES FORMATIONS DU CHERAN ET D'ALLÈVES

- · - · - Formation du Chéran
- - - - - Formation d'Allèves



## Cluse de Bange







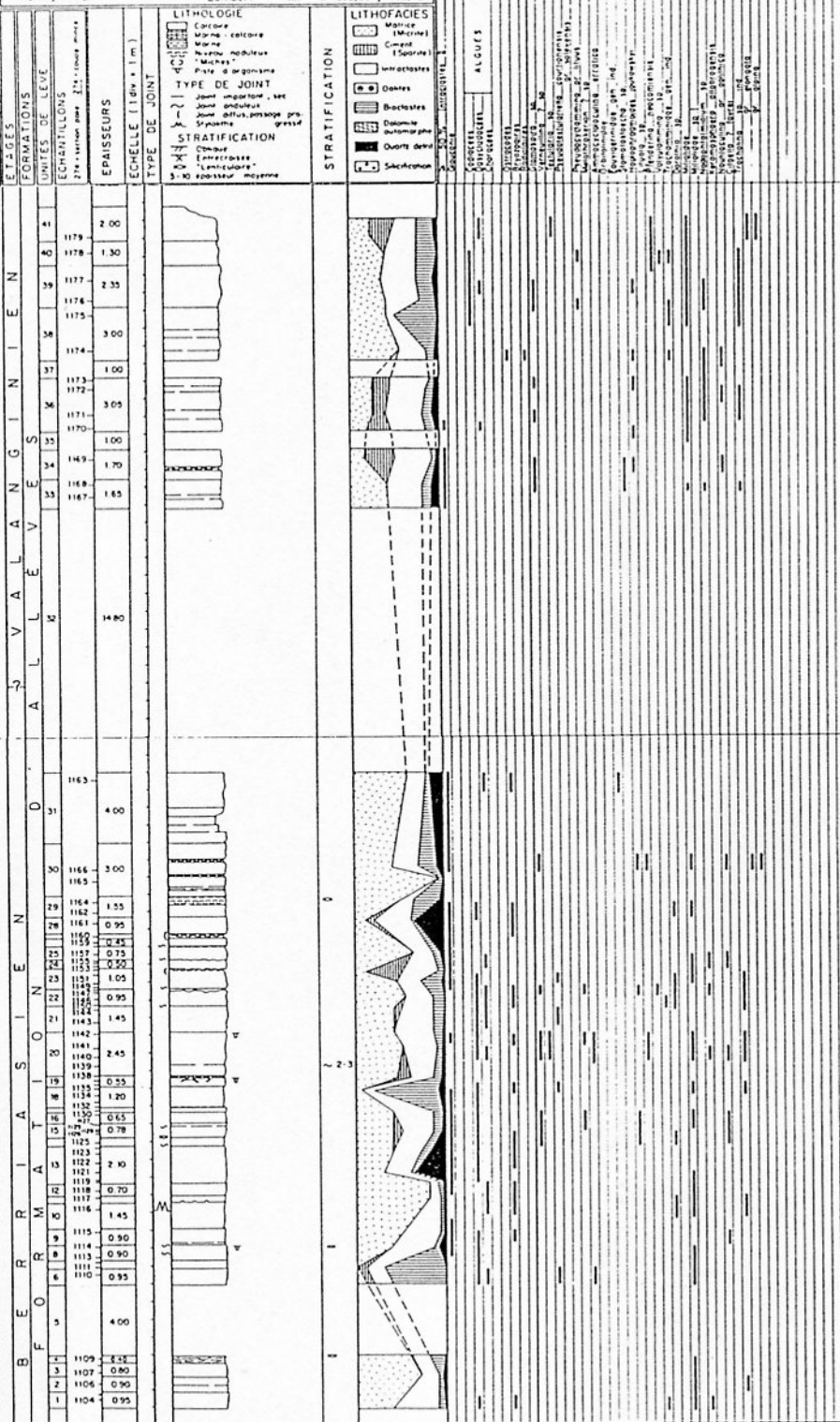




# CLUSE DE BANGE

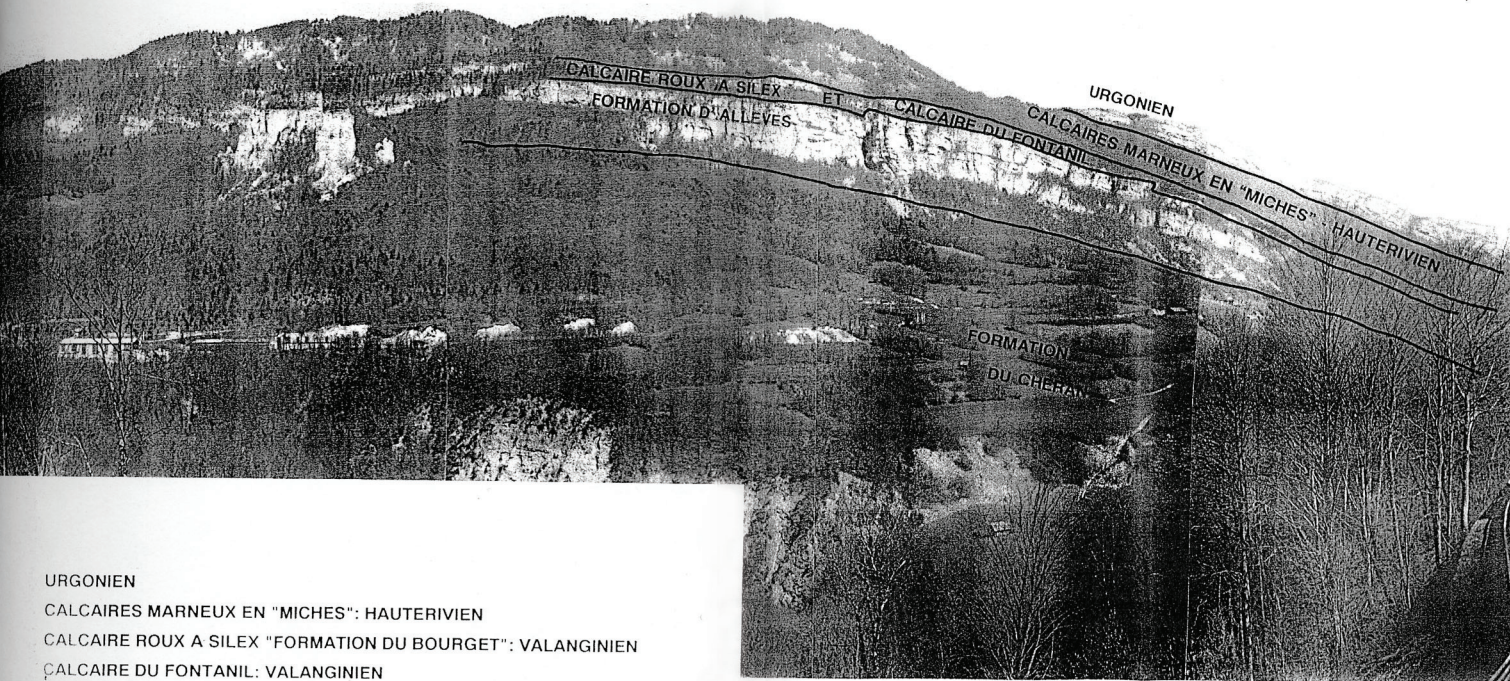
## 4. CARRIÈRE DU PONT DE BANGE

Carte au 1:20000 IGN Coordonnées début x = 892,56 y = 89,56  
 Lambert In a = 892,66 y = 89,42









URGONNIEN

CALCAIRES MARNEUX EN "MICHES": HAUTERIVIEN

CALCAIRE ROUX A SILEX "FORMATION DU BOURGET": VALANGINIEN

CALCAIRE DU FONTANIL: VALANGINIEN

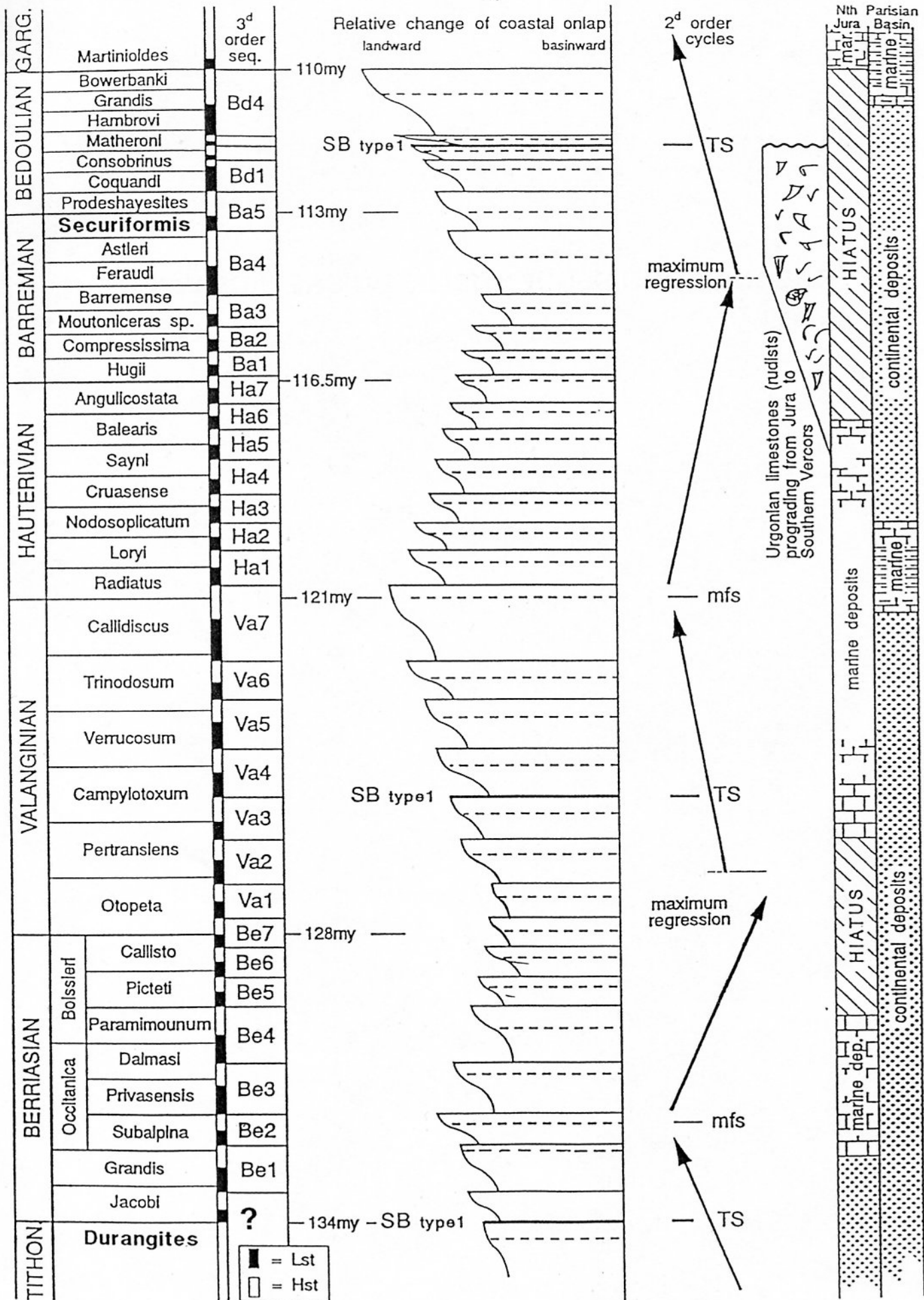
FORMATION D'ALLEVES: BERRIASIEN - VALANGINIEN *PRO PARTE*

FORMATION DU CHÉРАН: BERRIASIEN



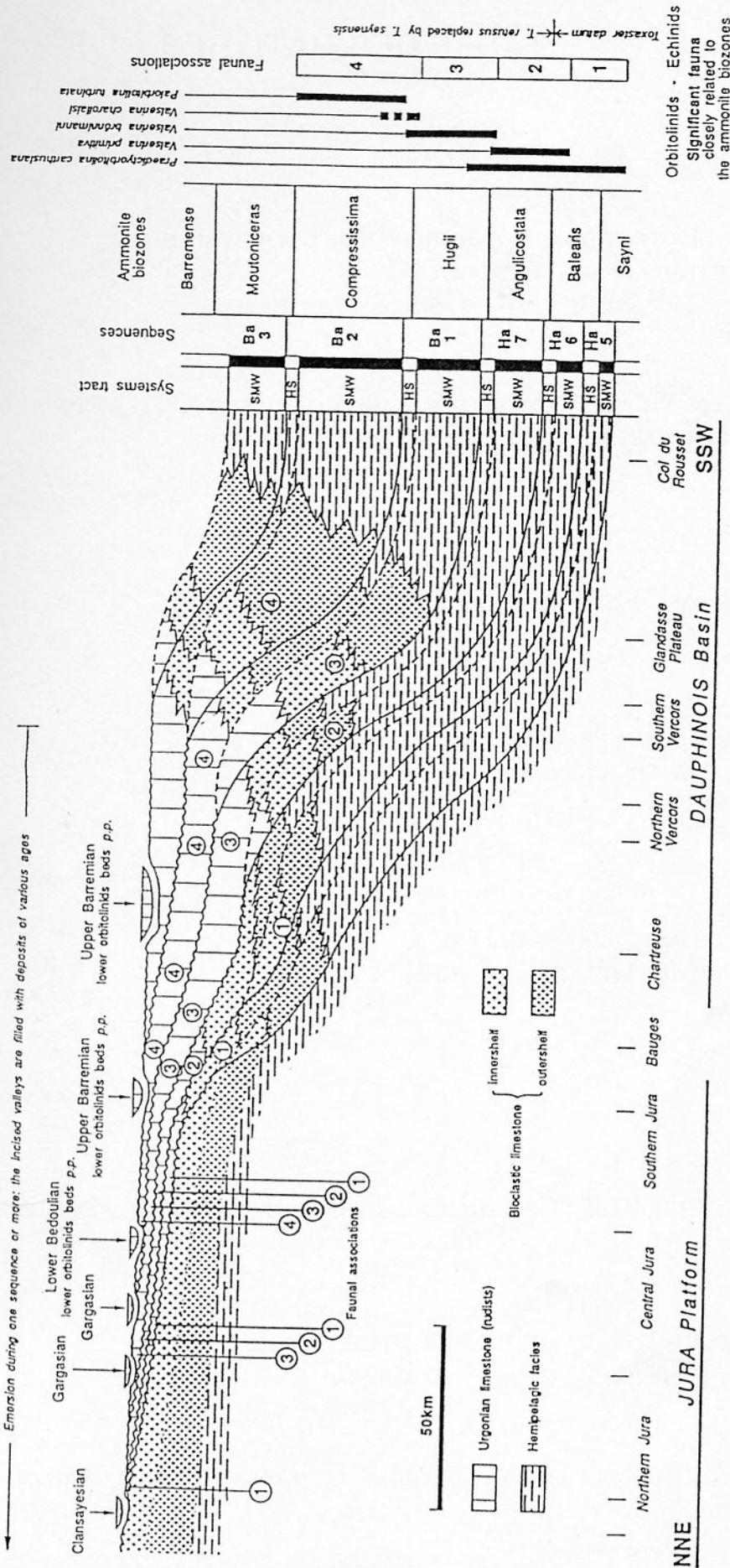
# **ORGANISATION SEQUENTIELLE DU CRETACE INFERIEUR**

**CLAVEL Bernard**



B. CLAVEL & al. (1992)

Symposium intern. Dijon, 1992



B. CLAVEL & al. (1992)  
Symposium intern. Dijon, 1992

## TABLE DES MATIERES

	Pages
<b>ELEMENTS BIOSTRATIGRAPHIQUES INEDITS DE L'INTERVALLE HAUTERIVIEN SUPERIEUR-BEDOULIEN</b>	
Busnardo R., Charollais J., Clavel B., Monteil E. et Schroeder R.	6
<b>BIOSTRATIGRAPHIE DU BERRIASO-VALANGINIEN BASEE SUR LES DINOFLAGELLES ET CALEE SUR L'ECHELLE DES AMMONITES</b>	
Monteil E.	8
<b>Lundi 25 mai 1992: Néocomien jurassien</b>	<b>10</b>
<b>LE CRETACE INFERIEUR DE LA MONTAGNE DU VUACHE</b>	
Blondel T., Clavel B., Charollais J., Schroeder R.	11
– Arrêt 1	12
– Arrêt 2–3	14
<b>LE CRETACE INFERIEUR DU SALEVE</b>	
Deville Q., Charollais J., Clavel B., Monteil E.	33
– Arrêt 4	35
– Arrêt 5	37
– Arrêt 6	38
<b>Mardi 26 mai 1992: Calcaires urgoniens et Grès verts subalpins</b>	<b>41</b>
<b>LES CALCAIRES URGONIENS DU ROCHER DE CLUSES</b>	
Trabold G., Schroeder R., Clavel B., Charollais J.	42
<b>LES GRES VERTS DELPHINO-HELVETIQUES DU MASSIF DE PLATE (REGION DE FLAINE)</b>	
Delamette M.	56



## Mercredi 27 mai 1992: Crétacé inférieur jurassien et pré-subalpin 73

### COUPE DU BERRIASIEN – VALANGINIEN DE LA CHAMBOTTE

Steinhauser N. 75

### LA CHAMBOTTE 78

A. Age de la formation de La Chambotte 78

1. Selon C. Darsac (1983) 78

2. Selon A. Arnaud-Vanneau et H. Arnaud (1991) 80

3. Selon N. Steinhauser, B. Clavel et J. Charollais (1992) 81

B. Stratigraphie et interprétation séquentielle de la "Pierre jaune de Neuchâtel" et de la partie inférieure des Calcaires urgoniens de la coupe de La Chambotte 83

1. Selon F. Vieban (1983) 83

2. Selon H. Arnaud et A. Arnaud-Vanneau (1989) 83

3. Selon A. Arnaud-Vanneau et H. Arnaud (1990) 85

4. Selon B. Clavel, R. Busnardo, J. Charollais et R. Schroeder (1992) 86

### LES CALCAIRES URGONIENS DE LA CHAMBOTTE

Orsat V., Schroeder R., Clavel B., Charollais J., Kindler P. 87

- Coupe A 89

- Coupe B1 90

- Coupe B2 91

- Coupe de l'Hauterivien supérieur-Barrémien (F. Vieban, 1983) 94

- Coupe C (village) 95

- Coupe D (carrière) 98

### BERRIASO-VALANGINIEN PRE-SUBALPIN

Steinhauser N. 101

- Lithostratigraphie du domaine pré-subalpin  
Steinhauser N. 102

- Cluse de Bange  
Detraz H. (1989) 106

- Coupes de la cluse de Bange (1, 2, 3, 4, 5)  
Steinhauser N. (1969) 107

**ORGANISATION SEQUENTIELLE DU CRETACE INFERIEUR**

Clavel B.

112

**TABLE DES MATIERES**

115

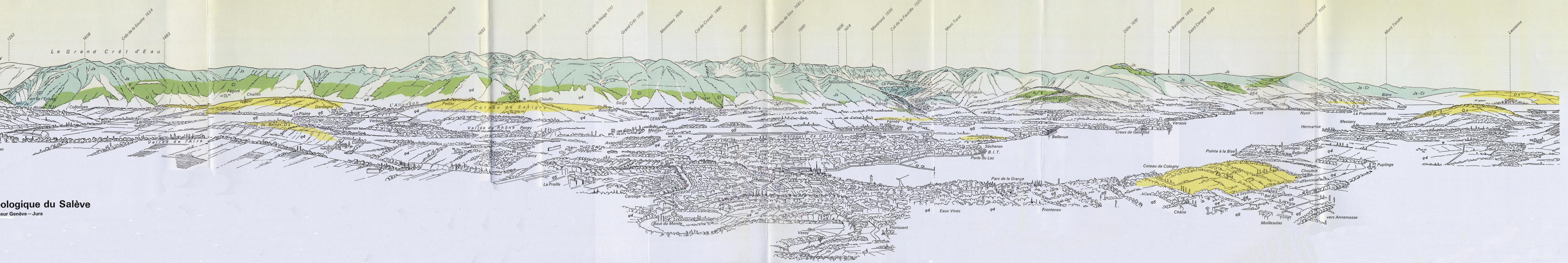












**LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE**  
(Monogrammes voir p. 12)

- Quaternaire
- Tertiaire
- Crétacé
- Jurassique sup.
- Jurassique moyen

**Geologie du Salève**  
de Genève — Jura