

Étude géologique de la chaîne Grand Crêdo-Vuache (Ain-Haute Savoie, France)

Autor(en): **Arikan, Y.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **57 (1964)**

Heft 1

PDF erstellt am: **22.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-163135>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Vol. 57, N° 1 — 1964

Étude géologique de la chaîne Grand Crêdo-Vuache (Ain-Haute Savoie, France)

Par Y. ARIKAN (Turquie)

Avec 18 figures dans le texte et 5 planches (I-V)

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos	3
Introduction	3
Situation géographique	3
Aperçu historique	4
Première partie	
<i>Stratigraphie</i>	
Introduction	6
Terrains jurassiques	
Jurassique moyen ou Dogger	
Bathonien	6
Jurassique supérieur ou Malm	
Argovien	8
Séquanien	10
Complexe kiméridgien	12
Portlandien supérieur	15
Purbeckien	18
Terrains Crétacés	
Crétacé inférieur ou Néocomien	
Infravalanginien	21
Valanginien	24
Hauterivien	27
1. Hauterivien inférieur	28
2. Hauterivien supérieur	29
Barrémien	32
1. Barrémien inférieur	34
2. Barrémien supérieur	35
Crétacé moyen et supérieur	35
Terrains tertiaires	
Éocène	36
1. Sidérolithique	36
2. Formations terrigènes fluvio-lacustres	37
Aquitaniens	39
Burdigaliens	43

Terrains quaternaires

I. Pléistocène	47
A. Riss	47
B. Dépôts interglaciaires Riss-Würm	48
C. Würm	49
1. Gravieres	49
2. Moraine de fond	50
3. Moraines graveleuses ou moraines de retrait	50
II. Formations récentes	51
A. Éboulis	51
B. Cônes torrentiels	51
C. Éboulement	51
III. Morphologie	51
Formations karstiques et entonnoirs de dissolution	52
Réseau hydrographique	52
Sources	52
Terrasses	53
Glissements de terrain	53

Deuxième partie

Tectonique

Introduction	53
I. Plis	54
A. Plis majeurs	54
1. Anticlinal du Grand Crédo	54
2. Synclinal de Boge	55
3. Vuache	55
4. Bassin de Bellegarde	56
B. Plis mineurs secondaires	56
II. Failles et décrochements	57
A. Failles	57
1. Failles longitudinales	57
Faille A	57
Failles B, C et D	57
Faille E	59
Faille F	60
2. Failles transversales	62
3. Failles secondaires	62
B. Décrochements	63
III. Compartiments structuraux	64
Chronologie relative des plis et des failles	65
IV. Relations importantes de certains plis majeurs	65
1. Relations entre les Rochers de Léaz et la Pointe de Sorgia	65
2. Relations entre le Grand Crédo et le Vuache	66
3. Le passage du Rhône à travers la chaîne Grand Crédo-Vuache	66
4. Bloc néocomien du château d'Arcine	67
Conclusions	69
Bibliographie	70

AVANT-PROPOS

C'est au début de l'année 1960 que j'ai entrepris cette étude sur les conseils de MM. les professeurs ED. PARÉJAS et AUG. LOMBARD, directeur de l'Institut de géologie.

Il m'est agréable, au début de cette étude, d'exprimer à mon maître, M. le professeur AUG. LOMBARD, ma vive gratitude pour l'intérêt et la confiance qu'il m'a témoignés et ma reconnaissance pour ses précieux conseils et enseignements tant sur le terrain qu'au laboratoire.

Je ne saurais oublier mon ancien maître, M. le professeur ED. PARÉJAS, avec qui j'ai fait mes premiers pas en géologie; qu'il reçoive ici l'expression de ma sincère gratitude.

M. le professeur AD. JAYET a été pour moi un guide bienveillant dans le domaine de la géologie du Quaternaire. Ses conseils m'ont permis de comprendre et de résoudre certains problèmes parfois compliqués; qu'il en soit vivement remercié.

M. le professeur R. VERNIORY et M. M. MOULLADE du laboratoire de géologie de Lyon ont bien voulu vérifier certaines de mes déterminations microscopiques; qu'ils en soient remerciés.

Que M. le professeur M. GYSIN accepte mes remerciements pour son enseignement. Il m'a en outre offert la possibilité de prendre des microphotographies dans son laboratoire.

Je tiens également à exprimer ma gratitude à M. Dr. ED. LANTERNO, conservateur du Musée d'Histoire Naturelle de Genève, qui a bien voulu mettre à ma disposition les collections de fossiles concernant le Jura.

Je remercie enfin tous mes camarades d'études, les assistants et les préparateurs du laboratoire de géologie et ceux qui ont contribué d'une façon ou d'une autre à la réalisation de ce travail.

En terminant, je voudrais encore remercier la direction de M.T.A. (Institut d'études et de recherches minières) à Ankara, grâce à qui j'ai pu entreprendre des études universitaires.

INTRODUCTION

Situation géographique

Le territoire étudié représente une superficie de 60 kilomètres carrés environ sur les feuilles de St. Julien-en-Genevois N^{os} 5 et 6. Il est limité au N par le parallèle 134,2 (coordonnées Lambert) passant approximativement à mi-distance entre les villages de Collonges et d'Ecorans presque au lieu-dit sur la Mule, puis par le point 813,8, le Crêt de la Goutte, le chalet de Varambon, le village de Confort et la Valserine; au S, par le parallèle 51-G-20 (coor. Lambert) qui passe par les villages de Cessens, d'Arcine, d'Eloise et le point 519,8. La Valserine et la route nationale conduisant de Bellegarde à Annecy le limitent à l'W; tandis qu'à l'E, la route nationale 84 presque droite jusqu'au S de Collonges et la 206 conduisant de Collonges à Vulbens en forment la bordure. Il comprend donc le Grand Crêdo (Crêt d'Eau), la partie nord de la montagne du Vuache et la partie est du bassin de Belle-

garde. Géographiquement, la montagne du Vuache est séparée du Grand Crédo par le défilé du Fort l'Ecluse; elle lui fait suite par contre de la manière la plus directe au point de vue géologique.

Aperçu historique

H. B. DE SAUSSURE (1779) a donné le premier une description scientifique du Grand Crédo, du Vuache et surtout de la Perte du Rhône dont il fait une description détaillée du processus de creusement (p. 272–280). Il insiste sur le caractère marin des fossiles (p. 279). G. CUVIER et AL. BRONGNIART (1853) donnent un bref aperçu de la série stratigraphique de la Perte du Rhône et insistent particulièrement sur la glauconie crayeuse ou craie chloritée. Ils donnent une liste de fossiles dont beaucoup sont nouveaux et montrent l'analogie des terrains de la Perte du Rhône avec ceux des Alpes de Savoie, de Rouen et de Folkestone, au point de vue paléontologique, posant ainsi la base de la stratigraphie moderne. F. J. PICTET et W. ROUX (1847–1853) ont décrit la plus grande partie des fossiles albiens de la Perte du Rhône et des Alpes de Savoie. Le manque d'observations stratigraphiques a entraîné la confusion des espèces aptiennes et albiennes. E. RENEVIER (1854) a donné une base stratigraphique très sérieuse à la succession des dépôts de la région. Ce travail a amené F. J. PICTET à reprendre, en collaboration avec E. RENEVIER, l'étude des fossiles aptiens de la Perte du Rhône (1858). Dans leur gros travail sur le Crétacé inférieur de Sainte-Croix (1858–1872), F. J. PICTET et G. CAMPICHE décrivent et étudient à nouveau de nombreux fossiles de la Perte du Rhône.

En 1875, E. BÉNOÎT donne un premier tableau comparant les terrains tertiaires du bassin du Rhône et des Usses, avec ceux du bassin de Paris et des contreforts des Alpes. Il conclut à une transgression marine d'E en W.

C'est FR. CUVIER (1878, p. 364–370) qui apporte les premières observations géologiques sur le mont du Vuache en donnant une série stratigraphique sommaire et un profil qui passe par les villages de Chevrier à l'E et de Léaz à l'W. Par contre, c'est à H. SCHARDT (1891) qu'est due la première monographie de l'extrémité de la chaîne Reculet-Vuache. Elle présente une précision et des détails remarquables, tant au point de vue stratigraphique que tectonique. Il relève la grande série stratigraphique de la route 508 a et essaye, pour la première fois, d'expliquer d'une façon détaillée l'affaissement des Rochers de Léaz par rapport à la Pointe de Sorgia. C'est son ouvrage qui a servi de base à notre travail.

L'étude des terrains tertiaires des environs de Bellegarde a été faite par H. DOUXAMI (1896 et 1901). Il a reconnu le caractère continental et détritique de l'Éocène et a fixé l'âge des dépôts marneux (Aquitaniens), gréseux (Burdigaliens). Il a également étudié les terrains quaternaires (1901).

W. KILIAN (1911) détermine deux glaciations (würmienne et néowurmienne) qui ont laissé leurs dépôts dans notre région et donne une vue d'ensemble de la succession des phénomènes pendant le Pléistocène.

M. LUGEON a étudié spécialement la géologie du canyon du Rhône pour l'établissement d'un futur barrage à Génissiat (1912). C'est encore M. LUGEON, assisté de J. VILLEMAGNE, qui a décrit les environs de Bellegarde (1921), mentionnant un ancien cours du Rhône dans la région de Clarafond-les-Usses.

L. DONCIEUX a donné des indications nouvelles à propos de la révision de la carte géologique, feuille Nantua (1920). Elles concernent les terrains tertiaires et quaternaires de la région qui nous occupe. Nos observations s'écartent sur plusieurs points des siennes.

En 1926, AD. JAYET a fait une étude stratigraphique très détaillée des terrains crétacés, tertiaires et quaternaires de la Perte du Rhône. Il a donné une liste remarquable des fossiles du Gault. Plus tard (1938, 1945), il a publié des notes sur les dépôts quaternaires dans le cadre de sa conception actuelle de leur formation.

Entre 1930 et 1944, H. VINCENNE a publié quelques courtes notes à l'Académie des Sciences de Paris où il décrit quelques particularités de la montagne du Vuache et des deux collines annexes (Rochers de Léaz et château d'Arcine). Il insiste sur l'existence d'un socle rigide et cassant à l'W du Vuache qui aurait joué le rôle d'un butoir. Il met en évidence le chevauchement du Vuache oriental sur l'occidental sous l'effet de la poussée dirigée d'E en W. ED. PARÉJAS (1938), reprenant les idées de H. VINCENNE, y apporte quelques modifications. Il pense que l'existence d'un socle rigide n'est pas un élément indispensable pour expliquer le chevauchement du Vuache. L'existence préalable du décrochement du Vuache et d'une poussée exercée ensuite d'E en W suffirait pour résoudre le problème.

Dans un autre domaine, A. VATAN (1949) a étudié les minéraux lourds des formations crétacées et tertiaires de la Perte du Rhône. Il les compare avec les matériaux de la plaine de la Saône (1949a), et leur attribue deux origines: les micaschistes du Plateau central pour les formations crétacées, éocènes et oligocènes et le matériel du domaine alpin pour celles du Miocène.

J. P. DE LORIOU (1954) n'apporte guère de faits nouveaux en tectonique. Il a fait par contre une étude micrographique détaillée de l'étage purbeckien. G. SCOLARI a confirmé l'existence du décrochement du Vuache (1955) qui ferait suite à notre faille F, et dans une publication ultérieure (1956) il essaye de faire une synthèse tectonique de cette région. D. RIGASSI (1957) apporte des observations nouvelles sur les bassins tertiaires locaux. Dans sa carte distribuée lors de l'excursion de l'Association des Ingénieurs et Géologues suisses du Pétrole en juillet 1961, il explique les Rochers de Léaz et le château d'Arcine par du «collapsed mesozoïc».

Sur le plan géographique, M. DUBOIS (1959) a réuni dans une monographie géographique du Jura méridional les publications relatives à la morphologie et à la tectonique de cette région. Son ouvrage a une très grande valeur de documentation, car nous y trouvons une liste bibliographique complète et un magnifique exposé sur la conception ancienne et actuelle de la tectonique du Jura méridional, puis du Jura tout entier.

Enfin, A. WAGNER (1962), dans un travail de diplôme non publié, apporte quelques précisions sur la stratigraphie de la terminaison du Vuache et met en évidence d'une façon précise le décrochement du Vuache.

PREMIÈRE PARTIE

Stratigraphie**Introduction**

La route nationale 508 a qui conduit de Chevrier à Arcine, permet de suivre presque sans interruption couche par couche la coupe des terrains de l'Argovien à l'Urgonien constituant la série normale du Vuache. Ce sera la coupe de référence pour toute la région. La section le long de la route de Collonges à Bellegarde au pied du Grand Crédo est discontinue et ne permet pas de lever aussi minutieusement la coupe stratigraphique. Cependant les affleurements du Grand Crédo ont fourni quelques fossiles nous permettant ainsi de fixer leur âge avec certitude.

Les terrains tertiaires sont accessibles à l'ancienne Perte du Rhône grâce aux coupures naturelles faites par le Rhône et les ruisseaux de Nanbin et du Barrage.

Quant au Quaternaire, il n'offre que peu de bonnes coupes et nous avons étudié ses dépôts sans entrer dans beaucoup de détails.

Terrains Jurassiques

JURASSIQUE MOYEN OU DOGGER

Bathonien

Le Bathonien est le terrain le plus ancien qui affleure dans la région. On ne le trouve qu'au fond du creux de Longeray, dans la carrière de Sanglot au-dessus du village de Longeray. Nous y avons reconnu le faciès de la «dalle nacrée» du Bathonien supérieur passant vers le haut à un faciès marneux correspondant probablement au Callovien.

Il s'agit dans l'ensemble d'un calcaire échinodermique et spathique, gris-bleu foncé devenant brun-beige, gris clair-beige ou jaune roussâtre à l'altération, avec de gros silex. Sur les surfaces d'altération on voit de nombreux débris d'Echinodermes. Nous n'y avons pas rencontré de fossiles. H. SCHARDT (1891, p. 59-60) y signale:

Térébratules, mal conservées,
Rhynchonelles,
Pholadomya crassa Ag.
Pholadomya texta Ag.
Belemnites hastatus Blv.
Pentacrines.

L'ensemble est d'âge bathonien supérieur.

Ces calcaires d'une épaisseur visible de 23,50 mètres offrent peu de variété tant au point de vue macroscopique que microscopique. L'étude des coupes minces prises dans chaque banc ne nous a guère apporté de renseignements complémentaires pour confirmer leur âge.

Voici la coupe levée de haut en bas (fig. 1):

3. Calcaires brun-beige, échinodermiques et spathiques, avec des rognons de silex à la base. Bancs de 50 à 80 cm de puissance. Surface de stratification plane.

ép. 3,60 m

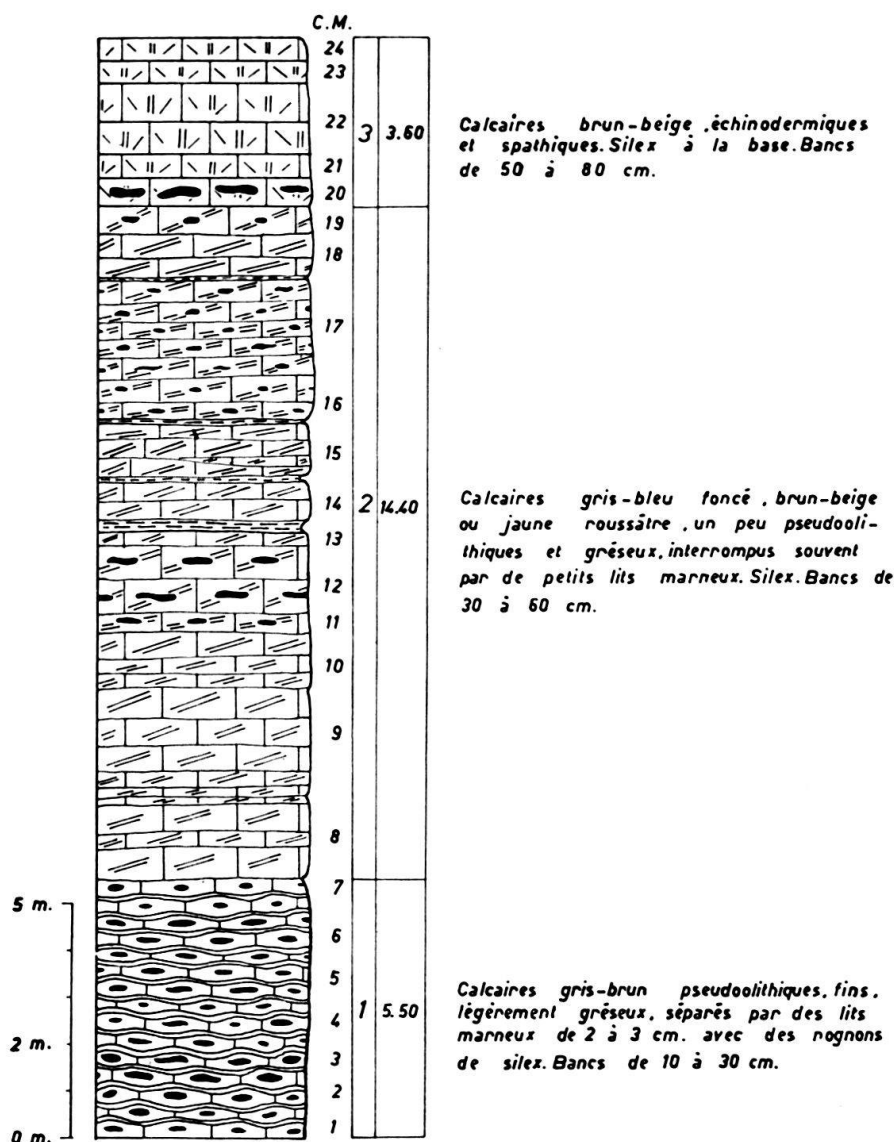


Fig. 1. Bathonien. Carrière de Sanglot au-dessus de Longerey.

Micr. (C.M. 20-24)¹⁾; petits grains de quartz détritique peu abondants, anguleux et altérés; quartz secondaire épigénisant certains débris d'*Echinodermes*; pyrite limonitisée en grains isolés, en amas ou remplissant les loges des organismes; quelques très rares galets calcaires. Organismes: très abondants, mais peu variés: débris d'*Echinodermes* en abondance, généralement des plaques d'*Echinides* et des articles de *Crinoïdes* et rarement des piquants d'*Oursin*; rares tests de *Mollusques*. Ciment: sparite (calcite largement cristallisée) avec très peu de micrite (ciment calcaire primaire cryptocristallin). (Termes empruntés à R. Folk (1959).)

Ces calcaires sont presque exclusivement constitués de débris d'Echinodermes de grande taille.

2. Calcaires gris-bleu foncé, brun-beige ou jaune roussâtre à l'altération, échinodermiques et spathiques, peu pseudoolithiques et gréseux, interrompus souvent par de petits lits marneux, avec des rognons de silex vers le milieu et atteignant parfois 25 cm de diamètre au sommet. Bancs de 30 à 60 cm de puissance. Surface de stratification légèrement onduleuse. ép. 14,40 m

¹⁾ Les coupes minces et leurs déterminations sont déposées au laboratoire. Les diagnoses sont mentionnées dans le texte par « micr. ».

Micr. (C.M. 8-19): quartz détritique en petits grains anguleux à contours altérés, abondants ou pas suivant les coupes; quartz secondaire épigénisant certains débris d'*Echinodermes*; pyrite généralement limonitisée en grains isolés, en amas, en traînées ou remplissant les loges des organismes; peu de pseudoolithes et rares galets calcaires. Organismes moins abondants, mais encore très nombreux, de taille intermédiaire: débris d'*Echinodermes* très abondants (plaques d'*Echinides*, articles de *Crinoides* et piquants d'*Oursins*); *Radiolaires* abondants; rares Foraminifères (*Miliolidés* et *Rotalidés*); rares *Bryozoaires* et tests de *Mollusques*. Ciment: sparite avec un peu de micrite.

1. Calcaires gris-brun pseudoolithiques fins, noduleux et légèrement gréseux, séparés par des lits marneux de 2 à 3 cm d'épaisseur, avec des rognons de silex. Nodules atteignant parfois 20 cm de diamètre. Bancs de 10 à 30 cm de puissance. ép. 5,50 m

Micr. (C.M. 1-7): nombreux petits grains de quartz détritique, anguleux à contours altérés; pyrite généralement limonitisée en grains isolés ou groupés, en amas ou se trouvant dans les organismes; pseudoolithes. Organismes: débris d'*Echinodermes* de petite taille et moins abondants; *Radiolaires* plus ou moins nombreux suivant les coupes; rares Foraminifères (*Miliolidés* et *Rotalidés*); rares tests de *Mollusques*. Ciment: sparite avec beaucoup de micrite.

On remarque que la taille des débris d'*Echinodermes* augmente de la base au sommet de la coupe, ainsi que leur quantité. La base de la coupe est moins cristallisée que le sommet.

Les anciens géologues ont signalés la présence du Dogger à Entremont (Vuache). P. CHOFFAT (1878, p. 30 et 53) écrit que «les couches de Birmensdorf reposent directement sur un calcaire gris à patine jaunâtre compact, sans traces d'oolithes, très dur». Malgré le peu de fossiles recueillis, il l'attribue au Callovien. H. SCHARDT (1891, p. 74) cite quelques bancs de calcaire homogène jaune, interrompu de marnes grises, siliceuses qu'il attribue au Bathonien. Plus bas, il voit quelques rares affleurements de calcaire spathique brun du faciès de la «Dalle nacrée».

Les recherches aux alentours d'Entremont entre la route et le Rhône ne nous ont pas permis de retrouver ces affleurements du Dogger. Les derniers bancs trouvés semblent plutôt se rattacher aux couches de Birmensdorf conformément à ce que J. P. DE LORIOU (1954, p. 3) pensait. Il s'agit d'un calcaire gris compact un peu marneux qui montre sous le microscope quelques organismes filamenteux. Nous n'avons pas pu retrouver les calcaires bruns du faciès de la Dalle nacrée, signalés par H. SCHARDT. Il semble que c'est au développement des surfaces cultivées et à la montée du Rhône à la cote 330 (+15 m) qu'est due la disparition de ces rares affleurements.

H. VINCENNE (1930, p. 805) signale des affleurements très réduits du faciès de la Dalle nacrée, encadrés de bancs écrasés argoviens et rauraciens au pied des Rochers de Léaz. Nous ne les avons jamais retrouvés. Nous y avons reconnu, par contre, le faciès du Séquanien, avec des alternances de calcaires et de marnes bruns.

JURASSIQUE SUPÉRIEUR OU MALM

Argovien

Le contact du Bathonien avec le Malm ne se voit pas. Les couches affleurent dans plusieurs couloirs au cirque de Longeray. C'est le long de la route 508 a que les affleurements sont bien visibles. La pauvreté en fossiles et la discontinuité

des affleurements ne nous permettent pas de distinguer avec précision toutes les zones classiques du Jura d'Argovie. Néanmoins on peut diviser cet Argovien (fig. 2) en deux ensembles lithologiques sans limite précise d'après l'analogie de faciès avec d'autres parties du Jura. Ce sont :

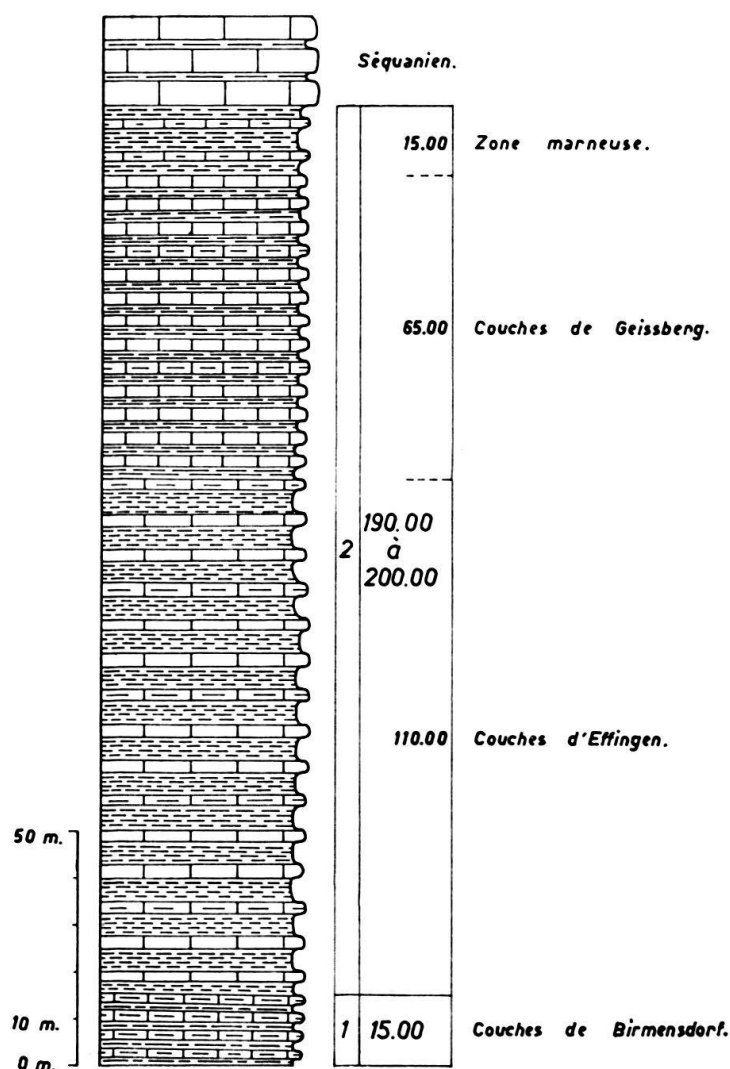


Fig. 2. Argovien. Route 508 «a» près d'Entremont, Vuache.

1. Argovien inférieur (couches de Birmensdorf) d'une puissance de 15 mètres. C'est un ensemble de calcaires marneux en bancs peu épais (de 10 à 20 cm) et de marnes riches en Spongiaires. Le calice des Spongiaires est pris dans les marnes friables où il apparaît comme un petit lit de calcaire discontinu. Quoique les fossiles fassent défaut, le faciès est bien celui des couches de Birmensdorf, décrit par J. REVIL (1889), P. CHOFFAT (1878) et d'autres auteurs.

2. Argovien moyen et supérieur (respectivement couches d'Effingen et de Geissberg). Cette assise de 190 à 200 mètres d'épaisseur est totalement stérile. Nous n'avons aucun fossile bien caractéristique pour pouvoir distinguer ces deux séries. Cette rareté ou le manque même de fossiles a déjà été reconnu par nos prédécesseurs.

H. SCHARDT (1891, p. 74) y signale quelques Ammonites sans pouvoir les déterminer.

La série est formée d'une alternance de calcaires compacts gris-bleu foncé, bruns à l'altération, souvent marneux plaquetés et de marnes de même couleur, feuilletées ou schisteuses se délitant facilement. Nous pensons, avec H. SCHARDT (op. cit., p. 14), que la partie supérieure plus calcaire d'une épaisseur de 65 m correspondrait aux couches de Geissberg, et la base, à prédominance de marnes feuilletées, représenterait les couches d'Effingen (110 m). Au sommet, une zone plus marneuse d'une quinzaine de mètres précède les premiers bancs du Séquanien. Les directions (N 11° W à N 4° E) et les pendages (38° NE à 42° SE) sont variables et montrent combien la série est plastique.

La lithologie de cet étage montre une étroite parenté avec celle des autres chaînes jurassiennes.

Micr. (C.M. 25-37): rares et minuscules grains de quartz détritique; pyrite généralement limonitisée en petits grains isolés ou groupés en amas mûriformes, en amas ou en traînées; un ou deux grains de glauconie dans certaines coupes minces. Les organismes sont ni abondants, ni variés. Il s'agit avant tout des organismes filamenteux, rapportés par G. COLOM (1955) aux Algues filamenteuses ou à *Halobia* par Y. PEYRE (1959); puis *Radiolaires*; rares débris d'*Echinodermes*; rares Foraminifères (*Miliolidés* et *Rotalidés*?) et rares *Ostracodes*. Ces organismes n'ont aucune valeur stratigraphique.

Séquanien

Le Séquanien affleure dans la combe du sommet du Grand Crêdo qui continue jusqu'à la Pointe de Sorgia. Les chalets de Sorgia-d'en-Haut et d'en-Bas se trouvent précisément dans cette combe. L'étage affleure encore à Varambon sous forme d'une boutonnière et dans le couloir au S de la Charmante sur le versant ouest. Ce couloir correspond à l'emplacement du deuxième décrochement. Le Séquanien se trouve aussi sur le même versant entre la faille C et le complexe kiméridgien. Ces affleurements prolongent sous le Kiméridgien ceux du replat de Varambon. Au cirque de Longeray on le voit apparaître par-ci par-là sous les éboulis. C'est grâce à la position de ce Séquanien plaqué contre le complexe kiméridgien que nous avons pu mettre en évidence la faille A à l'W du Plat des Rochers. Les affleurements sont plus abondants près des Forts sur la branche est de ce cirque. L'entrée du côté de Longeray du tunnel du Fort l'Ecluse se trouve sur la limite du Séquanien et du Kiméridgien.

C'est le long de la route 508 «a» du côté du Vuache que s'offre la coupe la plus complète du Séquanien, au pied de l'escarpement abrupt du versant occidental du Vuache. L'étage est représenté par une série monotone de calcaires compacts, parfois marneux alternant avec de petits lits de marnes. Le tout mesure 180 mètres. Il débute (fig. 3) à la base par une brèche intraformationnelle d'une dizaine de mètres d'épaisseur qui affleure en petits bancs de 10 à 30 cm. Il s'agit d'un calcaire gris-bleu foncé, brun à l'altération, compact, avec des galets bleu foncé intraformationnels, surmonté de calcaire compact bleu foncé, brun à la périphérie, en bancs de 10 à 30 cm, séparés par des lits de marnes gris-bleu feuilletées. Ces derniers ont également une épaisseur d'une dizaine de mètres. Puis les bancs

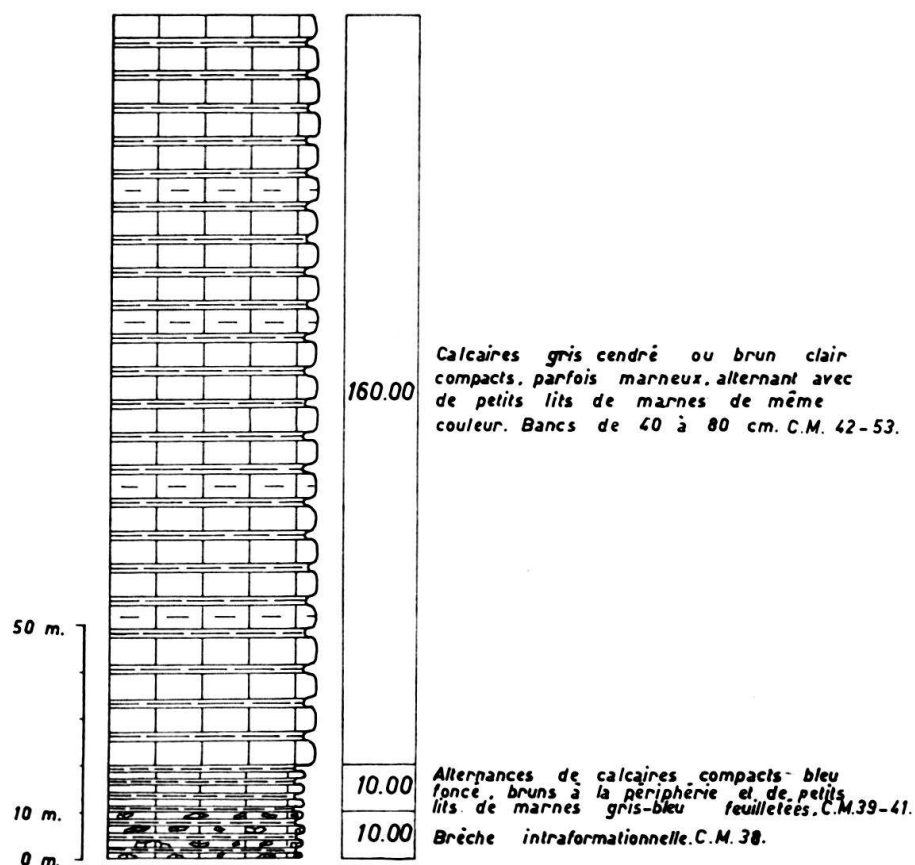


Fig. 3. Séquanien. Route 508 «a», Vuache.

augmentent d'épaisseur, (de 40 à 80 cm). La couleur de la roche est gris cendré ou brun clair par suite de l'altération. Ils affleurent sur 160 m environ le long de la route et finissent la série.

Le Séquanien n'est pas complètement azoïque. La carrière d'Entremont nous a fourni les fossiles suivants dans un niveau de la brèche intraformationnelle:

- Hynniphoria globularis* SUESS
- Belemnites*
- Aptychus sparsilamellosus* GUMBEL
- Aptychus latus* PICTET
- Aptychus* sp.
- Phylloceras tortisulcatus* D'ORBIGNY
- Aspidoceras perarmatus* SOWERBY
- Harpoceras eucharis* D'ORBIGNY
- Perisphinctes* (*Planites*) *pseudolictor* CHOFFAT
- Perisphinctes* (*Planites*) *polygratus* REINECKE
- Perisphinctes* (*Planites*) *ernesti* DE LORIO
- Perisphinctes* (*Planites*) aff. *breviceps* QUENSTEDT (un fragment)
- Perisphinctes* (*Prososphinctes*) *praenuntians* FONTANNES
- Perisphinctes helenae* DE RIAZ
- Perisphinctes achilles* D'ORBIGNY (fragments)
- Perisphinctes convolutus* QUENSTEDT
- Perisphinctes* (*Ataxioceras*) *lothari* OPPEL (jeune)
- Perisphinctes* (*Ataxioceras*) *inconditus* FONTANNES
- Fragments de *Perisphinctes* sp.

Dans la paroi au-dessous de la route 508 «a» entre Entremont et la colline du château d'Arcine nous avons trouvé des fragments de *Perisphinctes* se rapportant aux espèces *inconditus* FONTANNES, *licitor* CHOFFAT.

Dans le couloir au S de la Charmante nous avons trouvé quelques fragments de *Perisphinctes* attribuables avec doute aux espèces *achilles*, D'ORBIGNY et *lothari*, OP.

On voit que le faciès est bien celui du Séquanien conformément aux auteurs récents comme M. GIGNOUX, G. CORROY, D. AUBERT et P. BUTTICAZ.

Le milieu est plus carbonaté que dans l'étage précédent. De même que dans l'Argovien, les pendages et les directions varient. Les bancs supérieurs sont très redressés et dépassent même la verticale au Vuache. Dans la branche est du cirque de Longeray ainsi que vers le Crêt du Milieu, ils montrent un pendage inverse. Ce n'est qu'une exagération due à la présence toute proche de la grande masse des calcaires massifs du Jurassique supérieur. Il en est résulté des plissements très prononcés de ces assises. Cette tectonique dysharmonique atteint son paroxysme à la charnière anticlinale que l'on peut voir à la carrière d'Entremont et au cirque de Longeray. Les charnières sont généralement anguleuses et les replis très aigus.

Il faut toutefois différencier ces plissements des plis proprement dits qui ont affecté le sommet de l'anticlinal du Grand Crêdo. Il s'agit des replis tectoniques dus à la poussée tangentielle comme J. RÉVIL (1908, p. 356) l'a démontré.

L'examen d'une série de coupes minces (38-53) ne nous a apporté aucun renseignement complémentaire: rares petits et minuscules grains de quartz détritique, parfois nombreux dans certaines coupes; amas et grains isolés de pyrite généralement limonitisée; galets calcaires dans la partie bréchique; un ou deux grains de glauconie dans certaines coupes. Nous n'avons pas rencontré la microfaune de Foraminifères (*Pseudocyclammina sequana*) signalée par W. MOHLER (1938) dans le Jura septentrional. Il existe par contre des organismes filamenteux comme dans l'Argovien; des *Radiolaires*; des *Ostracodes*; de rares débris d'*Echinodermes* et de rares *Foraminifères* (*Rotalidés*) qui n'ont aucune valeur stratigraphique.

Complexe kiméridgien

Dès le sommet du Séquanien, on entre dans une série de calcaires massifs qui représentent le Séquanien supérieur, le Kiméridgien et le Portlandien inférieur. Ce complexe forme les Rochers de Léaz et l'escarpement abrupt qui domine le bassin molassique de Bellegarde au Vuache. Il forme également la voûte du cirque de Longeray, soit depuis les Forts l'Ecluse au Plat des Rochers et se poursuit vers le N où il est séparé par la faille A du Kiméridgien de l'unité 2. Celui-ci forme la branche ouest du cirque de Longeray où l'on observe un pendage inverse. Le complexe se trouve en forme de lentille le long de la faille B, du Crêt du Miroir jusqu'à mi-distance entre les chalets de Sorgia. Il forme une sorte de carapace sur le flanc ouest du cœur de l'anticlinal du Grand Crêdo et laisse apparaître le Séquanien dans un boutonnière à Varambon et au couloir près de la Charmante. Cette carapace continue jusqu'au niveau du chalet de Sorgia-d'en-Bas. Enfin les derniers affleurements se trouvent au-dessous de la Pointe de Sorgia à l'W du ravin.

Ce complexe a une puissance totale de 300 mètres environ. Sa base est constituée par un calcaire entièrement recristallisé que l'on peut voir au Vuache, au cirque de Longeray, vers les Forts et au tunnel du Fort l'Ecluse. Ce calcaire d'une couleur

gris-brun jaunâtre, parfois rosâtre est fortement altéré et fissuré. L'altération donne naissance à un dépôt de poussière jaune et beige. L'aspect de l'affleurement est rocailleux. Les fissures sont nombreuses et remplies par de la calcite ou par un grès gris verdâtre glauconieux.

Micr. (C.M. 65): quartz détritique très abondant, arrondi ou subarrondi, anguleux, presque toujours cassé et renfermant des inclusions, quelques extinctions onduleuses; glauconie en granules, pure ou associée à la pyrite, s'altérant parfois en biotite et en chlorite; muscovite en paillettes ou en plages contournant les grains de quartz; pyrite en grains informes, cubiques ou en amas; biotite et chlorite; très rares sections de magnétite, de glaucophane, de tourmaline et de zircon. Ciment de calcite largement cristallisée.

En nous basant sur la forme des grains de quartz et l'association des minéraux, nous attribuons, sans le démontrer, ce grès à l'Aquitainien.

Dans ces calcaires recristallisés il n'existe aucune trace de fossiles tant macroscopiques que microscopiques.

Micr. (C.M. 54-64): structure de marbre où la calcite secondaire se trouve en grandes plages renfermant des impuretés.

Ces calcaires d'une épaisseur d'une vingtaine de mètres représentent le Séquanien supérieur. Le manque de fossiles ne permet pas de faire de séparation précise avec le Kiméridgien. Pour faciliter le levé de terrain le Séquanien est mis dans le complexe kiméridgien.

A ces calcaires font suite les calcaires massifs proprement dits du complexe kiméridgien, sans stratification interne. Ce sont des assises de calcaires blancs, presque sans changement de faciès qui mesurent plus de 250 mètres d'épaisseur (fig. 4). Il s'agit des calcaires blancs, parfois légèrement grisâtres ou jaunâtres, pseudoolithiques moyens ou fins, rarement compacts ou saccharoïdes, avec une faune microscopique parfois assez riche. La macrofaune est extrêmement rare. Nous y avons trouvé:

Lima, le long de la route 508 «a»,

Pecten, empreinte, dans les éboulis au couloir près de la Charmante,

Diceras, deux fragments, même endroit.

H. SCHARDT (1891, p. 74) signale au Vuache une empreinte de *Pecten*, quelques *coraux* indéterminables et un *Diceras*. Ces fossiles indiqueraient le niveau du Kiméridgien coralligène qu'il a reconnu dans la chaîne du Reculet jusqu'au col de Crozet.

Micr. (C.M. 66-77): pseudoolithes de taille petite et moyenne suivant les coupes; rares oolithes régénérées; rares petits grains de pyrite limonitisée. Organismes: *Polypiers*; *Stromatoporoïdes*; débris d'*Echinodermes*; *Algues* (*Cylindroporella arabica*, ELLIOTT; *Polygonella incrustata*, ELLIOTT; *Macroporella* aff. *gigantea*, CAROZZI); rares *Foraminifères* (*Textularidés*, *Miliolidés*, fantômes de *Pseudocyclamina*) et tests de *Mollusques*. Ciment: sparite avec beaucoup de micrite.

La limite Kiméridgien-Portlandien est marquée dans le premier chaînon du Jura par un niveau à *Exogyra virgula*. Elle n'est pas visible dans nos affleurements. Le caractère coralligène peu développé du Kiméridgien est difficilement visible à l'œil nu, ce qui ne facilite guère la séparation de ces deux étages sur le terrain. Mais ces deux faciès montrent une nette différence sous le microscope.

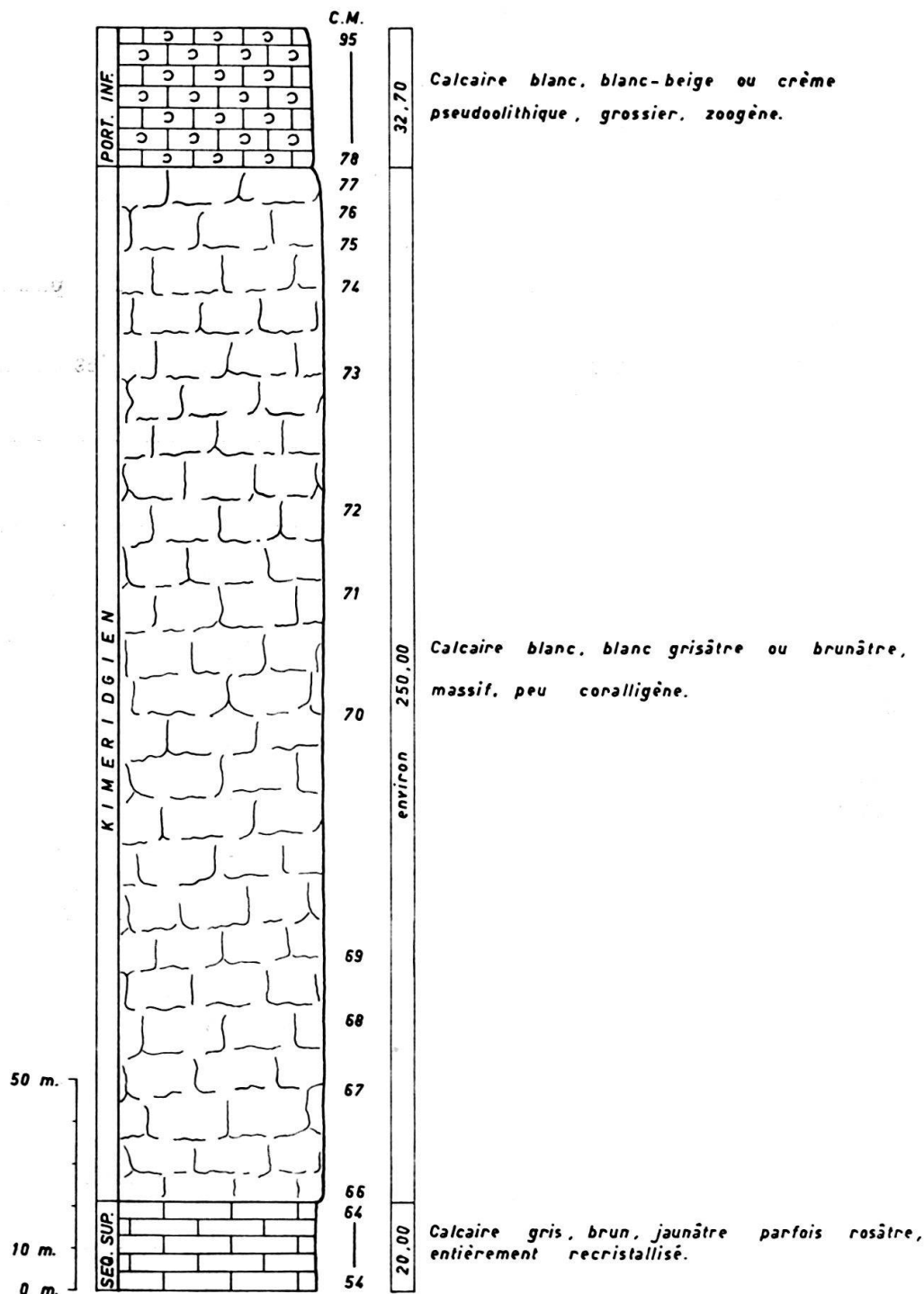


Fig. 4. Complexe Kiméridgien. Route 508 «a». Vuache.

Micr. (C.M. 78-95): pseudoolithes de taille variée; très rares et minuscules grains de pyrite. Organismes: *Cayeuxia piae*, RECH-FROLLO (Pl. I Ph. 1); *Cayeuxia moldavica*, RECH-FROLLO (id. Ph. 4); *Vaginella striata*, CAROZZI; *Clypeina jurassica*, FAVRE; *Salpingoporella annulata*, CAROZZI; rare *Polygonella incrustata*, ELLIOTT; rare *Macroporella pygmaea*, GUMBEL; *Neotrocholina friburgensis*, GUIL. & REICH.; *Pseudocyclammia lituus*, YABE & HANZAWA; *Miliolidés* (*Quinqueloculina*, *Spiroloculina*, rare *Nummuloculina*); *Textularidés*; *Buluminidés* (*Virgulina*); tests de *Mollusques* et de *Gastéropodes*; rares débris d'*Echinodermes*. Ciment: sparite et micrite en proportion variable.

Le genre *Cayeuxia* se rattache aux Codiacées. Il appartient au groupe des Mitcheldeaniées et se rapproche beaucoup du genre *Pycnoporidium* de YABE et TOYAMA (1928), rencontré dans le Jurassique supérieur du Japon. M. FROLLO (1938, p. 269–271, Pl. XVIII) en donne une description complète et précise que les parois transversales très nettes chez *Pycnoporidium* sont totalement absentes chez les *Cayeuxia*, ce que l'on observe dans les coupes minces.

Les coupes 66 à 77 sont coralligènes et représenteraient donc le Kiméridgien. Par contre les coupes 78 à 95 ci-dessus offrent une association de microfaune portlandienne bien caractéristique. Les bancs supérieurs d'une puissance de 32,70 m représenteraient alors le Portlandien inférieur. Il est donc possible de séparer, d'une façon satisfaisante, le Kiméridgien du Portlandien par la micrographie. Mais une séparation précise sur le terrain est presque impossible; car bien que le Portlandien inférieur présente des bancs stratifiés, ils se confondent souvent vers le contact avec les calcaires massifs du Kiméridgien. En manière de conclusion, on doit ainsi admettre que la limite Kiméridgien-Portlandien reste hypothétique. Aussi sont-ils groupés pour cette raison.

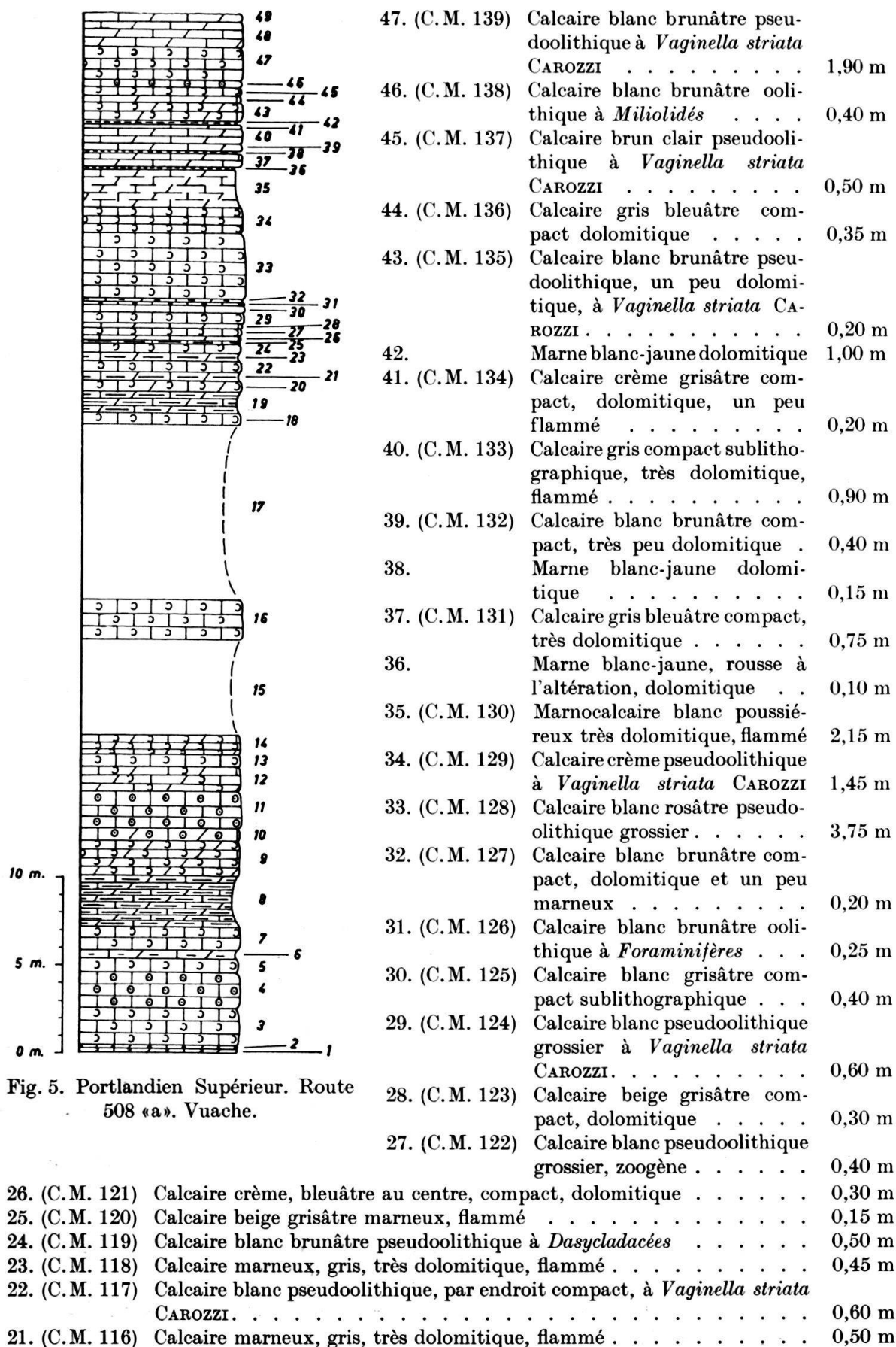
Portlandien supérieur

Au sommet de ce complexe kiméridgien apparaissent les premiers bancs franchement dolomitiques qui marquent le sommet du Portlandien. Ce faciès coiffe l'escarpement abrupt du versant occidental du Vuache; il continue vers le N en s'adossant contre le complexe kiméridgien de la branche est du cirque de Longeray, à l'entrée du tunnel du Fort l'Ecluse, et longe ensuite la route forestière nouvellement construite des Soies à la Rousse en passant par Pré-Cusin et Fontaine-Parry. Il affleure avec le Purbeckien dans le replat où se trouve le chalet de Bizot, replat qui rejoint celui du Séquanien du sommet du Grand Crêdo. On le voit également sur le versant ouest du Grand Crêdo entre les failles C et D. Enfin les derniers affleurements se voient au bord du chemin qui conduit de Chez Guidi à Sorgia.

Il s'agit d'un faciès dolomitique et flammé, d'une épaisseur de 59 mètres. La dolomie est associée à des calcaires pseudoolithiques, oolithiques, compacts, à des marnocalcaires et à des marnes. Les marnes apparaissent vers la partie supérieure tandis que la base est plus calcaire et moins dolomitique. A l'exception d'un petit banc de 0,20 m à la base de ce sous-étage, ce faciès ne contient jamais de galets noirs. Les bancs sont plus épais et moins dolomitiques que ceux du Purbeckien. Tous ces faits ont permis de cartographier l'étage d'une façon satisfaisante. La dureté moyenne et intermédiaire de ses bancs marque un passage graduel dans la morphologie entre le relief kiméridgien et la combe purbeckienne.

C'est seulement le long de la route 508 «a» au Vuache que l'on peut étudier ce faciès sur toute son épaisseur. Car ailleurs, par exemple près du tunnel du Fort l'Ecluse, les affleurements sont discontinus. Ils ne renseignent que sur sa position stratigraphique sans qu'il soit possible de relever une coupe stratigraphique satisfaisante. La série est la suivante (fig. 5):

49. (C.M. 142)	Calcaire gris compact saccharoïde dolomitique	0,45 m
48. (C.M. 141–140)	Calcaire gris bleuâtre schisteux dolomitique devenant brun à la périphérie	1,45 m



20. (C.M. 115)	Calcaire blanc brunâtre pseudoolithique et dolomitique	0,60 m
19. (C.M. 114)	Calcaire marneux, gris-brun, très dolomitique, flammé	1,25 m
18. (C.M. 113)	Calcaire blanc brunâtre pseudoolithique	0,65 m
17.	Couvert	environ 10,00 m
16. (C.M. 112)	Calcaire blanc brunâtre pseudoolithique à <i>Clypeina jurassica</i> FAVRE .	2,25 m
15.	Couvert	5,50 m
14. (C.M. 111)	Calcaire blanc brunâtre pseudoolithique, un peu dolomitique, à <i>Clypeina jurassica</i> FAVRE	1,10 m
13. (C.M. 110)	Calcaire blanc pseudoolithique recristallisé à <i>Vaginella striata</i> CAROZZI (Pl. I, Ph. 3)	0,65 m
12. (C.M. 109-108)	Calcaire blanc bleuâtre pseudoolithique grossier, par endroit compact, dolomitique	1,40 m
11. (C.M. 107-106)	Calcaire blanc brunâtre oolithique à pseudoolithique, grossier, à <i>Cayeuxia</i>	2,15 m
10. (C.M. 105)	Calcaire blanc brunâtre oolithique grossier, un peu dolomitique . . .	0,70 m
9. (C.M. 104)	Calcaire beige pseudoolithique grossier, dolomitique	2,00 m
8. (C.M. 103)	Calcaire marneux blanc verdâtre, très dolomitique, flammé (presqu'une dolomite)	2,95 m
7. (C.M. 102)	Calcaire blanc pseudoolithique grossier	1,30 m
6. (C.M. 101)	Calcaire blanc-jaune un peu marneux, dolomitique, flammé	0,50 m
5. (C.M. 100)	Calcaire blanc pur pseudoolithique grossier	0,75 m
4. (C.M. 99)	Calcaire blanc brunâtre oolithique à pseudoolithique grossier à <i>Cayeuxia</i>	2,00 m
3. (C.M. 98)	Calcaire blanc-crème pseudoolithique moyen, zoogène	2,10 m
2. (C.M. 97)	Calcaire blanc pseudoolithique, un peu dolomitique à petits galets noirs	0,20 m
1. (C.M. 96)	Calcaire blanc brunâtre pseudoolithique, dolomitique	0,20 m

Micr. (C.M. 96-142): rares petits et minuscules grains de quartz détritique; pseudoolithes et oolithes de taille variée; nombreux rhomboédres de dolomie secondaire dans les termes dolomitiques; rares galets calcaires; rares grains et amas de pyrite limonitisée.

Organismes: Algues;

abondants: *Vaginella striata* CAROZZI; *Clypeina jurassica* FAVRE; *Salpingoporella annulata*, CAROZZI;

peu abondants: *Cayeuxia piaë* RECH-FROLLO; *Cayeuxia moldavica* RECH-FROLLO; *Polygonella incrustata* ELLIOTT; *Cylindroporella arabica* ELL.;

rares: *Actinoporella podolica* ALTH.

Foraminifères:

abondants: *Miliolids* (*Quinqueloculina*, *Spiroloculina*, *Triloculina*, *Nummuloculina*, *Nautiloculina oolithica* MOHLER); *Textularids* (*Textularia*, *Verneuilina*);

peu abondants: *Pseudocyclamina lituus* YABE & HANZAWA; *Neotrocholina friburgensis* GUIL. & REICH.;

rares: *Virgulina*; *Eggerella*; *Bigennerina*; *Rotalids*;

Autres:

Ostracodes; rares *Polypiers* surtout à la base dans les termes non dolomitiques; rares débris d'*Echinodermes*; tests de *Mollusques*; *Gastéropodes*; *Stromatoporoides* dans les galets.

Ciment: sparite et micrite en proportion variable pour les termes pseudoolithiques et oolithiques; micrite pour les compacts et micrite calcaréo-argileuse pour les marneux.

On constate que l'association de microfaune est la même que celle du Portlandien inférieur et que *Vaginella striata* CAROZZI y abonde. Sa présence permet de séparer cette série dolomitique de celle du Purbeckien; car elle y disparaît. La série est donc bien portlandienne.

Purbeckien

La limite Portlandien supérieur-Purbeckien se suit d'une façon satisfaisante sur le terrain; car le faciès dolomitique et flammé du Portlandien est peu marneux et dolomitique. Il ne renferme de galets noirs que dans un petit banc à sa base. Le Purbeckien, au contraire, est riche en galets noirs dans certains niveaux; ailleurs il est plus marneux, plus dolomitique et fétide. Ses bancs calcaires sont moins épais et moins nombreux que ceux du Portlandien supérieur; l'apparition des galets noirs et la couleur verdâtre de certains niveaux nous facilitent également l'individualisation de cet étage.

Il forme le replat du sommet de l'anticlinal du Vuache et se poursuit vers le N sous les éboulis à l'E du tunnel du Fort l'Ecluse; il suit le Portlandien supérieur au-dessous de la route forestière les Soies-la Rousse jusqu'à la limite nord de notre territoire. Il forme aussi le replat du chalet de Bizot. On le voit également entre les failles C et D, accompagné du Portlandien supérieur. C'est lui qui forme en grande partie le flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo; mais les affleurements sont rares, la pente étant recouverte en grande partie par des éboulis. En montant de Confort à Menthrières les premiers affleurements au-dessus des éboulis en sont aussi. Enfin les derniers affleurements se voient sur le chemin entre chez Guidi et Sorgia. C'est leur position qui a permis de faire passer les failles C et D par cet endroit; car le Purbeckien est en contact anormal avec le Séquanien.

Aucun affleurement du Grand Crédo ne permet de faire une coupe stratigraphique complète de l'étage. Ils rendent toutefois d'utiles services pour compléter la coupe du sommet du Purbeckien du Vuache. Le seul endroit qui montre le contact Purbeckien-Infravalanginien se trouve sur le flanc normal du synclinal de Boge au bord de la route Confort-Menthrières.

Il débute par un niveau conglomératique et se termine par une zone d'alternances de marnes et de marnocalcaires dolomitiques à galets noirs, visibles seulement au bord de la route Confort-

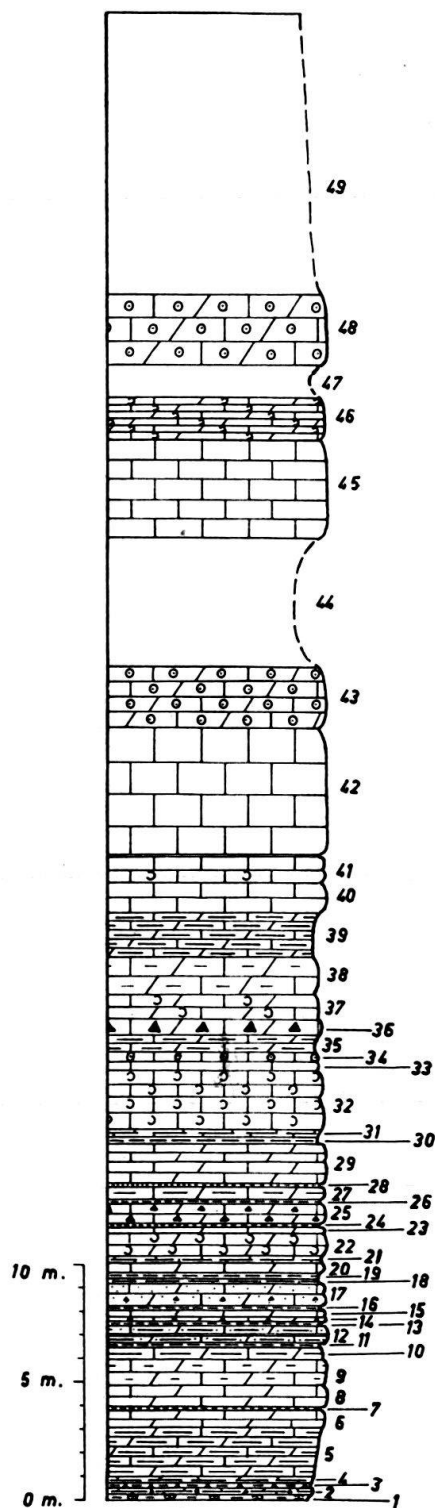


Fig. 6. Purbeckien. Route 508 «a». Vuache.

Menthières. En dehors des limites de notre étude on peut voir cette zone au bord de la route forestière Menthières-chalet de Sorgia-d'en-Haut et au Mont de Musiège au S du Vuache proprement dit (G. SCOLARI, 1955).

C'est la route 508 «a» qui offre la coupe la plus complète (fig. 6). La succession est de haut en bas:

49.	Couvert	12,00 m
	(Alternances de marnes et de marnocalcaires gris dolomitiques à galets multicolores. Synclinal de Boge, Route forestière Menthières-chalet de Sorgia-d'en-Haut et Mont de Musiège (G. SCOLARI).)	
48. (C.M. 183)	Calcaire blanc grisâtre oolithique et dolomitique	3,00 m
47.	Couvert	1,40 m
46. (C.M. 182)	Calcaire blanc grisâtre compact à pseudoolithique, dolomitique, en petits bancs réguliers	1,75 m
45. (C.M. 181)	Calcaire gris clair à vert pâle compact, saumâtre	4,25 m
44.	Couvert	5,50 m
43. (C.M. 180)	Calcaire blanc-beige oolithique, un peu dolomitique, recristallisé, en petits bancs, à <i>Coprolithus salevensis</i> PARÉJAS (Pl. II, Ph. 1)	2,60 m
42. (C.M. 179)	Calcaire beige compact, en gros bancs, passant à 41 par une marne blanc-jaune de 5 cm	5,40 m
41. b. (C.M. 178)	Calcaire gris verdâtre compact, un peu schisteux	0,60 m
a. (C.M. 177)	Calcaire gris clair-beige compact à pseudoolithique	0,45 m
40. (C.M. 176)	Calcaire beige compact plus ou moins schisteux	1,30 m
39. (C.M. 175)	Calcaire marneux blanc jaunâtre très dolomitique, en petits bancs réguliers (presqu'une dolomie)	1,90 m
38. (C.M. 174)	Calcaire gris-beige verdâtre, un peu marneux, très dolomitique, à petits galets calcaires	1,55 m
37. (C.M. 173)	Calcaire beige compact à pseudoolithique, un peu dolomitique	1,10 m
36. (C.M. 172)	Calcaire blanc brunâtre à galets multicolores et à <i>Dasycladacées</i>	0,65 m
35. (C.M. 171)	Calcaire gris verdâtre marneux, gréseux et un peu dolomitique, zoné (saumâtre)	0,70 m
34. (C.M. 170)	Calcaire beige oolithique à <i>Dasycladacées</i> (Pl. II, Ph. 2)	0,40 m
33. (C.M. 169)	Calcaire blanc grisâtre compact, peu flammé	0,35 m
32. b. (C.M. 168)	Calcaire blanc-beige pseudoolithique, zoogène	1,10 m
a. (C.M. 167)	Calcaire blanc brunâtre pseudoolithique, zoogène	1,45 m
31. (C.M. 166)	Marnocalcaire blanc-jaune clair, verdâtre, dolomitique et flammé	0,35 m
30.	Marne blanc jaunâtre à verdâtre dolomitique	0,30 m
29. b. (C.M. 165)	Calcaire blanc jaunâtre compact, très dolomitique	0,80 m
a. (C.M. 164)	Calcaire gris verdâtre compact, dolomitique	0,90 m
28.	Marne jaune clair dolomitique	0,10 m
27. (C.M. 163)	Calcaire blanc grisâtre marneux, très dolomitique, flammé	0,50 m
26. (C.M. 162)	Marne jaune clair très dolomitique, flammée, feuilletée	0,20 m
25. (C.M. 161)	Calcaire gris clair-jaune, flammé, à galets noirs diminuant vers le sommet, marneux à la base	0,75 m
24. (C.M. 160)	Marne gris clair à nodules de calcaire brun	0,10 m
23. (C.M. 159)	Calcaire brun clair compact, un peu dolomitique	0,20 m
22. (C.M. 158)	Calcaire blanc brunâtre pseudoolithique et dolomitique	1,00 m
21. (C.M. 157)	Marnocalcaire jaune clair, très dolomitique, flammé, à galets calcaires	0,25 m
20. (C.M. 156)	Calcaire gris clair verdâtre saccharoïde, dolomitique	0,35 m
19. (C.M. 155)	Marne jaune clair dolomitique, plaquetée et flammée, à petits galets multicolores	0,15 m
18.	Marnocalcaire gris clair dolomitique, flammé	0,20 m
17. b. (C.M. 154)	Calcaire gris-jaune compact, dolomitique, flammé, légèrement gréseux	0,40 m
a. (C.M. 153)	Calcaire gris clair jaunâtre, zoné, dolomitique, flammé, légèrement gréseux, à petits galets noirs	0,50 m

16.	Marne jaune clair à petits nodules de calcaire brun	0,10 m
15. (C.M. 152)	Calcaire gris clair verdâtre compact, peu dolomitique	0,30 m
14. (C.M. 151)	Calcaire gris brun compact à pseudoolithique, dolomitique, à petits galets multicolores	0,15 m
13.	Marne vert pâle à jaune, et gris-bleu, dolomitique, à petits nodules calcaires	0,15 m
12. (C.M. 150)	Calcaire gris-clair jaunâtre, marneux et un peu gréseux, dolomitique. Bancs séparés par des lits de marnes jaunes	0,65 m
11.	Marne grise dolomitique, rousse à l'altération	0,10 m
10. (C.M. 149)	Calcaire marneux gris verdâtre, dolomitique, bleu au centre, un peu flammé	0,50 m
9. (C.M. 148)	Calcaire gris verdâtre à jaunâtre, un peu marneux et gréseux, très dolomitique, en petits bancs réguliers	1,10 m
8. (C.M. 147)	Calcaire gris clair-beige, gris au centre, compact, dolomitique	0,95 m
7.	Marne blanche dolomitique, en petites plaquettes régulières	0,10 m
6. (C.M. 146)	Calcaire gris verdâtre à jaunâtre compact, dolomitique	0,65 m
5. (C.M. 145)	Calcaire marneux jaune clair, très dolomitique, flammé	2,05 m
4.	Marnocalcaire jaune clair dolomitique	0,25 m
3. (C.M. 144)	Marne blanche très dolomitique à petits galets noirs	0,10 m
2. (C.M. 143)	Marnocalcaire gris clair verdâtre à jaunâtre, dolomitique à petits galets noirs	0,20 m
1.	Marne blanc grisâtre dolomitique, à nodules du niveau 49 du Portlandien supérieur et à galets noirs. Niveau conglomératique	0,20 m

Micr. (C.M. 143-183): rares ou nombreux grains de quartz détritique suivant les coupes; peu ou très nombreux rhomboédres de dolomie secondaire suivant les coupes; pseudoolithes et oolithes suivant les coupes; galets calcaires et sapropéliens; petits grains de pyrite limonitisée. Organismes, généralement peu abondants: *Clypeina parvula* CAROZZI; *Coprolithus salevensis* PARÉJAS; *Salpingoporella annulata* CAROZZI; rares *Acicularia elongata* CAROZZI; *Miliolidés* (*Quinqueloculina*, *Spiroloculina*, *Nautiloculina oolithica* MOHLER); *Textularidés* (*Textularia*); *Buliminidés* (*Virgulina*); *Eggerella*; rares *Rotalidés*; *Ostracodes*; rares tubes d'*Annélides*; *Gastéropodes*; rares débris d'*Echinodermes* dans les termes de la base; *Vaginella* aff. *striata* CAROZZI dans certains galets calcaires. Ciment: sparite et micrite en proportion variable pour les termes pseudoolithiques et oolithiques; micrite pour les compacts; micrite calcaréo-argileuse ou argilo-calcaire pour les termes marneux.

On constate donc sous le microscope que la différence de faciès du Purbeckien et du Portlandien est nette. Le Purbeckien du Vuache est constitué en grande partie de formations franchement marines où sont intercalés quelques bancs saumâtres. Nous n'avons pas pu trouver les couches lacustres du niveau 51 de J. P. DE LORIOU du Vuache (1954, p. 10), ni les *Characées* signalées par cet auteur et par d'autres qui se sont occupés du Jura suisse et français. La subdivision de J. P. DE LORIOU nous semble donc hypothétique. En adoptant la subdivision de A. CAROZZI (1947, p. 9) qui s'applique au domaine du Jura vaudois et de la partie méridionale du Jura neuchâtelois et bernois, on distingue de haut en bas:

2. Couches marines supérieures ou saumâtres (Niv. 40-49)

1. Couches dolomitiques marines inférieures (Niv. 1-39)

Les couches lacustres n'existent donc pas dans notre région.

L'origine des cailloux noirs a été expliquée par E. JOUKOWSKY et J. FAVRE (1913), H. POTONIE (voir CAROZZI) et A. CAROZZI (1947). Les cailloux ont une origine locale. Les galets calcaires proviennent de bancs sous-jacents souvent voisins, parfois lointains, mais toujours rattachés au même faciès. Les galets sapropéliens ont

une origine lacustre, parfois saumâtre, mais en tout cas pas marine (H. POTONIE, voir A. CAROZZI, 1947, p. 108-109). Nous considérons les galets en question comme les produits de courants de suspension s'écoulant de la zone littorale vers le centre du bassin purbeckien. La cause principale de déclenchement de ces courants doit être l'instabilité tectonique de la zone littorale ou une surcharge locale, ou encore une accumulation instable.

L'apparition des cailloux noirs est précoce. Elle n'est pas un critère pour désigner comme purbeckiennes les couches qui les renferment. Nous avons trouvé un banc de calcaire dolomitique à petits cailloux noirs à la base du Portlandien supérieur. D'ailleurs, TH. RAVEN (1932, p. 44) a déjà signalé des cailloux noirs dans le Bononien. Il a également signalé (op. cit. p. 31) un véritable conglomérat à cailloux noirs ou brunâtres, près du sommet du Kiméridgien.

Terrains Crétacés

CRÉTACÉ INFÉRIEUR OU NÉOCOMIEN

Infravalanginien

Les calcaires qui surmontent les assises purbeckiennes du Jurassique supérieur ont été appelés Berriasien par la plupart des géologues jurassiens. Suivant M. GIGNOUX et L. MORET (1945-1946, p. 64), «On s'accorde généralement (Traité de HAUG et de DE LAPPARENT) à considérer le terme de Berriasien comme synonyme de Valanginien inférieur (ou Infravalanginien); ce n'est donc qu'un sous-étage.»

D'après ces auteurs (op. cit. p. 65), le Valanginien comprend :

1. A la base, zone à *Hoplites boissieri* et *Spiticerus negrelli*, Berriasien, équivalente des «marnes à *Toxaster granosus*» et du «Marbre batârd» des faciès jurassiens.

2. Zone à *Hoplites roubaudi* et *Duvalia lata*, correspondant aux «marnes d'Arzier» et aux «calcaires roux de l'Auberson».

3. Zone à *Saynoceras verrucosum* et *Duvalia emerici*, équivalente des «marnes de Villers-le-Lac».

Nous détachons la zone 1 de la subdivision de ces auteurs. Ce sera l'Infravalanginien. Les zones 2 et 3 sont considérées comme Valanginien. On adoptera donc ici le terme d'Infravalanginien qui se place à la base du Valanginien des géologues français.

Dans notre région l'Infravalanginien est épais de 35 mètres. Il forme une crête prononcée dans la morphologie entre les combes purbeckienne et hauterivienne-valanginienne. On l'observe de part et d'autre de la cluse du Rhône au Fort l'Ecluse. Il constitue la première pente plus ou moins raide près du sommet du Vuache. Au Grand Crédo, il affleure sur le versant est, surtout dans les ravins. Son relief est moins accentué dans la morphologie. Sur le versant ouest du Grand Crédo, on le voit affleurer à Picapey. Cet Infravalanginien de Picapey est interrompu par le premier décrochement du ravin qui descend de Varambon. Il reprend en retrait avec un rejet au-dessus du Barrémien de la Charmante. Dans le couloir au S de la Charmante, il est à nouveau décalé par le deuxième décrochement et se voit sur

quelques centaines de mètres avant de disparaître complètement sous les éboulis où il est arrêté par la faille F. C'est la seule formation du flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crêdo que l'on puisse suivre nettement. Ses affleurements sont plus ou moins continus. Ils sont un utile repère pour déchiffrer la tectonique locale.

Il forme deux barres calcaires bien distinctes de part et d'autre de l'emplacement de la faille E. La barre supérieure est la réapparition de l'Infravalangien de Pica-pey; elle continue vers le S en diminuant d'épaisseur et se perd un peu au N de la Charmante vers le point 900,8. La barre inférieure se trouve sur le flanc inverse du synclinal de Boge et continue en gardant son épaisseur; elle se perd sous le Barrémien de la Charmante. L'Infravalangien du flanc normal du même synclinal se voit au bord de la route Confort-Menthières.

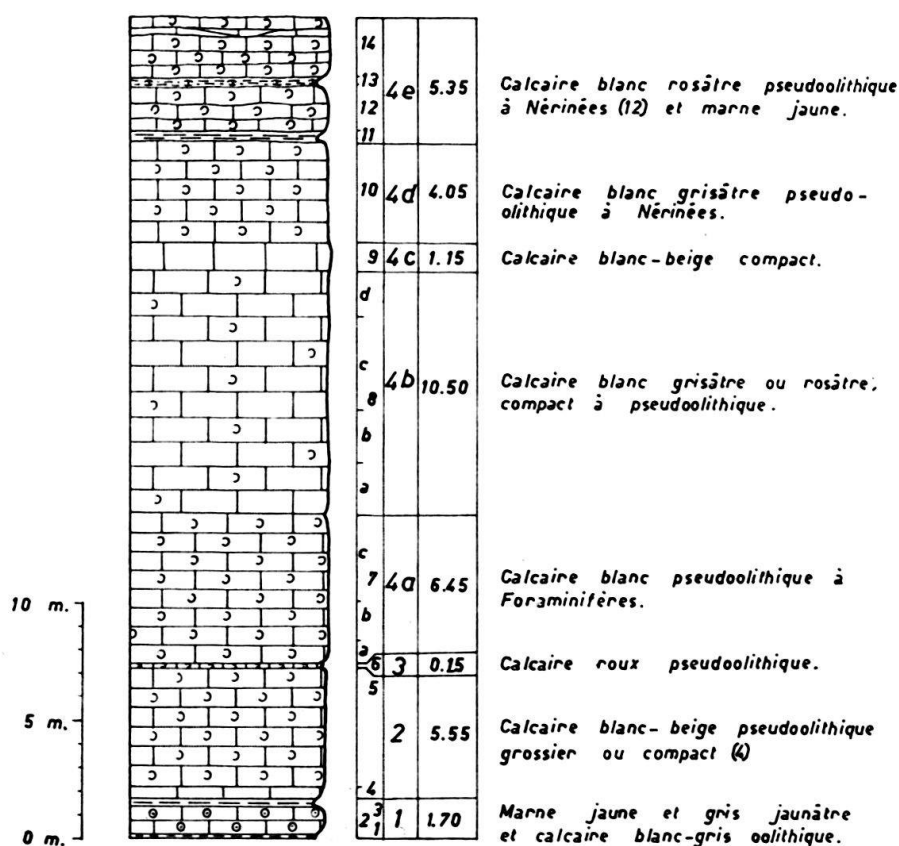


Fig. 7. Infravalangien. Carrière au bord de la route 508 «a». Vuache.

On voit également réapparaître des affleurements d'Infravalangien sur la rive droite du ruisseau de Rochefort au N des Rochers de Léaz, grâce aux failles transversales qui ont affaissé ces calcaires.

L'Infravalangien est constitué par des calcaires pseudoolithiques ou oolithiques, parfois compacts, sublithographiques, beiges à la base et blancs vers le sommet. Il s'y intercale un banc de calcaire roux de 15 cm d'épaisseur et quelques bancs de marnes jaunâtres ou roussâtres.

La coupe que nous avons relevée dans une petite carrière inexploitée actuellement, au bord de la route 508 «a» au Vuache, donne la succession suivante (fig. 7):

14. (C.M. 203 à 205)	Calcaire blanc rosâtre pseudoolithique, surface de stratification onduleuse, parfois en bancs lenticulaires	2,60 m
13. (C.M. 202)	Marne jaune roussâtre à rognons de calcaire marneux et gréseux . . .	0,40 m
12. b. (C.M. 201)	Calcaire blanc grisâtre compact sublithographique, noduleux, à <i>Nérinées</i>	0,85 m
a. (C.M. 200)	Calcaire blanc-jaune roussâtre peu pseudoolithique, à <i>Nérinées</i> . Surface de stratification légèrement onduleuse	1,10 m
11. (C.M. 199)	Marne gréseuse jaune clair dont la base est plus calcaire	0,40 m
10. (C.M. 198)	Calcaire blanc grisâtre pseudoolithique, à <i>Nérinées</i> . En bancs réguliers de 0,40 à 1,00 m	4,05 m
9. (C.M. 197)	Calcaire blanc beige compact sublithographique	1,15 m
8. d. (C.M. 196)	Calcaire blanc rosâtre compact à tendance pseudoolithique	2,10 m
c. (C.M. 195)	Calcaire blanc rosâtre compact à pseudoolithique, en gros banc . . .	4,00 m
b. (C.M. 194)	Calcaire blanc grisâtre compact à pseudoolithique	2,20 m
a. (C.M. 193)	Calcaire blanc compact à pseudoolithique à <i>Foraminifères</i>	2,20 m
7. c. (C.M. 192)	Calcaire blanc pseudoolithique à <i>Foraminifères</i>	3,65 m
b. (C.M. 191)	Calcaire blanc pseudoolithique à <i>Foraminifères</i>	1,85 m
a. (C.M. 190)	Calcaire blanc pseudoolithique, zoogène	0,95 m
6. (C.M. 189)	Calcaire roux moyennement pseudoolithique	0,15 m
5. c. (C.M. 188)	Calcaire blanc pseudoolithique moyen à grossier, zoogène (<i>Miliolidés</i>) .	1,30 m
b. (C.M. 187)	Calcaire blanc-beige pseudoolithique moyen à grossier, zoogène. . . .	2,00 m
a. (C.M. 186)	Calcaire blanc-beige pseudoolithique grossier, zoogène	1,70 m
4. (C.M. 185)	Calcaire blanc compact	0,55 m
3.	Marne jaune clair	0,40 m
2. (C.M. 184)	Calcaire blanc-gris oolithique, zoogène	1,10 m
1.	Marne gris jaunâtre ép. vis.	0,20 m

Micr. (C.M. 184–205): quartz détritique, rare ou abondant; pseudoolithes, oolithes et galets calcaires; rares grains et amas de pyrite limonitisée.

Organismes:

Foraminifères:

abondants: *Miliolidés* (*Quinqueloculina*, *Spiroloculina*, *Triloculina*, *Nummuloculina*, *Nautiloculina oolithica* MOHLER); *Textularidés* (gros *Textularia*); *Trocholina elongata* LEUPOLD; *Neotrocholina elongata* LEUPOLD; *Cossinoconus*.

Peu abondants et rares: *Pseudocyclammina lituus* YABE & HANZAWA; *Virgulina*; *Eggerella*; *Bigenerina*; *Pfenderina* sp.

Algues: *Salpingoporella annulata* CAROZZI; rares *Cylindroporella sugdeni* ELLIOTT; *Polygonella* sp. ELLIOTT; *Clypeina jurassica* FAVRE et *Vaginella* aff. *striata* CAROZZI dans les galets.

Autres: *Ostracodes*; débris d'*Echinodermes*; tubes d'*Annélides*; tests de *Lamellibranches*; *Gastéropodes*.

Ciment: sparite et micrite en proportion variable dans les termes pseudoolithiques et oolithiques; micrite dans les calcaires compacts; micrite argilo-calcaire pour les termes marneux.

Cette série se divise de haut en bas en:

4. e.	Calcaire blanc rosâtre pseudoolithique à <i>Nérinées</i> et marne jaune . . (Niv. 11–14)	5,35 m
d.	Calcaire blanc grisâtre pseudoolithique à <i>Nérinées</i> (Niv. 10)	4,05 m
c.	Calcaire blanc-beige compact sublithographique (Niv. 9)	1,15 m
b.	Calcaire blanc grisâtre ou rosâtre compact à pseudoolithique (Niv. 8)	10,50 m
a.	Calcaire blanc pseudoolithique à <i>Foraminifères</i> (Niv. 7)	6,45 m
3.	Calcaire roux pseudoolithique (Niv. 6)	0,15 m
2.	Calcaire blanc-beige pseudoolithique ou compact (Niv. 4–5)	5,55 m
1.	Marnes jaune et gris jaunâtre et calcaire blanc-gris oolithique . . . (Niv. 1–3)	1,70 m

L'Infravalangien est très peu marneux, presque toujours clair et pseudoolithique. Le faciès de «marbre batârd» ne se trouve que vers la partie supérieure, dans la subdivision 4 c. Il s'écarte par plus d'un de ses caractères des faciès du

Salève (E. JOUKOWSKY & J. FAVRE, 1913) et de la Dôle (H. LAGOTALA, 1920). Il correspond à la partie supérieure du Valanginien I ou Valanginien inférieur suivant H. SCHARDT (1891, Pl. V).

L'Infravalanginien du Vuache doublerait d'épaisseur vers le S et se présenterait avec deux barres de calcaires blancs, bien distinctes (H. SCHARDT (op. cit.), G. SCOLARI (1955) et A. WAGNER, (communication orale et travail de diplôme 1962). En réalité, ces deux barres existent bien dans nos affleurements, mais il est très difficile de les observer à cause de la faible épaisseur des calcaires roux du milieu.

On aura :

- c. Calcaires sublithographiques, parfois pseudoolithiques (faciès de marbre bâtard)
 - (= 4 ci-dessus) 35 m
 - b. Marnes et calcaires roux (= 3 ci-dessus) 10-15 m
 - a. Calcaires beiges pseudoolithiques (= 2 ci-dessus) 35-40 m
- 1 ci-dessus manque.

A. WAGNER a observé au Mont de Musiège de l'Infravalanginien à une seule barre, semblable à celui du Vuache nord (de notre région). Il est donc possible de comparer ces deux séries locales, ce qui a des conséquences tectoniques importantes pour la mise en évidence du décrochement.

Valanginien

On a vu (p. 21) que le Valanginien comprendrait, à la base, la zone à *Hoplites roubaudi* et *Duvalia lata*, correspondant aux marnes d'Arzier et aux calcaires de l'Auberson, et au sommet, la zone à *Saynoceras verrucosum* et *Duvalia emerici*, équivalente des marnes de Villers-le-Lac suivant la nomenclature de M. GIGNOUX et L. MORET (1945-1946, p. 65). Au-dessus vient la zone à *Hoplites radiatus* et *H. castellanensis* de l'Hauterivien inférieur correspondant aux marnes d'Hauterive. C'est la base de l'Hauterivien des chaînes jurassiennes.

Le Valanginien débute, au Vuache-Grand Crédo, par les «marnes d'Arzier» qui sont très réduites ou font même défaut. Plus haut, les «calcaires roux de l'Auberson» continuent la série, et nous n'avons jamais pu voir l'équivalent des «marnes de Villers-le-Lac» à cause de la couverture quaternaire.

Le Valanginien, d'une épaisseur de 55 mètres, fait un passage graduel dans la morphologie entre l'arête aiguë de l'Infravalanginien et la combe hauterivienne sur le versant est de la chaîne Grand Crédo-Vuache.

Il affleure à Picapey et au-dessus du Barrémien de la Charmante, près de la faille E dans le petit synclinal que forme l'Infravalanginien du flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo. On le voit également dans les flancs inverse et normal du synclinal de Boge, respectivement au-dessous de Picapey et le long de la route Confort-Menthières.

Il forme une bande longitudinale entre le tunnel du Petit Crédo et le ruisseau de Rochefort au bord du Rhône, au-dessous du replat hauterivien.

Exploité autrefois, le Valanginien s'observe dans deux carrières où l'on peut facilement l'étudier: l'une au bord de la route 508 «a» au Vuache, l'autre près du tunnel du Fort l'Ecluse en face du croisement des routes Collonges-Bellegarde et Vublens-Bellegarde. Dans celle-ci nous avons trouvé

Pholadomya elongata MUNSTER,
Terabratules, mal conservés.

Coupe stratigraphique de la carrière du Vuache (fig. 8):

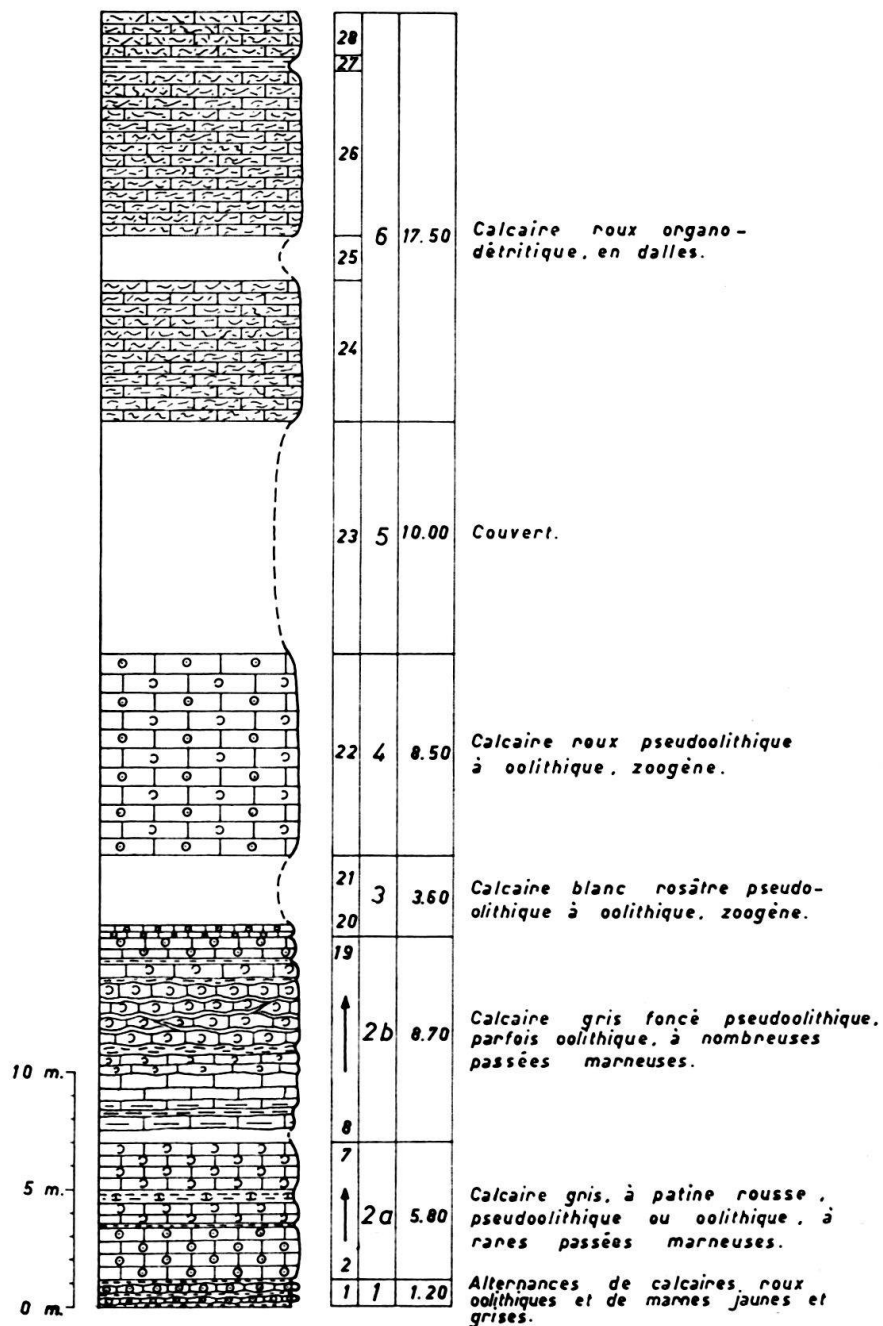


Fig. 8. Valanginien. Route 508 «a». Vuache.

28. (C.M. 227)	Calcaire roux organo-détritique, spathique, en petits bancs. Surface de stratification onduleuse	1,95 m
27.	Marne rousse bien stratifiée.	0,65 m
26. (C.M. 226)	Calcaire roux organo-détritique, en dalles	7,00 m
25.	Couvert	1,90 m

24. (C.M. 225)	Calcaire roux organo-détritique, un peu gréseux, en dalles	6,00 m
23.	Couvert	environ 10,00 m
22. (C.M. 224)	Calcaire roux pseudoolithique à oolithique, un peu gréseux, zoogène	8,50 m
21.	Couvert	3,00 m
20. (C.M. 223)	Calcaire blanc oolithique à pseudoolithique	0,60 m
19. (C.M. 222)	Calcaire gris foncé, à patine rousse, oolithique	0,95 m
18.	Marne grise à nodules de calcaire gris foncé	0,20 m
17. (C.M. 221)	Calcaire gris foncé pseudoolithique	0,70 m
16. c. (C.M. 220)	Calcaire gris foncé pseudoolithique grossier à passées oolithiques, zoogène, noduleux	1,75 m
b. (C.M. 219)	Marne à nodules de calcaire gris foncé pseudoolithique et un peu gréseux. <i>Terebratula acuta</i> QUENSTEDT	0,15 m
a. (C.M. 218)	Calcaire gris foncé pseudoolithique, zoogène, un peu gréseux, noduleux et lenticulaire	1,00 m
15. (C.M. 217)	Calcaire gris foncé pseudoolithique, un peu marneux et gréseux	0,25 m
14.	Marne rousse. <i>Terebratula salevensis</i> , DE LORIOI	0,15 m
13. (C.M. 216)	Calcaire roux pseudoolithique, zoogène, en bancs réguliers	1,05 m
12. (C.M. 215)	Calcaire gris foncé pseudoolithique, zoogène, noduleux, pris en sandwich par deux lits de marne grise	0,50 m
11. (C.M. 214)	Calcaire gris compact, en bancs réguliers, marneux à la base où <i>Terebratula pseudojurensis</i> LEYMERIE	1,25 m
10.	Marne grise bien stratifiée	0,20 m
9. (C.M. 213)	Calcaire marneux roussâtre. <i>Terebratula sella</i> SOWERBY	0,60 m
8.	Couvert	0,60 m
7. (C.M. 212)	Calcaire gris foncé, à patine rousse, peu pseudoolithique, zoogène (à <i>Actinoporella podolica</i> ALTH.; Pl. II, Ph. 3)	2,00 m
6.	Marne gris-jaune à rognons de calcaire marneux.	0,60 m
5. (C.M. 211)	Calcaire roux pseudoolithique, gréseux, zoogène, par endroit compact. Lits de marne entre les bancs	0,85 m
4. (C.M. 210)	Marnocalcaire roux gréseux.	0,15 m
3.	Marne rousse	0,10 m
2. (C.M. 209)	Calcaire roux oolithique à pseudoolithique, gréseux, en gros bancs réguliers	2,10 m
1.	Alternances de calcaires roux oolithiques, noduleux et de marnes jaunes et grises, parfois avec des nodules calcaires	1,20 m

Si l'on fait la coupe détaillée de ce niveau, on a :

g.	Marne jaune	0,10 m
f.	Calcaire roux oolithique, zoogène (C.M. 208)	0,20 m
e.	Marne grise schistoïde à rognons calcaires	0,10 m
d.	Calcaire roux oolithique, zoogène (C.M. 207)	0,25 m
c.	Marne jaune clair	0,15 m
b.	Calcaire roux oolithique, zoogène (C.M. 206)	0,25 m
a.	Marne grise passant au sommet au marnocalcaire	0,15 m

Cette série, représentant probablement les marnes d'Arzier (Valanginien inférieur = Niv. 1) et les calcaires roux de l'Auberson (Valanginien supérieur = Niv. 2-28) correspond à la subdivision 2 (p. 21) de la nomenclature de M. GIGNOUX et L. MORET (1945-1946). Elle peut être divisée de haut en bas en (fig. 8):

6.	Calcaire roux organo-détritique, en dalles	(Niv. 24-28) 17,50 m
5.	Couvert	(Niv. 23) 10,00 m
4.	Calcaire roux pseudoolithique à oolithique, zoogène	(Niv. 22) 8,50 m
3.	Calcaire blanc rosâtre pseudoolithique à oolithique zoogène	(Niv. 20-21) 3,60 m

2. b. Calcaires gris foncé pseudoolithiques, parfois oolithiques, noduleux ou lenticulaires, à nombreuses passées marneuses (Niv. 8-19) 8,70 m
 a. Calcaires gris foncé pseudoolithiques ou oolithiques, à rares passées marneuses
 (Niv. 2-7) 5,80 m
 1. Alternances de calcaires roux oolithiques et de marnes jaunes et grises . (Niv. 1) 1,20 m

Au point de vue pétrographique, cette série présente deux groupes bien distincts: Groupe I (subdivisions 1 à 4); Groupe II (subdivision 6).

Micr. Groupe I. (C.M. 206-224): rares ou nombreux grains de quartz détritique dans le ciment ou dans les éléments où ils forment parfois des couches concentriques; silice secondaire dans les débris d'*Echinodermes* (C.M. 224); pseudoolithes, oolithes et galets calcaires; pyrite limonitisée en grains isolés ou groupés en agrégats mûriformes, en amas ou en traînées, parfois en grande quantité dans les éléments ou associée au ciment sous forme de petits grains ou de poussières; très rares grains de glauconie. Organismes: débris d'*Echinodermes* (piquants d'*Oursins*, plaques d'*Echinides*, articles de *Crinoides*); *Bryozoaires*; *Miliolidés* (*Quinqueloculina*, *Spiroloculina*, rares: *Triloculina*, *Nummoloculina*, *Nautiloculina oolithica* MOHLER); *Textularidés* (*Textularia*, *Marssonella*); *Trocholina elongata* LEUPOLD; *Neotrocholina elongata* LEUPOLD; *Cossinoconus*; *Pfenderina neocomiensis* PFENDER; *Pseudocyclammia lituus* YABE & HANZAWA; rare *Lenticulina nodosa* REUSS; rare *Coskinolina*; rare *Nodosaria*; rare *Virgulina*; *Actinoporella podolica* ALTH (C.M. 212); *Cylindroporella* aff. *sugdeni* ELLIOTT; rares *Macroporella* et *Clavator*; *Ostracodes*; *Inocérames*; tests de *Lamellibranches*; *Gastéropodes*; *Calpionella* déformée à parois trop épaisses dans un galet (C.M. 217). Ciment: sparite et micrite ferrugineuse en proportions variables.

La coupe mince 224 fait le terme de passage entre les deux groupes.

Groupe II. (C.M. 225-227): rares ou nombreux grains de quartz détritique dans le ciment et dans les éléments; silice secondaire épigénisant les débris d'*Echinodermes* et les tests de *Lamellibranches*; galets calcaires et quelques oolithes ferrugineuses remaniées; glauconie rare, en grains isolés et surtout dans les tests d'organismes où elle est associée à la pyrite; pyrite limonitisée, abondante, en grains parfois épigénisés par de la calcite, en amas, en traînées ou encore remplissant les loges des organismes.

Organismes:

abondants: débris d'*Echinodermes* (plaques d'*Echinides*, articles de *Crinoides*, piquant d'*Oursins*); *Bryozoaires* (*Cheilostomes*, *Cyclostomes* et rarement *Trépostomes*); tests de *Lamellibranches*; rares: *Lenticulina*; *Textularidés*; *Bigenerina*; *Stromatoporoides* dans les galets.
 Ciment: sparite et micrite en proportions variables.

Nos subdivisions 1 à 5 correspondent au Valanginien II ou Valanginien supérieur de H. SCHARDT (1891, Pl. V), la subdivision 6 à l'Hauterivien I ou Calcaires à *Ostrea rectangularis* du même auteur. Il est vrai que notre subdivision 6 offre une étroite parenté avec le faciès de la « pierre jaune de Neuchâtel » de l'Hauterivien. Mais sa position au-dessous des marnes d'Hauterive la rattache au Valanginien; car le Valanginien s'arrête à la base des marnes d'Hauterive.

Hauterivien

D'après le « Tableau » de RENEVIER (1873), le nom d'Hauterivien s'applique à un ensemble de deux formations lithologiques distinguées depuis longtemps dans les environs de Neuchâtel:

1. A la base, les « marnes d'Hauterive », riches en *Lamellibranches*, *Brachiopodes* et contenant des *Céphalopodes*.

2. Au sommet, les calcaires jaunes appelés « pierre jaune de Neuchâtel ». Ce sont des calcaires oolithiques, spathiques ou lumachelliques. La faune est analogue à celle des formations précédentes, mais moins riche, sans *Céphalopodes*.

Ainsi défini, l'Hauterivien repose à la base sur les calcaires roux de l'Auberson. Au sommet, il est suivi des calcaires jaunâtres de la base du Barrémien.

Suivant la nomenclature de M. GIGNOUX et L. MORET déjà adoptée pour les autres étages du Crétacé inférieur (1945-1946, p. 68), « la définition rigoureuse de l'Hauterivien résulte de la succession des zones d'Ammonites reconnues dans les régions de faciès bathyal; l'Hauterivien type du Jura neuchâtelois se trouve alors correspondre aux zones suivantes :

a) Hauterivien inférieur : zone à *Hoplites castellanensis* et *H. radiatus*. *Crioceras duvali* est spécialement abondant au sommet dont on fait parfois une sous-zone spéciale à *Crioceras duvali*.

b) Hauterivien supérieur, comprenant à la base, la zone à *Desmoceras sayni* et au sommet, la zone à *Hoplites angulicostatus*. »

Dans notre territoire, l'Hauterivien forme une combe bien marquée dans la morphologie entre les reliefs infravalanginien et barrémien. Cette combe est visible de part et d'autre de la cluse du Rhône. Elle continue au Vuache vers le S formant sur le versant est le replat où se trouve le chalet de Balme. Vers le N, l'Hauterivien forme la première dépression après le relief barrémien lorsqu'on monte de Collonges vers le sommet du Grand Crêdo.

Les rares affleurements d'Hauterivien se voient au-dessus du Barrémien de la Charmante. Ils se trouvent sur le flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crêdo. En montant de Confort à Menthrières, on rencontre le long de la route les affleurements de cet étage dans les deux flancs du synclinal de Boge. L'Hauterivien affleure également le long de la Valserine près de Confort.

Il forme une bande longitudinale entre le tunnel du Petit Crêdo et le ruisseau de Rochefort, marquant un replat entre le talus du Barrémien et le Rhône; c'est près du tunnel que les affleurements sont visibles.

Enfin les derniers affleurements vers le S se rencontrent dans le bloc néocomien du château d'Arcine.

L'Hauterivien est à peu près identique au type des environs de Neuchâtel. Épais de 92 mètres, il présente les deux formations lithologiques typiques que nous allons étudier séparément :

A la base, Hauterivien inférieur ou marnes d'Hauterive	21,00 m
Au sommet, Hauterivien supérieur ou pierre jaune de Neuchâtel	71,00 m

Hauterivien inférieur

Il forme le cœur de la combe hauterivienne-valanginienne et ses marnes sont couvertes de terrains erratiques et d'éboulis. Elles n'ont pas été entamées par les tranchées des routes nationales. Le seul affleurement rencontré dans notre territoire se trouve au S de la Balme (sur Chevrier et Vulbens) le long d'un chemin conduisant à Arcine. Bien que cet affleurement ne nous permette pas de lever une coupe stratigraphique complète, comme H. SCHARDT (1891, p. 67) l'a fait près de Chaumont au S de nos limites, il nous a fourni beaucoup de fossiles grâce auxquels nous avons pu donner un âge précis à cette dépression couverte.

Les fossiles recueillis se trouvent dans les marnes grises et bleues. Ce sont:

Belemnites,
 Grands *Céphalopodes*,
Exogyra couloui D'ORBIGNY,
Pholadomya elongata MUNSTER,
Pholadomya semicostata AGASSIZ,
Panopea robinaldina D'ORBIGNY,
Panopea arcuata D'ORBIGNY,
Panopea neocomensis D'ORBIGNY,
Astarte gigantea DESHAYES,
Astarte transversa LEYMERIE,
Nucula simplex DESHAYES,
Terebratula praelonga SOWERBY,
Rhynchonella depressa D'ORBIGNY,
Toxaster complanatus SISMONDI,
Toxaster roulani AGASSIZ.

Pour compléter les données stratigraphiques régionales et les comparer aux nôtres, nous reproduisons ci-dessous la coupe que H. SCHARDT (op. cit.) a levée à Chaumont:

- | | |
|---|---------|
| 4. Bancs irréguliers de calcaire homogène gris ou jaune, séparés par des lits marneux.
<i>Céphalopodes</i> et <i>Ostrea Couloui</i> rares | 6 à 7 m |
| 3. Marnes bleues, grenues, interrompues par des bancs ou concrétions calcaires de même couleur, qui sont plus rares à la base. Grands <i>Céphalopodes</i> | 10,00 m |
| 2. Marne subcompacte, grise, assez homogène, remplie de fossiles | 0,50 m |
| 1. Marne jaune sableuse fossilifère | 1,00 m |

Notre niveau fossilifère doit correspondre aux niveaux 2 et 3 de cette coupe.

Hauterivien supérieur

Il s'agit des calcaires jaunes ou gris verdâtre, oolithiques ou spathiques et échinodermiques, généralement glauconieux et gréseux. Vers la partie supérieure apparaissent des silex. La base, souvent cachée, est plus marneuse. Le long de la route 508 «a» au Vuache, la coupe est presque complète (fig. 9).

Il ressort de cette coupe stratigraphique que l'Hauterivien supérieur, épais de 71 m, se compose dans la partie supérieure (Niv. 9-13) de calcaires jaune roussâtre oolithiques, noduleux ou lenticulaires, parfois marneux. Vers le milieu (Niv. 4-8) apparaît une zone d'une vingtaine de mètres, couverte, probablement marneuse avec des intercalations de calcaires oolithiques en dalles. De nouvelles zones (Niv. 2) marneuses se trouvent environ 7 m plus bas en dessous d'un niveau (Niv. 3) de calcaire échinodermique, noduleux. Une assise de calcaire spathique (Niv. 1) en dalles régulières, épaisse de 13,50 m, forme la base de cette étage.

H. SCHARDT (1891) place le niveau 13 de la coupe dans le Barrémien, terme par lequel il fait débiter l'Urgonien. Les observations microscopiques, et surtout macroscopiques nous ont amené à maintenir ce niveau dans l'Hauterivien supérieur. En effet, la microfaune se rapproche de celle de l'Hauterivien et macroscopiquement le faciès continue de la manière la plus directe le niveau 12 tout en devenant plus calcaire. La couleur jaune roussâtre est bien marquée et l'apparente au sommet de l'Hauterivien supérieur.

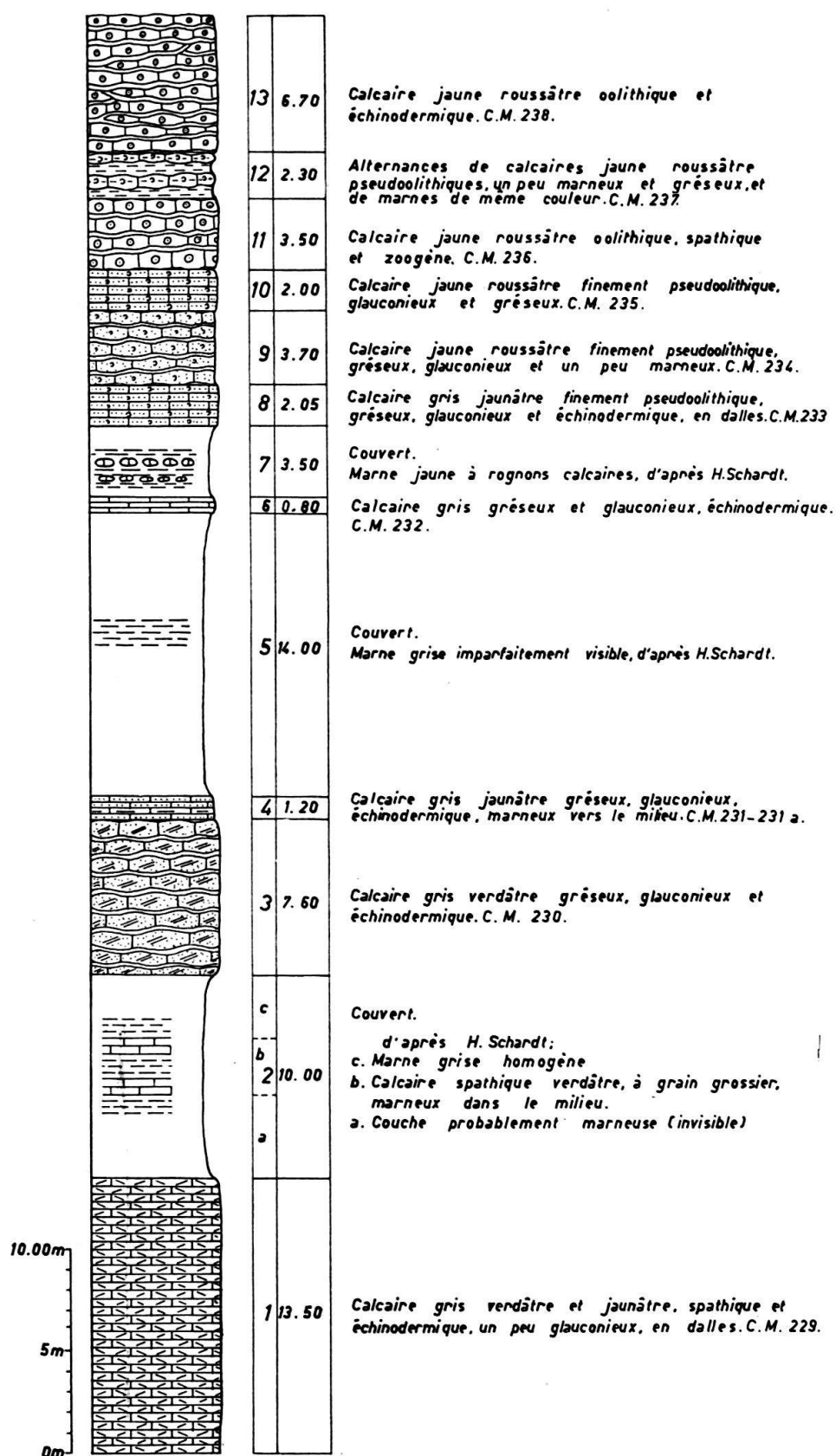


Fig. 9. Hauterivien supérieur. Route 508 «a». Vuache.

Micr. (C.M. 228-238): rares ou nombreux grains de quartz détritique dans le ciment ou dans les éléments; silice secondaire dans les débris d'Echinodermes ou dans les galets calcaires; oolithes simples ou remaniées; pseudoolithes et galets calcaires; rares ou nombreux grains globulaires de glauconie s'altérant parfois en chlorite et en limonite, se trouvant également dans les loges des organismes, souvent associés à la pyrite; pyrite limonitisée en grains isolés ou groupés, en amas, en tainées et surtout remplissant les loges des organismes; limonite dans les éléments; rares chlorites de minerais de fer; rares grains de phosphates. Organismes: abondants: débris d'*Echinodermes* (plaques d'*Echinides*, articles de *Crinoïdes*, piquants d'*Oursins*); *Bryozoaires* (*Cheilostomes* et *Cyclostomes*); tests de *Lamellibranches*; peu abondants et rares: *Lenticulina*; *Textularidés* (*Marssonella*, *Textularia*); *Bigenerina*; *Eggerella*?; *Rotalidés*; *Dentalium*?; *Gastéropodes* et tubulures de vers. Ciment: sparite et micrite en proportion variable ou micrite calcaréo-argileuse pour les termes marneux.

Deux coupes stratigraphiques ont été relevées le long du chemin de fer Bellegarde-Genève.

Coupe I. Entrée du tunnel du Fort l'Ecluse:

Barrémien inférieur:

3.	Calcaire blanc jaunâtre pseudoolithique	environ 10,00 m
2.	Couvert	2,00 m
1. b.	Calcaire blanc jaunâtre très oolithique	1,00 m
a.	Calcaire gris jaunâtre très oolithique	1,00 m

Hauterivien supérieur:

5.	Calcaire jaune-roux très oolithique, grossièrement noduleux. Silex à la base sur une épaisseur de 1,50 m	3,40 m
4.	Calcaire jaune roussâtre finement oolithique, moyennement noduleux, marneux vers le milieu	1,30 m
3.	Calcaire jaune roussâtre, un peu violacé, finement oolithique, grossièrement noduleux, devenant à la base plus marneux et finement noduleux	0,80 m
2.	Marnocalcaire jaune roussâtre oolithique, noduleux. <i>Janira atava</i> D'ORBIGNY; <i>Panopea arcuata</i> D'ORBIGNY	0,60 m
1.	Calcaire jaune roussâtre oolithique, grossièrement noduleux.	1,00 m

Les niveaux 3, 4, 5 de l'Hauterivien supérieur de cette coupe correspondent au niveau 13 de la coupe de la route 508 «a» du Vuache, et les niveaux 1 et 2, aux 11 et 12 de la même coupe.

Coupe II. Sortie du tunnel du Petit Crédo:

Barrémien inférieur où se trouve la sortie du tunnel:

Calcaire blanc-beige pseudoolithique.

Hauterivien supérieur:

8.	Calcaire jaune roussâtre, gris au centre, oolithique, zoogène, grossièrement noduleux.	environ 6,00 m
7.	Alternances de calcaires gris oolithiques et de marnes grises. <i>Panopea arcuata</i> D'ORBIGNY	0,60 m
e.	Marne grise	0,10 m
d.	Calcaire gris oolithique	0,08 m
c.	Marne grise	0,07 m
b.	Calcaire gris oolithique	0,15 m
a.	Marne grise	0,20 m
6.	Calcaire jaune roussâtre oolithique, finement noduleux	0,40 m
5.	Calcaire gris roussâtre oolithique, zoogène, grossièrement noduleux	1,60 m
4.	Calcaire jaune roussâtre oolithique	0,40 m

- | | | |
|----|---|--------|
| 3. | Calcaire gris jaunâtre oolithique. Silex à la base. Quelques lits de marne de même couleur vers le sommet | 0,75 m |
| 2. | Calcaire gris roussâtre oolithique, noduleux | 0,50 m |
| 1. | Calcaire gris jaunâtre oolithique, noduleux. Lits de marne entre bancs | 0,30 m |

Si l'on fait un parallélisme avec la coupe du Vuache, on voit que le niveau 8 de cette coupe correspond au niveau 13 du Vuache; le niveau 7 au niveau 12 et les niveaux de 6 à 1 au niveau 11.

Nous y avons rencontré une petite faille ayant un rejet de 2 m, une direction N 44° W et un pendage de 38° NE. Les couches de l'Hauterivien supérieur font un petit repli.

Les formations hauteriviennes de ce tunnel ont été prises pour du Séquanien par H. VINCIENNE (1930a). Mais les fossiles recueillis et les faciès sont nettement de l'Hauterivien supérieur.

Barrémien

Suivant la nomenclature de M. GIGNOUX et L. MORET (1945-1946, p. 71), le terme «Barrémien» a toujours été employé dans le sens défini par COQUAND. Toutefois, la lacune de l'Urgonien admise par COQUAND dans les Basses-Alpes n'existe pas. Contrairement à ce que croyait cet auteur, l'Urgonien n'est qu'un faciès qui peut envahir ou non, partiellement ou complètement, le Barrémien supérieur ou l'Aptien inférieur.

D'après ces deux auteurs (op. cit.), la définition précise du Barrémien est basée sur la succession des zones d'Ammonites reconnues dans le Sud-Est de la France par W. KILIAN et ses collaborateurs, spécialement dans la montagne de Lure.

Au-dessus de la zone à *Hoplites angulicostatus* du sommet de l'Hauterivien, le Barrémien comprend les zones suivantes:

1. Zone à *Pulchellia pulchella* et *Holcodiscus caillaudianus* (niveau dit de «Combe-Petite», Montagne de Lure, W. KILIAN).
2. Zone à *Heteroceras astierianum* et *Macroscaphites yvani* (niveau dit de «Morteiron», Montagne de Lure).

Au-dessus viendrait la zone à *Hoplites deshayesi* et *Ancyloceras matheroni* de l'Aptien inférieur.

D'après eux (op. cit. p. 74), le Barrémien du Jura a la même constitution que celui des chaînes subalpines septentrionales: à savoir, à la base, un mince complexe, dit «calcaires à Panopées» qui est le Barrémien inférieur; le Barrémien supérieur se trouve à l'état d'Urgonien correspondant seulement à la «masse inférieure» de l'étage urgonien de ces auteurs qui ont reconnu que ce faciès était d'âge barrémien dans le Jura.

Nous divisons le Barrémien en deux (fig. 10):

1. Barrémien inférieur à faciès russillien: Calcaire blanc jaunâtre ou blanc-beige pseudoolithique, zoogène (organo-détritique). 40 à 45 m
2. Barrémien supérieur à faciès urgonien: Calcaire blanc pseudoolithique ou oolithique ou à débris d'organismes, parfois compact, crayeux et craie. *Requienia ammonia* MATH., *Monopleura*, *Lamellibranches* etc. 60 m

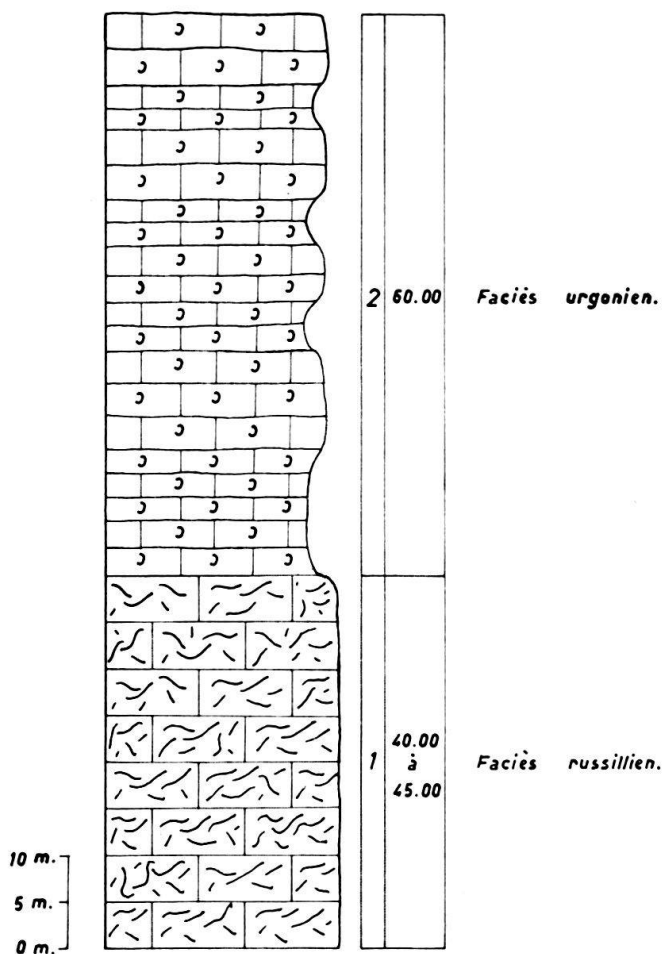


Fig. 10. Barrémien. A travers la chaîne Grand Crêdo-Vuache.

C'est généralement le Barrémien inférieur qui affleure dans notre territoire. Associé à quelques bancs du Barrémien supérieur au lieu-dit la Folie près du Pont de Carnot, il forme le premier relief bien marqué au-dessus des dépôts quaternaires que l'on voit depuis la plaine genevoise, notamment de Collonges (Grand Crêdo), de Chevrier et de Vulbens (Vuache).

Il forme également le cœur du synclinal couché de Boge, où le Barrémien à faciès urgonien affleure en dehors de notre limite nord.

A la Charmante, la masse glissée est du Barrémien inférieur avec probablement quelques bancs du Barrémien supérieur.

La sortie est du tunnel du Petit Crêdo se trouve également dans le Barrémien inférieur; il forme un talus longitudinal jusqu'au ruisseau de Rochefort.

Le Barrémien affleure sur la rive gauche de la Valserine en dessous du plateau morainique de Confort-Lancrans. La Perte de la Valserine est un des rares endroits de notre région qui montre le Barrémien supérieur. C'est là que nous avons recueilli des fossiles, notamment *Requienia ammonia* MATH. qui atteste l'âge barrémien du faciès urgonien. Le Barrémien inférieur se trouve dans le lit même de la Valserine où l'on voit des phénomènes de marmites qui font de la Perte de la Valserine un endroit touristique.

Enfin, les deux divisions du Barrémien se voient dans le bloc néocomien du château d'Arcine, lequel est construit sur le Barrémien inférieur.

1. Barrémien inférieur ou calcaires de la Russille, 40–45 m :

Il a été exploité autrefois pour la pierre de construction, et se trouve dans plusieurs carrières le long du pied du versant est du Grand Crédo (carrières de Collonges) et du Vuache (carrière de Chevrier, au bord de la route 508 «a»). Les carrières de Collonges et celles où se trouvent les bureaux de douane nous ont fourni des *Toxaster oblongus* DE LORIOI; tandis que la carrière de Chevrier offre sans lacune la coupe complète du Barrémien inférieur (fig. 11).

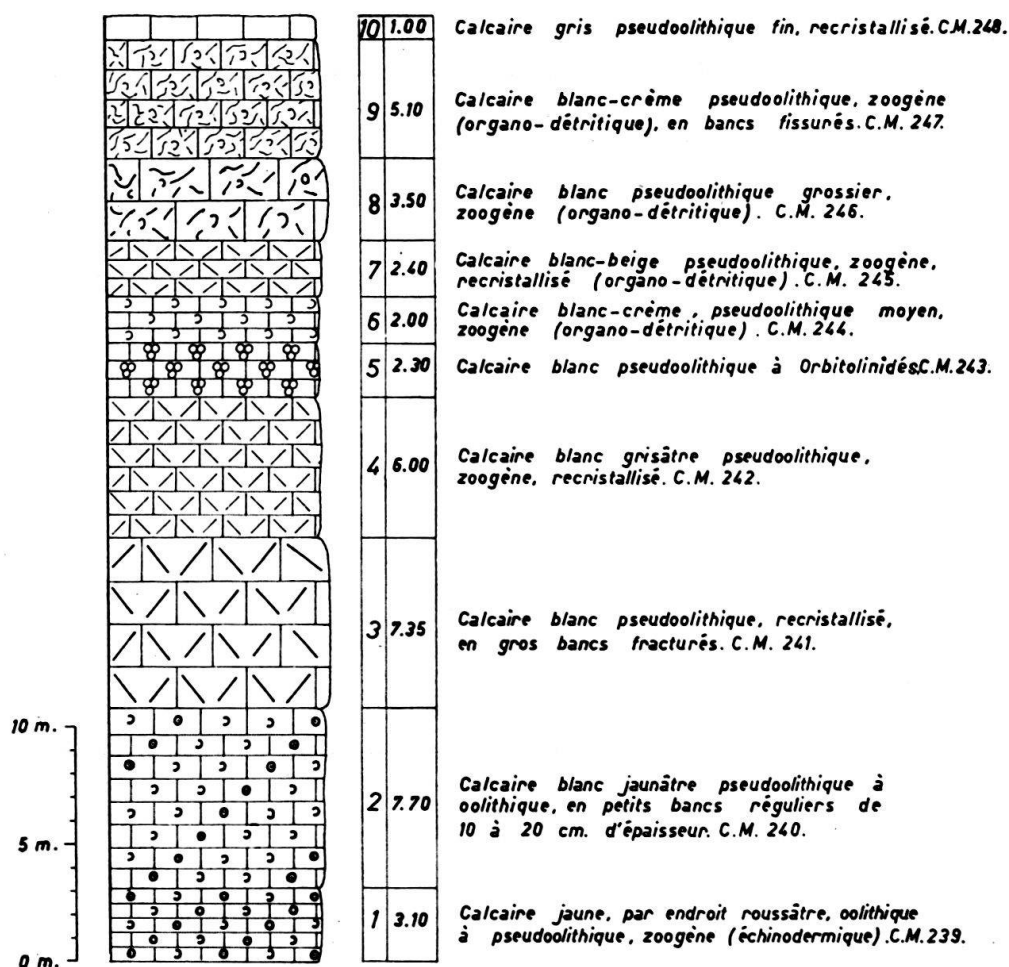


Fig. 11. Barrémien inférieur. Route 508 «a». Vuache.

Micr. (C.M. 239–248): rares grains de quartz détritique, parfois nombreux dans les éléments où ils forment des couches concentriques; pseudoolithes, parfois épigénisées par de la calcite; oolithes et galets calcaires; rares grains et amas de pyrite limonitisée. Organismes: débris d'*Echinodermes*; *Bryozoaires*; *Dictyoconus* sp. aff. *arabicus* HENSON; *Dictyoconus* cf. *walnutensis* CARSEY; *Dictyoconus* cf. nov. sp. ou *Coskinolina sunniladensis elongata* MOULLADE; *Dictyoconus* sp.; *Orbitolinopsis flandrini inflatus* MOULLADE (ex. forme B); *Orbitolinopsis flandrini flandrini* MOULLADE (ex. «forme A»); *Orbitolinopsis* sp. (aff. *kiliani* PREVER); *Noetrocholina friburgensis* GUIL. & REICH.; rares *Miliolids* (*Quinqueloculina*, *Spiroloculina*), *Textularidés*, *Lenticulina*, *Rotalidés* et *Reophax*; *Salpingoporella Mühlbergii* LORENZ; *Clavator harrisi* PECK; rares *Polypiers* et *Stromatoporoides*; tests de *Lamellibranches*; *Gastéropodes*. Ciment: sparite avec micrite en proportion variable.

2. Barrémien supérieur :

Le Barrémien supérieur de la Perte de la Valserine est constitué d'une succession de craies blanches, tendres, avec nombreux débris d'organismes et de calcaires blancs pseudoolithiques, crayeux, plus durs, faisant des saillies, qui surmontent le Barrémien inférieur du lit de la Valserine. Nous y avons récolté, à la base du Barrémien supérieur dans un niveau crayeux, les fossiles suivants :

Requienia ammonia (Goldf.) MATHERON,
Monopleura michaillensis PICTET et CAMPICHE,
Sphaerulites erratica PICTET et CAMPICHE,
Janira deshayesiana D'ORBIGNY,
Lima aff. *robinaldina* D'ORBIGNY,
Pecten, forme lisse,
Coraux,

qui attestent l'âge du Barrémien supérieur.

Les coupes minces des niveaux tendres (C.M. 249) et durs (C.M. 250) montrent sous le microscope : pseudoolithes de taille et de forme variées ; rares galets calcaires ; rares grains et amas de pyrite limonitisée. Organismes : débris d'*Echinodermes* généralement recristallisés ; *Miliolidés* (*Spiroloculina*, *Quinqueloculina*, *Biloculina* ?) ; *Neotrocholina friburgensis* GUIL. & REICH. ; *Textularidés* ; *Salpingoporella mühlbergii* LORENZ ; *Gastéropodes*. Ciment : sparite avec très peu de micrite.

Nous avons examiné une série de coupes minces des échantillons du Barrémien ; à savoir, coupes 251 à 261 et 262 à 274 dans le bloc néocomien du château d'Arcine ; 275 à 277 dans la bande longitudinale du Barrémien du tunnel du Petit Crédo et 278 à 282 dans le Barrémien de la Charmante. Ces coupes minces présentent une association de faune typiquement barrémienne.

Soit : *Orbitolinidés* (*Dictyoconus walnutensis* CARSEY ; *Dictyoconus* cf. D. nov. sp. MAYNC ; *Coskinolina sunnilandensis elongata* MOULLADE ; *Orbitolinopsis* cf. *kiliani* PREVER) ; *Salpingoporella mühlbergii* LORENZ ; *Neotrocholina friburgensis* GUIL. & REICH. ; débris d'*Echinodermes* ; *Bryozoaires* ; parfois *Clavator harrisi* PECK ; avec accessoirement *Miliolidés*, *Textularidés*, *Reophax*, *Polypiers* et rarement *Polygonella* aff. *incrustedata* ELLIOTT. Ciment : sparite avec parfois de la micrite.

CRÉTACÉ MOYEN ET SUPÉRIEUR

Les formations aptiennes, albiennes et cénomaniennes, qui affleuraient à la Perte du Rhône, sont actuellement inondées par la retenue du barrage de Génissiat. Avant leur disparition, elles ont été étudiées en détail par AD. JAYET ; et pour ne pas laisser de lacune dans notre coupe stratigraphique, nous répétons la coupe simplifiée de cet auteur (1926, p. 164) :

4. Céomanien.	Sables glauconieux à intercalations gréseuses jaunes. <i>Globigérines</i>	environ 10,00 m
3. Albien	Grès glauconieux. Riches faunes	7,50 m
2. Aptien.	Grès glauconieux. A la base, calcaires et marnocalcaires. Une intercalation marneuse à <i>Orbitolina rectangularis</i>	22,00 m
1. Urgonien.	Bancs calcaires à <i>Diplopores</i> et <i>Miliolidés</i>	ép. vis. 12,00 m

Le Sénonien a existé dans la région de Bellegarde ; il se trouve en galets recueillis à divers niveaux du complexe éocène. H. VINCIENNE (1938) a examiné les silex

crétacés des «Sables supérieurs de la Perte du Rhône» et a reconnu qu'ils étaient d'âge crétacé supérieur.

Nous n'avons jamais pu trouver les affleurements d'Albien signalés par la carte géologique de la France, feuille Nantua, aux alentours du village de Lancrans et dans le cœur du synclinal de Boge. Pour ce dernier les affleurements mentionnés devraient se trouver en dehors de notre limite nord.

Terrains Tertiaires

Éocène

L'Éocène se présente dans notre région sous deux formes différentes:

1. Remplissage de poches et de fissures: faciès sidérolithique.
2. Grès et sables en grande partie jaunes et blancs: formations terrigènes fluvio-lacustres.

1. Sidérolithique

Il s'agit d'un dépôt de produit de décalcification des terres émergées dans un climat aride. Il se compose de grès et de sables jaunes et rouges, riches en oxydes de fer, mêlés d'argile. Ce Sidérolithique se trouve sous forme de remplissage des poches ou des fissures.

Sous forme de poches, il se trouve dans le relief barrémien qui longe le pied du Grand Crédo et du Vuache. Dans les carrières près du village de Collonges, au Grand Crédo, on a une première poche sidérolithique dans les calcaires barrémiens. En descendant de Collonges vers le tunnel du Fort l'Ecluse, une autre poche sidérolithique affleure au bord de la route nationale environ 200 m avant le bureau de douane.

Au Vuache, la carrière de Chevrier se trouve au bord de la route 508 «a» au point où la route touche et longe les parois barrémiennes. Elle offre un des plus beaux exemples de gisements sidérolithiques. Il s'agit d'une poche de 2 m de diamètre où la succession s'établit, de l'extérieur vers l'intérieur, de la façon suivante:

1. Zone noire	0,10 m
2. Zone jaune avec des fragments de calcaire	0,10 m
3. Zone rouge violacé avec des minéraux des argiles.	0,11 m
4. Zone brun foncé avec des minéraux des argiles	0,10 m
5. Zone blanc verdâtre devenant orangée par l'altération de la glauconie	0,15 m
6. Zone jaune, orangée, violacée, formée de sables et de grès	Au centre

On y voit des alternances de minces lits alternativement plus argileux et plus sableux. Ces alternances ne sont pas dues à une stratification, mais à une véritable texture fluidale d'écoulement où les filets ont une allure capricieuse.

J. P. VERNET et A. GAUTIER (1962, p. 2) ont étudié les minéraux argileux et ont trouvé de l'halloysite bleue recélant de l'allophe en impuretés.

Le remplissage des fissures est bien visible dans les formations du Portlandien supérieur le long de la route forestière les Soies-la Rousse sur le versant est du Grand Crédo. Il s'agit là également des sables et grès rouge orangé, parfois violacés, exactement pareils à ceux du remplissage des grandes poches.

H. SCHARDT (1891, p. 66) croyait qu'il s'agissait d'un remplissage per ascensum. Il parlait de «filons». Actuellement, il est partout admis et démontré que ces dépôts sidérolithiques sont des formations continentales de climat aride. Ils résultent du remplissage descendant du karst éocène par les produits de lessivage et de décalcification.

Nous plaçons le Sidérolithique dans l'Éocène comme nos prédécesseurs.

Un autre type de remplissage de fissures consiste en un grès blanc verdâtre, glauconieux, dans le complexe kiméridgien au bord de la route 508 «a» au-dessus du viaduc de Longeray. Nous en avons déjà parlé brièvement au chapitre du Kiméridgien. Il se rapproche par sa composition pétrographique des formations oligocènes (aquitaniennes). Comme M. GIGNOUX et L. MORET (1939, p. 140) le pensent pour la région de Génissiat, il semble que ce remplissage soit postérieur au Sidérolithique éocène et qu'il appartienne à un autre système de karst. La présence de mica dans ces grès est une preuve en faveur de cette manière de voir suivant les idées de E. JOUKOWSKY et J. FAVRE (1913, p. 348).

En l'absence d'arguments précis, nous plaçons ces grès glauconieux, comme J. P. DE LORIOU (1954, p. 13) l'a fait, dans l'Éocène par leur mode de formation et par leur aspect extérieur qui se rapproche des grès blancs sidérolithiques d'âge éocène du Salève (E. JOUKOWSKY et J. FAVRE, op. cit. p. 347). Mais nous nous séparons de lui en ce qui concerne leur âge pour les raisons mentionnées ci-dessus.

2. Formations terrigènes fluvio-lacustres :

Elles se trouvent uniquement à l'ancienne Perte du Rhône en amont de Bellegarde et affleurent sur les deux rives du Rhône.

La limite inférieure de ces formations est très délicate à établir comme AD. JAYET l'a fait remarquer (1926, p. 194). Car, la base de l'Éocène et les formations cénomaniennes, elles aussi, sont constituées de grès glauconieux. Seule la faune microscopique et une zone de marne gréseuse verte de 30 cm d'épaisseur qui était visible autrefois en certains endroits, peuvent permettre une séparation sur le terrain. Nous verrons plus loin qu'en l'absence de ces deux arguments, une étude pétrographique nous a permis de les séparer.

La limite supérieure est très nette. On peut la suivre sur la rive gauche du Rhône, dans le ravin du Barrage. On voit là les sables éocènes montrer, au contact avec l'Aquitaniens, une zone d'altération jaune-roux, violacée ou brune de quelques cm d'épaisseur dont la surface est irrégulière.

Conformément aux auteurs qui ont étudié la Perte du Rhône (AD. JAYET, 1926 et H. VINCIENNE, 1938), la vallée de Bellegarde (H. DOUXAMI, 1896 et 1901) et les formations analogues des régions limitrophes et plus au S (L. MORET, 1925), l'Éocène se compose de sable et grès généralement blancs ou jaunâtres avec silex à peine roulés. C'est sur la rive gauche du Rhône dans le ravin du Barrage près de la ferme du Dos à l'Ane (ou Doualane) que l'Éocène offre une coupe complète (fig. 12).

Micr. (C.M. 285-297): quartz détritique, très abondant, en grains arrondis ou subarrondis, rarement anguleux ou subanguleux, généralement de grande taille, souvent cassés, rongés par le ciment, généralement ne se touchant pas, renfermant des inclusions; accroisse-

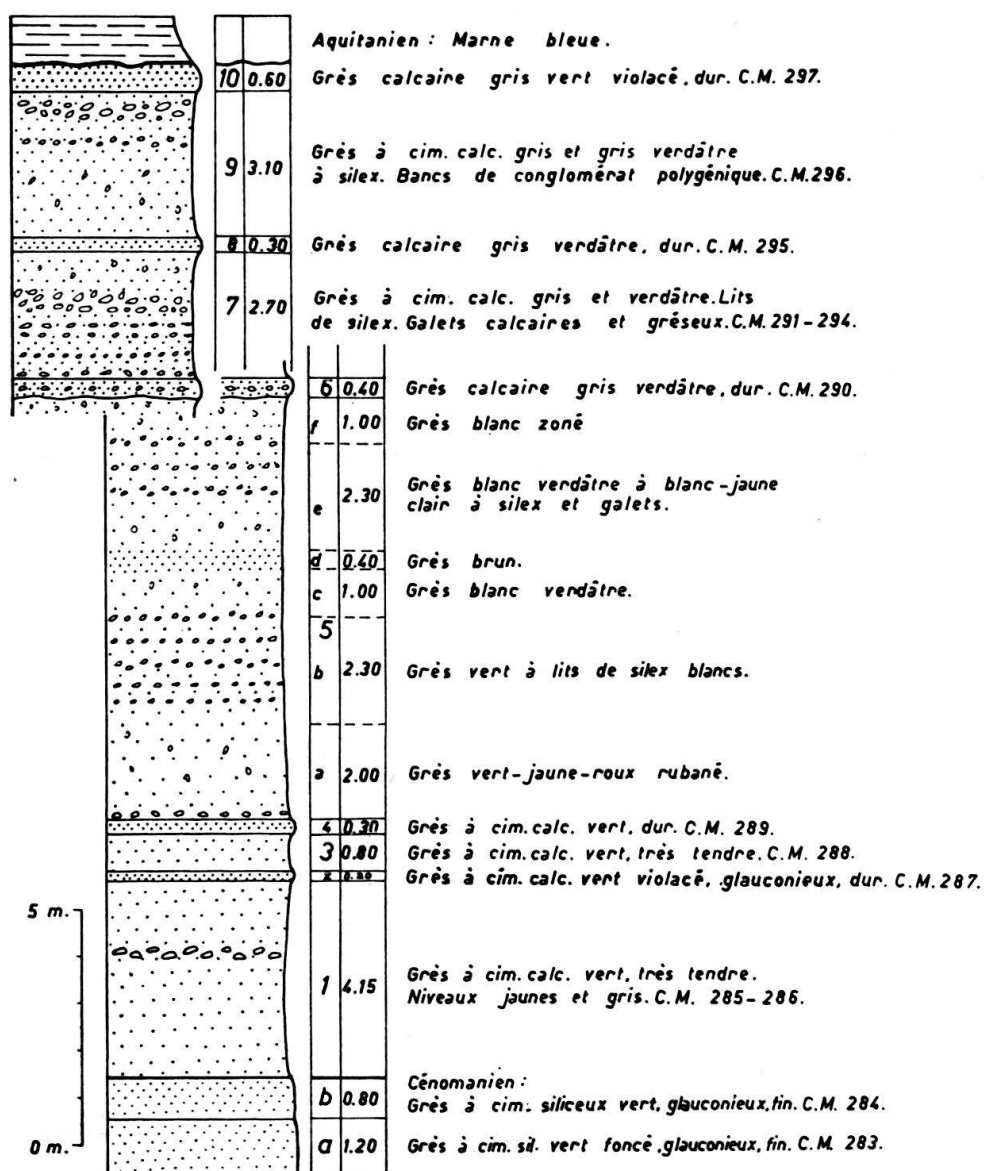


Fig. 12. Éocène. Ravin du Barrage, près de Bellegarde. Rive gauche du Rhône.

ments secondaires du quartz autour de certains grains de quartz détritique; feldspaths, rares ou peu nombreux; galets de grès; glauconie, rare ou peu abondante (C.M. 287-288); rares lamelles de muscovite et de biotite s'altérant en chlorite; pyrite généralement limonitisée en grains et en amas; rares grains de phosphates, de tourmaline, de zircon, d'épidote et de chlorite. Organismes: manquent dans le ciment. *Globigérines* dans les galets et *Inocérames* à l'état de galets dans le ciment. Ciment: micrite et sparite en proportion variable.

Les coupes minces du Cénomaniien (C.M. 283-284) montrent: quartz détritique, abondant, en grains généralement anguleux ou subanguleux, rarement subarrondis, de petite taille, souvent cassés, rongés par le ciment, ne se touchant pas; glauconie, abondante, en grains globulaires isolés ou groupés, souvent associés à la pyrite, s'altérant parfois en biotite et en chlorite; nombreuses lamelles de muscovite; rares tourmaline, épidote, zircon; pyrite, généralement limonitisée, en grains, en amas ou en traînées. Organismes: manquent. Ciment: silice amorphe.

Il ressort de ces examens microscopiques que les coupes de l'Éocène se composent de gros grains roulés ou parfois subanguleux de quartz détritique de taille

plus ou moins stable et de rares feldspaths. Les micas et surtout la glauconie, à part le niveau 2, ne s'y trouvent que comme minéraux accessoires. Tandis que dans les coupes du Cénomanién le quartz est de petite taille et généralement anguleux. On n'y voit jamais de gros grains roulés et de feldspaths. La glauconie en devient un élément constitutif et les micas sont plus nombreux. Or, comme nous l'avons remarqué au début de ce chapitre, une séparation pétrographique est possible. Ceci a déjà été signalé par AD. JAYET (1926, p. 195). Nous plaçons donc ces deux niveaux dans le Cénomanién. Ils ne sont visibles au bord du Rhône que lorsque le niveau du lac du barrage de Génissiat s'abaisse.

Les silex ont été étudiés en détail par H. VINCENNE (1938). La microfaune rencontrée par cet auteur et par AD. JAYET (op. cit. p. 196) atteste leur âge sénonien. Ils sont à l'état de fragments blancs, peu roulés, souvent anguleux, généralement de petite taille, résultant probablement du morcellement de rognons plus volumineux. Les galets gréseux et glauconieux semblent appartenir, selon nos prédécesseurs, au Crétacé moyen et supérieur, et même à l'Éocène lui-même. En tout cas, ils proviennent de la démolition des dépôts primitivement sous-jacents.

Nous n'avons pas pu trouver de fossiles tant microscopiques que macroscopiques. Cependant, AD. JAYET (op. cit. p. 196) signale de nombreux Hélix et un fragment d'os de Mammifère dans son niveau 45 qui correspond à notre niveau 6.

Toutefois, les auteurs émettent des doutes au sujet de leur âge. Déjà en 1896 et 1901 H. DOUXAMI a reconnu le caractère continental de ces formations. Il les attribue à l'Éocène moyen et supérieur par analogie avec des dépôts tertiaires que l'on rencontre dans la vallée de Couz au S de Chambéry et aux Déserts. AD. JAYET (op. cit. p. 197) les place également dans l'Éocène tout en soulignant qu'«il est possible que les niveaux groupés ici représentent non seulement l'Éocène, en tout ou partie, mais peut-être encore une partie de l'Oligocène». Plus tard, H. VINCENNE (op. cit. p. 257) écrit à propos de l'âge de ces formations: «Toutefois, par analogie d'autres séries de la région, qui m'ont fourni quelques fossiles stampiens j'ai tendance à attribuer les «Sables supérieurs», non à l'Éocène, mais à l'Oligocène». M. GIGNOUX et L. MORET (1939, p. 140) qui ont étudié les formations analogues à l'emplacement du barrage de Génissiat, se montrent également sceptiques. Ils pensent qu'«en l'absence de documents paléontologiques, on peut se demander, ici comme à Bellegarde, si ces couches de base ne représentent pas déjà l'Oligocène, et même un Oligocène marin».

On voit combien il est difficile de fixer, avec certitude, l'âge de ces formations. Le manque général de fossiles empêche toute détermination précise. Par analogie de faciès et conformément aux points de vue de nos prédécesseurs, nous pensons que ces formations représentent l'Éocène et probablement une partie de l'Oligocène.

Aquitanién

L'Aquitanién comprend, dans la région de la Perte du Rhône, une trentaine de mètres de marnes, de marnocalcaires, de calcaires plus ou moins gréseux et de grès. La teinte de ces dépôts est variable: grise, bleue, verdâtre, violacée, rouge, brune, jaune. La région de la Perte du Rhône seule, ne permet pas de déterminer l'âge de ces formations en grande partie marneuses, car elles sont très pauvres en fossiles.

Nous n'avons jamais trouvé de fossiles tant microscopiques que macroscopiques. La découverte d'ossements de mammifère dans la région de Pyrimont-Challonges, au S de Bellegarde, a permis à H. DOUXAMI (1901, p. 3) et à CH. DEPÉRET (1902, p. 90) de dater de l'Aquitaniens les marnes bleues de même position stratigraphique que celles de la Perte du Rhône.

La limite inférieure, comme nous l'avons vu au chapitre précédent, est marquée par une surface d'altération irrégulière dans le ravin du Barrage. La transgression marine miocène (burdigalienne) marque la limite supérieure de l'Aquitaniens.

L'Aquitaniens affleure sur la rive gauche et droite du Rhône, respectivement dans le ravin du Barrage et au-dessous de la ferme du Dos à l'Ane sous la barre molasique burdigalienne, et dans le ruisseau de Nanbin entre la route nationale de Colonges-Bellegarde et le Rhône où il continue vers l'amont jusqu'au niveau du village de Vanchy. Les affleurements signalés par la carte géologique de la France au 1/80000, feuille Nantua, dans la région de la Platière et de Bange au SE des Rochers de Léaz, n'existent pas. Ici tout est recouvert par les dépôts glaciaires. De rares affleurements visibles à l'W de Bange et de la Platière sont du Burdigalien.

Dans le ravin du Barrage, comme sur la rive droite du Rhône juste en face de ce ravin, où la surface de contact Aquitaniens-Éocène est bien marquée, la coupe stratigraphique de l'Aquitaniens se présente de la manière suivante:

Terre végétale et moraine		
10.	Marnocalcaire gris-bleu noduleux	0,50 m
9.	Marne gris bleuâtre avec bancs de marnocalcaires dans la partie supérieure . . .	2,00 m
8.	Marnocalcaire gris-vert clair noduleux	0,50 m
7.	Alternances de marnocalcaires gris-vert clair et de marnes bleues ou rouges . . .	1,80 m
6.	Marne gris-bleu	1,20 m
5.	Marnocalcaire gris-vert clair, noduleux, bitumineux.	0,50 m
4.	Marne vert-bleu foncé à nodules de marnocalcaire	1,30 m
3.	Marne gréseuse bleue	0,60 m
2.	Marne grise et marne rouge	1,40 m
1.	Marne bleue	1,00 m
Surface de contact irrégulière avec forte coloration brune ou rouge violacé.		
Eocène		niveau 10

L'Aquitaniens présente une coupe plus complète à 200 m plus à l'E au-dessous de la ferme du Dos à l'Ane sous les formations marines burdigaliennes (fig. 13):

Burdigalien		Conglomérat de base
38. (C.M. 323)	Marnocalcaire vert un peu gréseux, noduleux	0,45 m
37. (C.M. 322)	Calcaire marneux gris-vert violacé, gréseux, noduleux	1,50 m
36. (C.M. 321)	Marne gréseuse gris verdâtre. Tâches rousses ou violacées sur la surface d'altération	1,00 m
35.	Couvert	environ 4,50 m
34. (C.M. 320)	Calcaire blanc verdâtre, noduleux, bitumineux, devenant roussâtre à l'altération. Matériel rouge violacé sur la surface d'altération (d'eau douce)	2,50 m
33.	Marne gréseuse vert-bleu, devenant rousse, jaune ou brune à l'altération	3,00 m
32. (C.M. 319)	Calcaire blanc-vert clair, noduleux, bitumineux, un peu gréseux, roux à l'altération. Lits marneux dans la partie inférieure	1,50 m
31. (C.M. 318)	Alternances de marnes et de marnocalcaires vert-bleu foncé, noduleux, un peu gréseux	1,20 m
30.	Marne vert-bleu foncé	0,30 m

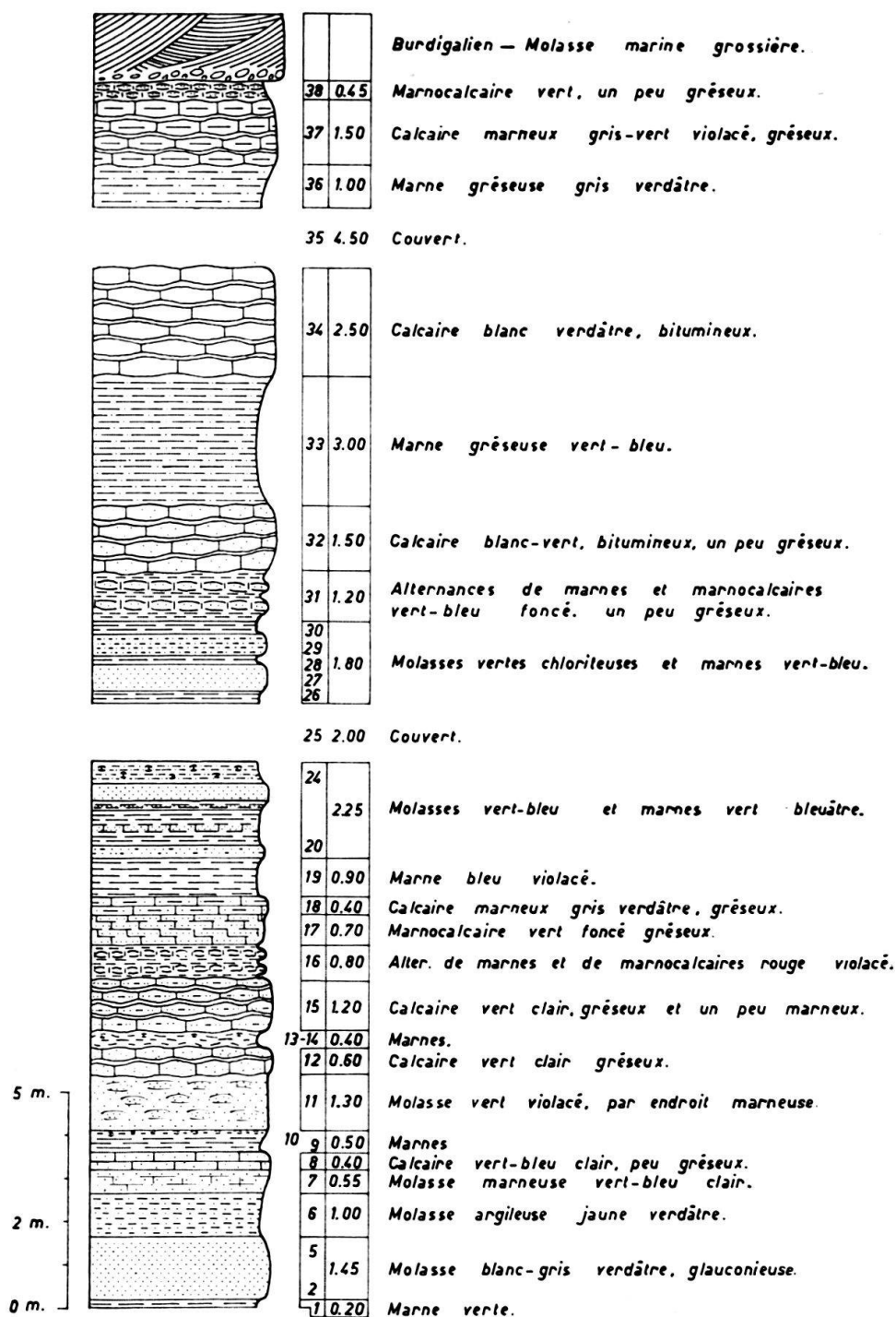


Fig. 13. Aquitanien. Au-dessous de Dos à l'Ane. Rive gauche du Rhône.

29. (C.M. 317)	Grès calcaire feldspathique, chloriteux (glauconieux), vert foncé, un peu marneux (intermédiaire entre 318 et 316)	0,40 m
28.	Marne vert-bleu	0,20 m
27. (C.M. 316)	Grès feldspathique à ciment calcaire vert, chloriteux (glauconieux), devenant brun à l'altération	0,60 m
26.	Marne verte sous les éboulis	ép. vis. 0,30 m
25.	Couvert	environ 2,00 m

24. (C.M. 315)	Marne gréseuse bleu violacé, rousse à l'altération, à nodules de marnocalcaire de même couleur	0,50 m
23. (C.M. 314)	Grès feldspathique à ciment calcaire, vert-bleu clair	0,40 m
22. (C.M. 313)	Marne gréseuse vert-bleu avec intercalation de grès feldspathique calcaire, un peu marneux	0,25 m
21. (C.M. 312)	Marne vert bleuâtre foncé avec intercalations de marnes brune et vert et violacé et de marnocalcaires rouge violacé, gréseux	0,80 m
20. (C.M. 311)	Grès feldspathique à ciment calcaire, vert-bleu, chloriteux (glauconieux), très peu marneux	0,30 m
19.	Marne bleu violacé	0,90 m
18. (C.M. 310)	Calcaire marneux gris verdâtre, clair, gréseux	0,40 m
17. (C.M. 309)	Marnocalcaire vert foncé, gréseux, avec taches rousses	0,70 m
16. (C.M. 308)	Alternances de marnes et de marnocalcaires noduleux, rouge violacé	0,80 m
15. (C.M. 307)	Calcaire vert clair, gréseux et un peu marneux, noduleux et schisteux	1,20 m
14.	Marne brun verdâtre	0,20 m
13.	Marne rouge violacé, noduleuse	0,20 m
12. (C.M. 306)	Calcaire vert clair, par endroit violacé, gréseux	0,60 m
11. (C.M. 305)	Grès calcaire feldspathique, par endroit marneux, vert violacé, noduleux	1,30 m
10.	Marne rouge violacé, noduleuse	0,20 m
9.	Marne vert brunâtre	0,30 m
8. (C.M. 304)	Calcaire vert-bleu clair, légèrement gréseux	0,40 m
7. (C.M. 303)	Grès calcaire marneux, peu feldspathique, vert-bleu clair. (Terme de passage entre un grès calcaire marneux et calcaire marneux, gréseux)	0,55 m
6. (C.M. 302)	Grès feldspathique à ciment calcaréo-argileux, jaune verdâtre, glauconieux, tendre. Forte concentration de la glauconie par endroit. Peu de ciment	1,00 m
5. (C.M. 301)	Grès feldspathique à ciment calcaire, blanc-gris verdâtre, glauconieux, dur	0,50 m
4. (C.M. 300)	Grès feldspathique à ciment calcaire, blanc verdâtre, glauconieux, assez dur	0,35 m
3. (C.M. 299)	Grès calcaire marneux, feldspathique, gris-vert clair, glauconieux, tendre	0,30 m
2. (C.M. 298)	Grès feldspathique à ciment calcaire, gris-vert clair, glauconieux, assez dur	0,30 m
1.	Marne verte ép. vis.	0,20 m
Niveau du Rhône		

Sous le microscope, les termes molassiques présentent: quartz détritique, abondant, en grains de taille variée, généralement de taille petite et moyenne, anguleux, subanguleux, subarrondis ou rarement arrondis, parfois allongés, rongés par le ciment, renfermant des inclusions; accroissement secondaire du quartz; feldspaths, parfois séricitisés ou en voie de séricitisation; glauconie en nombreux grains globulaires, s'altérant souvent en biotite et surtout en chlorite, épigénisant parfois certains feldspaths suivant les plans de clivage; rares lamelles de muscovite; rares galets de grès; pyrite en grains isolés ou associés à de la glauconie et ses dérivés; rares grains de phosphate; tourmaline et épidote, rares. Organismes: manquent dans le ciment; *Inocérames* à l'état de fragments. Ciment: sparite ou micrite; ou encore les deux en proportion variable.

Les termes calcaires et marnocalcaires montrent également tous ces minéraux; mais leur quantité est moindre.

On peut diviser grossièrement cette coupe en deux parties:

- b. Partie supérieure: Marnes, marnocalcaires, calcaires, en général gréseux (Niv. 30-38)
- a. Partie inférieure: constituée en grande partie des grès molassiques (Niv. 1-29)

Si l'on compare cette coupe avec celle du ravin du Barrage, à environ 200 m plus à l'W, on s'aperçoit que la partie inférieure (a) manque dans la seconde, et que les marnes et marnocalcaires de l'Aquitaniens de cet endroit reposent directement sur les formations éocènes. Ces marnes et marnocalcaires aquitaniens correspondent à la partie supérieure de l'Aquitaniens au-dessous du Dos à l'Ane (Niv. 35-38) et ne représentent donc pas l'Aquitaniens inférieur comme AD. JAYET (1926, p. 198) le pensait. Car, elles se trouvent à la même altitude que la partie (b). Comme les rares affleurements visibles entre ces deux endroits en témoignent, il n'y a pas d'accident tectonique qui ait pu soulever une partie par rapport à l'autre. La surface de contact Aquitaniens-Éocène ne se voit pas à cet endroit. Elle doit se trouver plus bas au-dessous du niveau du Rhône.

Ainsi il est clair que l'Aquitaniens change d'épaisseur sur cette petite distance. Les grès molassiques de la partie (a) se terminent en biseau vers le ravin du Barrage. Ceci met en évidence une émergence post-éocène et anté-aquitaniens dans cette région. Plus à l'W, AD. JAYET (op. cit. p. 200) signale que le Burdigalien repose directement sur l'Éocène le long de la route de Vauglène dans les environs de Bellegarde, et que l'Aquitaniens n'a pas partout la même épaisseur. Les formations éocènes étaient donc soumises à une érosion continentale ainsi qu'en témoigne le matériel brun, rouge violacé de la surface de contact. En même temps se déposaient les formations molassiques à l'E de cet endroit, au-dessous du Dos à l'Ane.

On peut toutefois attribuer un âge intermédiaire, probablement Chattien, à la partie inférieure de ces formations (partie molassique). Mais il n'y a pas de différences marquées de sédimentation entre les deux parties, a et b. Les minéraux détritiques sont de même grandeur et de même nature, et ils ont les mêmes contours. Les termes calcaires de la partie supérieure contiennent également des feldspaths détritiques. La différence provient de la quantité des apports détritiques par rapport au ciment. La sédimentation devient plus calcaire vers la partie supérieure (partie b) tout en restant détritique.

En l'absence de tout document paléontologique, c'est par analogie de faciès que nous placerons, sous toutes réserves, cette partie molassique inférieure dans l'Aquitaniens.

Burdigalien

Le Burdigalien est très nettement transgressif; il est représenté par un puissant ensemble de plus de 200 mètres d'épaisseur de grès molassiques jaunâtres et grisâtres alternant souvent avec des lits marneux. Des grès plus grossiers apparaissent dans la série avec des lits conglomératiques fossilifères. Ils sont au nombre de trois. Le premier banc se trouve à la base et forme sur la rive gauche du Rhône une barre dure bien marquée au-dessous de la ferme du Dos à l'Ane; elle continue jusqu'au-dessous du lieu-dit la Pierre, où elle touche le Rhône et disparaît. La même barre affleure sur la rive droite du Rhône au bord de la route 84 (Collonges-Bellegarde) près de Coupy et continue vers l'amont au-dessous de cette route. Elle surmonte les formations aquitaniens comme sur la rive opposée, jusqu'au même niveau que la barre de l'autre rive, soit au-dessous de Vanchy. Les deux autres bancs durs se trouvent au-dessous de la ferme du Frêne, entre cette ferme et le ruisseau de Nanbin, et dans le ruisseau près d'Eloise.

Dans l'ensemble, le Burdigalien est le terrain tertiaire le plus étendu de la région. On le trouve de part et d'autre du canyon du Rhône, dans le ruisseau près d'Eloise, le long du ruisseau de Nanbin et au-dessous de la ferme du Frêne. D'autres affleurements discontinus apparaissent dans un talus instable entre Grésin et Vanchy au bord de la route entre ces deux localités. On voit également des affleurements du Burdigalien à l'entrée du village de Vanchy et aux alentours du cimetière de ce village. Enfin les rares affleurements se voient sous les dépôts morainiques dans un talus au-dessous de la ferme de la Follatière près de Lancrans et dans le Bois du Puits qui alimente le ruisseau de Rochefort.

Les marnocalcaires du dernier banc de l'Aquitanien sont surmontés par la molasse tendre ou par le niveau conglomératique du premier banc de la base du Burdigalien. La structure du premier banc de la molasse dure de la base se voit dans la paroi qui se trouve directement au-dessous de la ferme du Dos à l'Ane. Conformément à AD. JAYET (1926, p. 202), ce banc n'a pas la structure uniforme qu'il semble posséder quand on l'examine de loin (fig. 14). Il est composé de plusieurs bancs durs qui se terminent en coin. On trouve de la base au sommet :

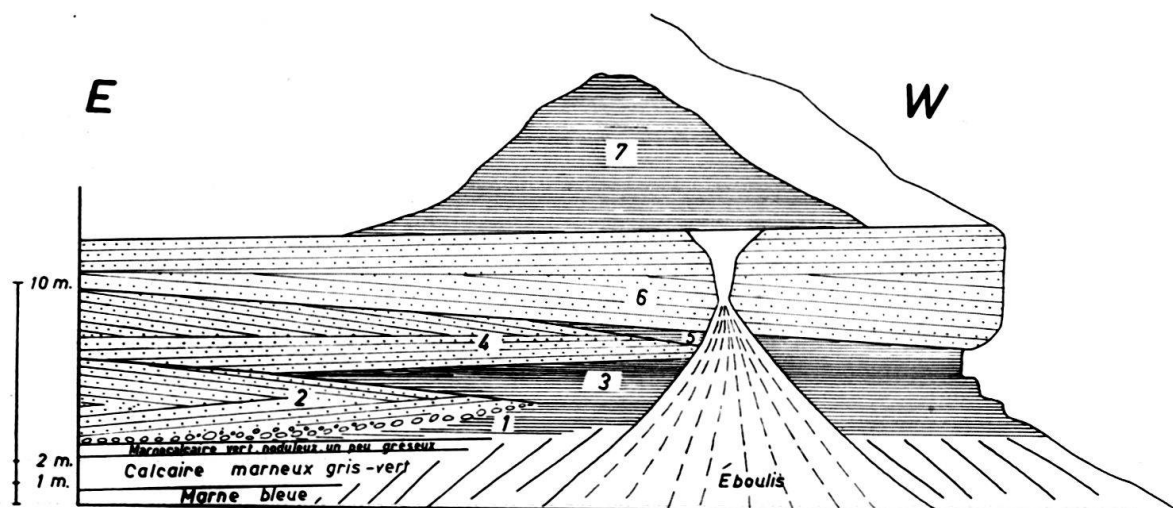


Fig. 14. Croquis schématique du contact Burdigalien-Aquitanien. Sous Dos à l'Ane.
Rive gauche du Rhône.

- 1, 3, 5, 7 Niveaux de molasse marine tendre à éléments fins.
2, 4, 6 Niveaux de molasse marine dure à éléments grossiers.

1. Molasse gris-jaune tendre. Petits lits réguliers de structure fine (C.M. 324); lits à quartz plus grossiers (C.M. 325) et à débris d'*Ostrea*. Tout le niveau possède la stratification entrecroisée.

2. Molasse dure, grisâtre, de structure grossière, à stratification entrecroisée avec *Ostrea*, dents de *Lamna*, galets et silex; elle se termine en coin vers l'W (premier coin de la molasse dure). A la base, un niveau conglomératique, polygénique de 0,50 à 0,60 m d'épaisseur. On y trouve de nombreux galets calcaires et de grès, de rares galets cristallins et de silex de couleur et de grandeur variées. Les galets calcaires ont tous été perforés par des *Pholades*, ainsi que certains silex. Ce sont: des marnocalcaires et galets argileux de l'Aquitanien, des grès grossiers éocènes, des calcaires fins attribués au Crétacé supérieur, des grès glauconieux probablement du Crétacé moyen et des calcaires blancs barrémiens. Ces derniers sont très abondants. On trouve des galets atteignant parfois 60 cm de diamètre. Les galets de 20 à 30 cm de diamètre sont fréquents. Ils sont généralement arrondis et ronds. Les galets et les éléments grossiers, notamment des silex et des débris

d'organismes, sont logés dans un grès grossier dont le ciment est calcaire (C.M. 326). C'est ce grès qui forme la plus grande partie de la paroi (C.M. 327).

3. Molasse tendre intermédiaire. Alternances de lits de 5 à 10 cm d'épaisseur de grès moyen et de petits lits marneux, gris (C.M. 328).

4. Molasse dure, grossière, à stratification entrecroisée, se terminant en coin vers l'W (deuxième coin de la molasse dure) (C.M. 329).

5. Molasse tendre grisâtre à jaunâtre, de structure fine. Quelques bancs minces un peu plus durs (C.M. 330).

6. Molasse dure, grossière, à stratification entrecroisée, se terminant en coin vers l'E (troisième coin de la molasse dure) (C.M. 331). Dents de *Lamna*, *Ostrea*, galets, silex, gros grains de quartz.

7. Molasse tendre gris-jaunâtre, de structure fine (C.M. 332), juste au-dessous de la ferme du Dos à l'Ane.

Tout ce complexe plonge dans l'ensemble de 4-5° vers le SE. Il est caractérisé par sa structure entrecroisée ou oblique. Le banc dur de la base, surtout dans son niveau conglomératique, nous a fourni :

Lamna (Odontaspis) contortidens AGASSIZ,

Lamna (Odontaspis) dubia AGASSIZ,

Oxyrhina leptodon AGASSIZ (espèce intermédiaire entre *O. desorii* Ag. et *O. hastalis* Ag.),

Ostrea se rapportant à *O. granensis* FONTANNES; et *O. crispata* GOLDFUSS,

Une empreinte de *Pecten*.

Les Lamellibranches sont abondants, mais mal conservés. Quelques échantillons mieux conservés ont permis à AD. JAYET (1926, p. 203) d'y reconnaître :

Pecten praescabriusculus FONTANNES,

Pecten subbenedictus FONTANNES,

Ostrea virginiana MAYER,

Ostrea palliata GOLDFUSS.

Mic.: Grès feldspathiques à ciment calcaire et de structure grossière (C.M. 326, 327, 329 et 331): quartz détritique en gros grains arrondis ou subarrondis, parfois anguleux, en grains de petite taille, anguleux ou subanguleux, dans ce cas se trouvant également dans les éléments, rongés par le ciment, renfermant des inclusions; accroissement secondaire du quartz; feldspaths de grande et de petite taille semblable à celle du quartz, parfois séricitisés ou en voie de séricitisation; glauconie en grains isolés ou associés à des grains de phosphates, remplissant surtout des d'organismes ou épigénisant certains galets et grains de quartz, s'altérant parfois en biotite et en chlorite; galets (calcaire pseudoolithique à *Foraminifères*, calcaire à formes fantômes de *Globigérines*, calcaire compact, calcaire d'eau douce, calcaire gréseux, grès calcaire, grès à gros grains de quartz); silex; rares lamelles de muscovite et de biotite parfois en voie d'altération en chlorite; rares grains de phosphates; pyrite en grains isolés ou associés à de la glauconie et à ses dérivés, en amas ou remplissant les loges des organismes; rares magnétite, tourmaline, grenat, épidote.

Organismes: débris d'*Echinodermes* (piquants d'*Oursins*, plaques d'*Echinides*); *Bryozoaires* *Cheilostomes* et *Cyclostomes*; *Balanus*; *Polypiers*; tests de *Lamellibranches*; rares *Orbitolinidés* remaniés (probablement *Orbitolina discoidea* d'après MOULLADE); rares *Rotalidés*; *Globigérines*, *Miliolidés*, *Textularidés* dans les galets. Ciment: sparite.

Les grès de structure moyenne et fine offrent en plus des minéraux mentionnés ci-dessous de rares grains de zircon et de glaucophane. Seuls les grès moyens présentent des organismes comme ci-dessus.

Une coupe plus complète et sans discontinuité du Burdigalien affleure le long du ruisseau de Nanbin à partir de la route nationale 84 (fig. 15). Les premiers affleure-

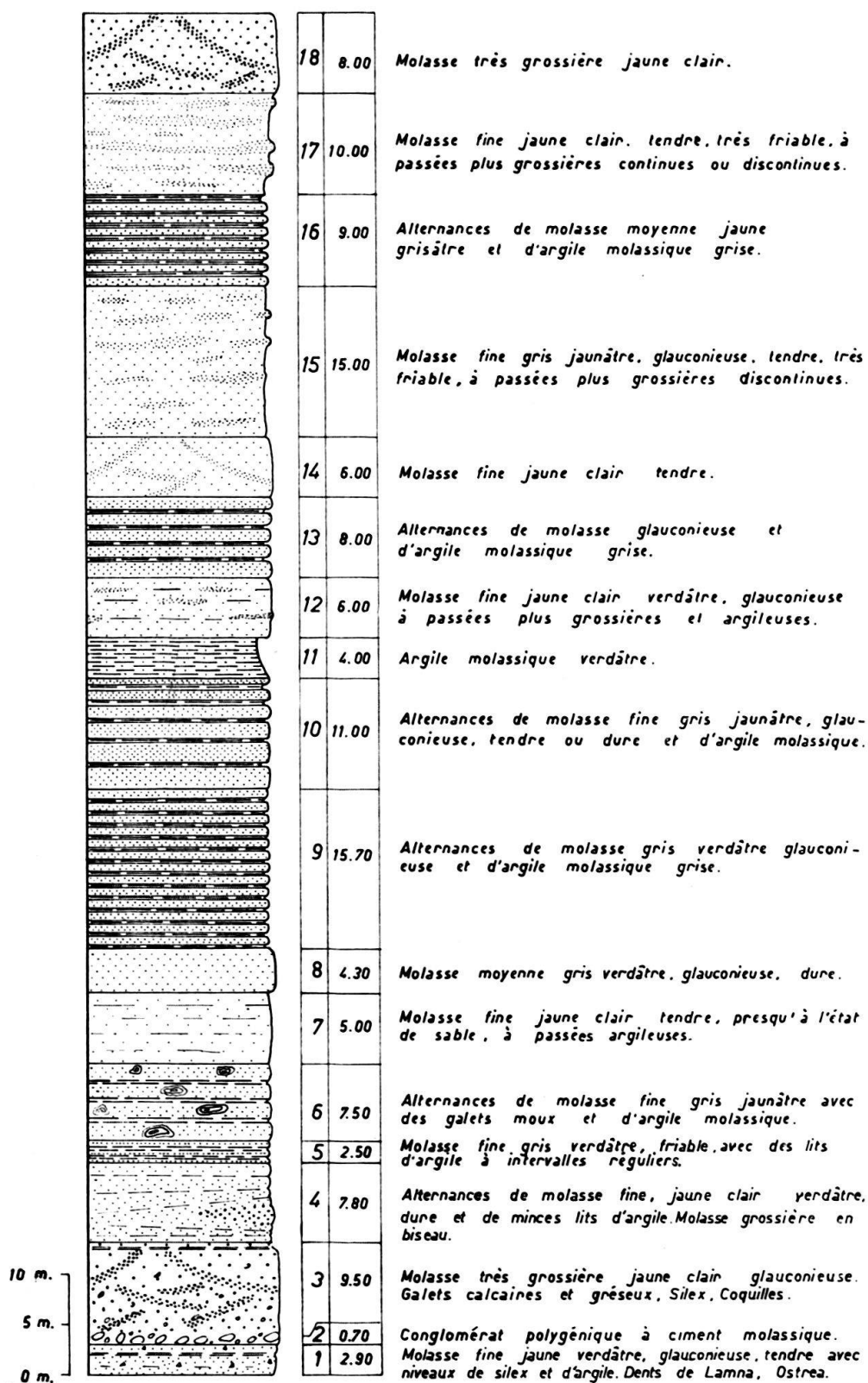


Fig. 15. Burdigalien. Le long du ruisseau de Nanbin près de Coupy.

ments se trouvent au bord de cette route près de Coupy et appartiennent au premier banc dur de la base. Des failles à rejets mineurs affectent cet affleurement. Elles ont une direction N 19° E et N 74° W et un pendage vertical, 83° SW ou 67° NE.

La suite du Burdigalien peut être étudiée au-dessous de la ferme du Frêne entre le ruisseau de Nanbin et cette ferme. Les grès grossier du niveau 18 (deuxième banc dur) de la coupe de Nanbin sont surmontés par une molasse grisâtre et jaunâtre tendre, visible par-ci par-là au bord des chemins. Son épaisseur estimée est d'environ 50 à 60 m. Directement au-dessous de la ferme du Frêne se trouve le troisième banc dur de la molasse grossière burdigalienne d'une épaisseur de 15 m environ. Dans ces deux bancs durs, on trouve de rares dents de *Lamma*, des radioles de *Cidaris*, de nombreux débris de *Bryozoaires* visibles sur les surfaces d'altération. Les Lamellibranches semblent être très rares. Nous y avons trouvé quelques coquilles d'*Huîtres* très mal conservées.

Pour conclure, il ressort des examens microscopiques des formations tertiaires que l'Éocène pauvre en glauconie, et l'Aquitainien riche en glauconie, présentent surtout des éléments résistants aux phénomènes de décomposition chimique: zircon, tourmaline, ce qui traduit des conditions climatiques continentales avec un lessivage des sédiments. Par contre, le Burdigalien montre un enrichissement progressif relativement considérable en minéraux alpins: grenat, épidote, glaucophane avec, en plus, zircon, tourmaline et magnétite. Ainsi nos observations confirment pleinement le point de vue de A. VATAN (1949, p. 103). Pour lui, les apports détritiques, spécialement ceux des minéraux lourds, proviendraient des micaschistes du Plateau central pour les formations crétacées supérieures, éocènes et oligocènes. L'apport alpin commencerait à venir seulement vers la fin de l'Oligocène et s'enrichirait au Miocène. Cet enrichissement s'accentuerait encore au Vindobonien.

Terrains Quaternaires

Les dépôts quaternaires occupent la plus grande partie de notre territoire. Il s'agit avant tout des dépôts morainiques d'âge pléistocène, puis des formations récentes (éboulis, éboulements etc.).

I. PLÉISTOCÈNE

Des quatre glaciations classiques, seules les deux dernières (Riss et Würm) existent dans notre région.

A. Riss

Le seul affleurement du Riss connu dans notre territoire se trouve un peu à l'E du village de Coupy au bord de la route nationale 84 (Collonges-Bellegarde) avant d'arriver aux affleurements du Burdigalien du ruisseau de Nanbin. Il est recouvert actuellement d'une épaisse couche de terre végétale. Toute étude est ainsi rendue difficile. AD. JAYET (1938, p. 60-63) a décrit cet affleurement rissien jusqu'alors inconnu. Il a été mis à jour au cours des travaux de la rectification de la route 84. Il a bien voulu nous communiquer ses observations et mettre à notre disposition sa collection d'échantillons. Nous l'en remercions. La coupe de cet affleurement est d'après AD. JAYET (op. cit. p. 60-61) et fig. 16:

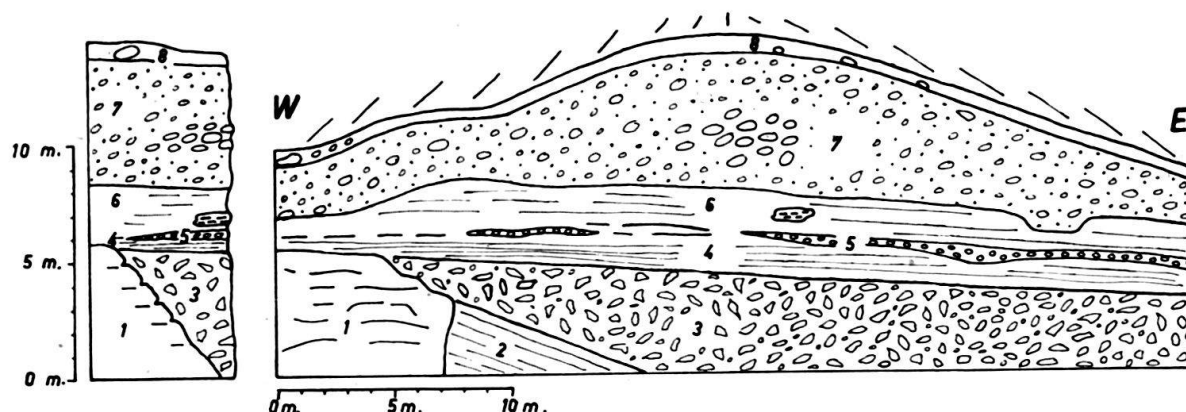


Fig. 16. Affleurement du Riss près de Coupy d'après AD. JAYET.

1. Molasse burdigalienne dure. 2. Sables molassiques stratifiés. 3. Moraine rissienne - Galets subanguleux: roches vertes, Urgonien, Jurassique, molasse gréseuse. Galets arrondis: quartzites, Malm, roches vertes, stries peu typiques, granite. 4. Banc de sable grossier bien stratifié. 5. Lentille de gravier analogue à 3. 6. Sable d'origine molassique un peu moins lité que 4. 7. Alluvion de progression. 8. Argile et terre argileuse.

Sommet: 6. Terre argileuse et argile à galets striés.

Ép. environ 1,00 m (Niv. 8 de la fig. 16).

5. Alluvion caillouteuse de couleur jaune claire. Zone de blocs arrondis ou subanguleux de 40 cm de diamètre.

Ép. environ 6,00 m (Niv. 7, fig. 16).

4. Complexe bien stratifié, comprenant:

c. Sable grossier d'origine molassique jaune-verdâtre (Niv. 6, fig. 16).

b. Gravier en lentille (Niv. 5, fig. 16).

a. Sable grossier lité, d'origine molassique (Niv. 4, fig. 16).

Épaisseur du complexe: environ 3,00 m.

3. Cailloutis empâtés dans un délit molassique, sans ordre: galets anguleux calcaires d'origine locale; galets alpins pour la plupart très arrondis; quartzites, calcaires noirs, granite, roches vertes etc. Sur ces galets, vagues traces peu nombreuses et peu typiques de stries glaciaires. Pas de blocs. Ép. vis. 2,00 m (Niv. 3, fig. 16).

2. Molasse marine délitée jaune (Niv. 2, fig. 16).

Base: 1. Molasse marine gréseuse dure, à dents de *Lamna*, fragments de coquilles d'*Ostrea* et de *Pecten* (Niv. 1, fig. 16).

Toujours d'après AD. JAYET, la couche 6 est la moraine de fond würmienne que l'on peut suivre des environs de Bellegarde à Genève. La couche 5 est l'équivalent de l'«alluvion ancienne auct.» de Genève. Le complexe 4 est interglaciaire et les cailloutis sous-jacents de la couche 3 sont attribués au Riss.

Ailleurs, nous n'avons jamais observé d'autre dépôt qui puisse être assimilé à des moraines rissiennes. Rappelons l'affleurement typique du Riss qui a été décrit par M. GIGNOUX et J. MATHIAN (1952). Il se trouve sur la rive gauche du Rhône en dehors de notre limite est à une vingtaine de mètres en amont du pont de Carnot (appelé parfois pont de Savoie) et à une trentaine de mètres en aval des ruines du moulin de Moissière.

B. Dépôts interglaciaires Riss-Würm

Il s'agit de sédiments variables: couches épaisses d'alluvion stratifiées, graviers et sables fins avec lits argileux, niveaux de lignite (cf. Bois de Chênes à Cartigny,

Bois de la Bâtie à Genève). Ce sont des «argiles à lignites» qui accusent nettement un caractère interglaciaire.

Sur la rive gauche du Rhône, juste au-dessus du pont de Carnot on voit une succession de couches stratifiées, argileuses, sableuses ou graveleuses. Elles surmontent la moraine rissienne décrite par M. GIGNOUX et J. MATHIAN (1952). Il semble d'autre part qu'elles font partie du soubassement du complexe würmien. Elles appartiendraient donc à l'interglaciaire.

Le grand glissement de terrain de 1883 au Fort l'Ecluse, sur la rive gauche du Rhône, a permis à RENEVIER de reconnaître que le fleuve entamait une épaisse formation de sablons argileux extrêmement fins passant même au niveau du fleuve à des argiles plastiques. Il a qualifié ces couches de «dépôts fluviatiles et lacustres» (argiles lacustres du Fort l'Ecluse). Mais le caractère lacustre de ces formations n'a jamais été prouvé avec certitude. Il semblerait toutefois que ces argiles soient glaciaires comme le sont les argiles de la route 84 près de Longeray que nous étudierons au chapitre du Würm.

W. KILIAN (1911) a considéré les formations interglaciaires du Fort l'Ecluse et les argiles lacustres de RENEVIER en particulier, comme emboîtées dans le complexe würmien, donc post-würmiennes, et surmontées à leur tour par des moraines témoignant d'une nouvelle glaciation distincte, désignée sous le nom de «récurrence néowürmienne». Précisant encore la conception de W. KILIAN, L. DONCIEUX (1920, rév. feuille Nantua) a distingué un complexe würmien avec des alluvions de progression et des moraines de retrait, et un complexe néowürmien comprenant aussi des alluvions de progression. Il nous semble que ces dernières (complexe interglaciaire des auteurs) appartiennent au complexe würmien comme les argiles du bord de la route 84 mentionnées ci-dessus. Elles ne représentent en tout cas pas les alluvions de progression d'une nouvelle glaciation. L'individualité de ce Néowürm n'est donc pas justifiée.

C. Würm

De bas en haut, les termes du «complexe würmien» (AD. JAYET, 1946, p. 460) de notre région sont les suivants:

1. Gravier

Ils se trouvent sous forme d'une vaste nappe segmentée le long de la vallée actuelle du Rhône et au bord de la route nationale 84 à l'entrée de Coupy. Ils surmontent presque partout les formations burdigaliennes, à l'exception de l'endroit où se trouve l'affleurement rissien.

Ces graviers sont constitués en grande partie par du matériel jurassien. H. SCHARDT (1891, p. 77) a cru qu'il s'agissait d'un cône de déjections du Rhône primitif se jetant dans un lac qui aurait occupé une partie du bassin de Bellegarde.

Cette nappe alluvionnaire est considérée comme würmienne par W. KILIAN et préwürmienne par L. DONCIEUX. Elle occupe une vallée dont le fond se trouvait à 25-30 m au-dessus du lit actuel du Rhône. La vallée ancienne ne devait pas être très large comme l'indiquent les nombreux affleurements de terrain en place qui se

trouvent un peu partout sous les alluvions. Un autre fait important est que l'axe du sillon de cette nappe ne coïncide pas avec celui du sillon du Riss.

Cette nappe alluvionnaire se trouve sous la moraine de fond würmienne. Nous la considérons comme faisant partie du «complexe würmien». Sa position est comparable à celle de l'«alluvion ancienne auct.» du bassin de Genève sans interpréter l'origine et l'attribution à cette dernière. En effet, dans leurs travaux aux environs d'Yverdon, AD. JAYET et J. P. PORTMANN (1960) placent dans l'interglaciaire des formations semblables grâce à un banc limoneux contenant une faunule malacologique pléistocène.

2. Moraine de fond

La moraine de fond recouvre dans la vallée du Rhône les graviers précédents. Elle forme le replat entre la route 84 et le Rhône de Léaz à Coupy. En outre, le plateau de Clarafond-Eloise-Fiolaz est constitué en grande partie de la moraine de fond würmienne. Ailleurs, dans la vallée de la Valserine elle repose directement sur l'Urgonien. Enfin on peut voir la moraine de fond typique dans les berges du ravin du Barrage. Il s'agit d'une masse argileuse grisâtre contenant de nombreux blocs alpins. Les galets de calcaires noirs striés y sont particulièrement abondants et de taille variée.

3. Moraines graveleuses ou moraines de retrait

Elles forment une énorme masse de 200 mètres d'épaisseur. Elles se trouvent entre les routes de Collonges à Bellegarde et de Bellegarde à Lancrans d'une part et la chaîne du Grand Crêdo de l'autre.

Le retrait de la glaciation würmienne n'a pas eu lieu en une seule fois. Le glacier s'est retiré vers la cluse du Rhône en formant une sorte d'éventail, comme l'indiquent plusieurs vallums (crêtes) morainiques. Le plus important est le cône de transition de Ballon-Vanchy. Ce complexe présente des dépôts partiellement stratifiés, généralement graveleux, contenant des lentilles de sables et d'argiles, et des bancs et lentilles d'argiles à galets striés.

Les dépôts argileux qui se trouvent dans une dépression entre deux vallums morainiques à l'W de Longeray au bord de la route 84 avaient été assimilés à la «réurrence néowürmienne» par W. KILIAN (1918, p. 99). Ainsi ces argiles seraient l'équivalent des argiles lacustres de RENEVIER. En réalité ce n'est pas le cas; car, ces argiles se trouvent au-dessus de la moraine de fond würmienne contrairement aux argiles lacustres de RENEVIER qui sont en-dessous. Ce dépôt argileux serait formé entre deux vallums morainiques lors du retrait du glacier. Elles appartiendraient aux dépôts de retrait. On constate alors que le Néowurm de W. KILIAN n'est qu'une des phases du retrait de la glaciation de Würm.

Sur les conseils du Prof. AD. JAYET nous avons examiné la composition des dépôts rissiens et würmiens. La différence de composition pétrographique de ces deux dépôts morainiques est marquée. Un tableau comparatif montre en effet ce qui suit (page 51).

Il y a moins de calcaires noirs et plus de calcaires clairs et de grès (provenant surtout des régions jurassiennes) dans le Riss. Ce fait a été observé en d'autres points, notamment aux environs d'Yverdon, par AD. JAYET. Le pourcentage des

	Riss (près de Coupy, Coll. Ad. JAYET) %	Würm (Carrière de la Sarra, près de Lancrans) %	Würm (Carrière au-dessus de Poiterie) %
Calcaires clairs	15	8	6
Calcaires noirs	45	51	52
Grès en général	15	8	12
Quartzites et quartz de filon	8	15	7
Conglomérats	—	—	4
Schistes et gneiss	12	10	10
Roches vertes	1	3	4
Granites (+ aplites)	4	5	5
	100	100	100

calcaires noirs serait sensiblement 50–53% dans les moraines würmiennes et 45–47% dans les moraines rissiennes. Ces critères sont valables pour la séparation des deux moraines.

II. FORMATIONS RÉCENTES

A. Éboulis

La chaîne du Grand Crédo-Vuache est bordée par une importante série d'éboulis qui longe les premières parois rocheuses en place (Barrémien) et couvre les dépôts glaciaires. Les cônes d'éboulis secs sont surtout bien développés dans le cirque de Longeray. On en voit quelques uns moins importants sur versant ouest du Vuache le long de la route 508 «a» et sur le versant ouest du Grand Crédo au-dessus de la ferme de Raffour.

B. Cônes torrentiels

Au Grand Crédo, quelques magnifiques cônes de déjections se trouvent dans la prolongation de l'emplacement du premier et du deuxième décrochement. Le matériel est apporté par les ravins qui descendent respectivement de Varambon et du couloir au S de la Charmante.

Un autre cône se trouve dans le cirque de Longeray. Il prend naissance à l'emplacement de la faille A près du Plat des Rochers, puis il suit la ligne structurale du repli du sommet de l'anticlinal du Grand Crédo dans l'unité 1.

Enfin le dernier, moins important, est à la limite nord de la carte près du village de Collonges.

C. Éboulement

Nous n'avons qu'un seul exemple d'éboulement. Il se trouve sur la rive gauche de la Valserine au-dessous de la ferme de la Thuire. C'est une masse de moraine et d'éboulis.

III. MORPHOLOGIE

D'une manière générale, la morphologie dépend de la structure géologique. Les assises marneuses forment les combes et les assises calcaires, des reliefs. D'E en W, le versant est de la chaîne Grand Crédo-Vuache et la cluse du Rhône montrent la succession suivante: le relief barrémien, la combe formée du Valanginien et de

l'Hauterivien marneux (Hauterivien inférieur et la base de l'Hauterivien supérieur), l'arête bien accentuée de l'Infravalanginien et la combe purbeckienne. Le relief du puissant massif calcaire du complexe kiméridgien domine la combe purbeckienne avant de former la demi-voûte du cirque de Longeray.

Les combes du sommet du Grand Crédo sont également structurales. La première se situe entre les failles A et B (combe du chalet de Bizot); elle correspond aux couches tendres du Purbeckien. La seconde (chalets et Pointe de Sorgia) est sur la crête anticlinale séquanienne, la troisième également (combe de Varambon). Les quelques sommités que l'on voit vers le N dans la seconde combe correspondent généralement à des replis structuraux mineurs.

Sur le versant ouest de l'anticlinal du Grand Crédo, les calcaires massifs du Kiméridgien forment des parois abruptes qui dominent une pente d'éboulis sous lesquels on voit de temps à autre des affleurements du Purbeckien. L'escarpement abrupt (Kiméridgien) du versant occidental du Vuache domine la combe séquanienne-argovienne.

Le vallon perché de Boge est un synclinal élevé où l'on voit des dépressions (hauterivienne et purbeckienne) et des reliefs (infravalanginien et barrémien), bien visibles dans son flanc normal.

Formations karstiques et entonnoirs de dissolution

Les formations karstiques sont surtout bien développées dans les reliefs calcaires du versant est de la chaîne. Les grottes peu importantes attestent l'action plus ou moins intense de l'érosion chimique. Il faut encore mentionner certaines marmites de la Perte de la Valserine. Elles s'alignent suivant une direction bien définie ou forment de petits canaux par anastomose lorsque l'érosion est plus avancée. La direction primitive est donnée par des diaclases. La Valserine reste évidemment le facteur principal de creusement des canyons et de leurs anfractuosités. Mais l'érosion chimique est active au-dessus du niveau normal d'érosion de la rivière.

Les entonnoirs sont fréquents dans la combe de Varambon et surtout dans la combe de Sorgia où certains entonnoirs sont alignés et correspondent aux emplacements du premier et du deuxième décrochement.

Réseau hydrographique

Il faut envisager deux systèmes de réseau hydrographique dans notre territoire. Le premier est régi par la tectonique. Presque tous les ravins du Grand Crédo entrent dans cette catégorie, ainsi que le Rhône. Ils correspondent à des emplacements des failles et des décrochements.

Dans la seconde catégorie entrent les ruisseaux non structuraux, tels que les ruisseaux de Nanbin, des Pissoux, de Nant de l'Hôpital etc.; ils sont créés et alimentés par les eaux sortant des moraines graveleuses.

Sources

Les principales sources aquifères sont déterminées par les couches marneuses à la base des calcaires fissurés, de l'Hauterivien (grotte des Ruines près de la ferme de la Thuire), du Séquanien (alimentation en eau des chalets de Sorgia et de Varambon) et du Purbeckien (alimentation en eau de chalet de Bizot). Sur les

plateaux (plateaux de Confort-Lancrans, de Vanchy-Grésin-Léaz, de Fiolaz-Eloise-Arcine et de Chevrier-Vulbens), les cônes de transition morainiques et les nappes de graviers et de sables constituent d'excellents réservoirs d'eau.

Terrasses

Un groupe de terrasses suit sensiblement les combes de niveaux 450 à 430 de l'amont vers l'aval du Rhône. Elles sont bien visibles sur la rive droite du fleuve.

Un autre groupe de terrasses sans ordre cette fois, jalonne les moraines graveleuses de retrait entre Ballon et Vanchy. Certaines d'entre elles sont associées à des glissements de versants.

Glissements de terrain

Les glissements de terrain sont fréquents avec des niches d'arrachement fraîches. C'est généralement dans les moraines argileuses et surtout à la limite de la moraine de fond et des moraines de retrait qu'ils se forment. Certains d'entre eux affectent la route nationale 84 qui suit précisément cette limite.

DEUXIÈME PARTIE

Tectonique

Introduction

La chaîne Grand Crêdo-Vuache forme la suite de la chaîne du Reculet. Au vallon du col du Sac, elle opère un changement brusque de direction et fait un angle de 60° environ avec la chaîne du Reculet. Le faisceau de plis, très étroit jusqu'alors, s'élargit sensiblement et forme la montagne du Grand Crêdo.

Le Grand Crêdo diffère sensiblement du reste de la chaîne. Il forme une croupe assez large qui résulte des replis et des ondulations du Jurassique supérieur, spécialement du Séquanien.

La montagne du Vuache se place exactement sur le prolongement du Plat des Rochers, branche orientale de l'anticlinal du Grand Crêdo.

Dans son ensemble, la chaîne Grand Crêdo-Vuache est un anticlinal dont l'axe est légèrement déjeté vers l'W. Mais un rapide coup d'œil sur la planche des profils nous permet de constater qu'elle présente une tectonique plus complexe, surtout au Grand Crêdo. On y voit des plis majeurs et des replis secondaires. Ces replis sont non seulement traversés par la faille longitudinale ou décrochement du Vuache, mais aussi par des failles et décrochements transverses mineurs. Les failles longitudinales compartimentent la chaîne en bandes longitudinales. Les failles et les décrochements transversaux n'affectent que le flanc ouest et le sommet du Grand Crêdo. Il y a aussi des failles secondaires transversales sans importance capitale.

Nous n'avons pas donné aux failles des noms de localités afin d'éviter des confusions possibles, car certaines failles se rejoignent. Les chiffres représentent les différents compartiments entre failles (unités); les chiffres séparés par une barre de fraction indiquent quelles unités ces failles séparent. Les lettres majuscules correspondent aux failles longitudinales; les minuscules aux failles transversales importantes.

I. Plis

A. PLIS MAJEURS

Ce sont: l'anticlinal du Grand Crédo proprement dit, le synclinal de Boge qui lui fait suite, l'anticlinal du Vuache qui prolonge le premier et le bassin de Bellegarde.

1. Anticlinal du Grand Crédo

De toutes parts, les versants de la montagne sont rapides; ils sont formés de Jurassique supérieur et de Néocomien. Ils forment un anticlinal dont l'axe est légèrement déjeté vers l'W. Il est plus complexe que ne l'avait admis H. SCHARDT (1891), car il est parcouru de failles longitudinales et de décrochements transversaux. Nous partageons ses idées en ce qui concerne le flanc est et le sommet de cet anticlinal, à l'exception des failles A et B que nous avons mis en évidence. Dans le flanc ouest, H. SCHARDT (op. cit. Pl. III, Pf. 6A) donne une succession normale des couches du Séquanien à l'Urgonien. Notre profil III de la planche IV montre une disposition différente en descendant du point 1508, 4 vers l'W. Le Séquanien est coupé par la faille C et les couches suivantes sont du Purbeckien. Le pendage est inversé. Après la faille D, les couches plongent normalement vers le bassin de Bellegarde. C'est le flanc ouest proprement dit. Cependant l'Hauterivien, terrain le plus jeune du flanc, n'a pas son épaisseur complète. Au voisinage du Barrémien de la Charmante les couches plongent vers l'E, donc dans le sens contraire de celles du flanc ouest. On est alors de l'autre côté de la faille E. La partie comprise entre la faille E et le Barrémien de la Charmante se rattache au synclinal couché de Boge. A 200 m plus au S, les couches de la Charmante semblent se superposer normalement aux restes du flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo. L'Hauterivien a toujours une épaisseur réduite. Relevons trois anomalies structurales: la position anormale du Barrémien de la Charmante par rapport au synclinal de Boge, la diminution de l'épaisseur de l'Hauterivien, et les changements de direction et de pendage. Elles montrent que le Barrémien de la Charmante se trouve à la fois sur les formations du synclinal de Boge et sur le flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo. On en conclut que ces couches sont un bloc écoulé ou glissé (décoiffement). En outre, les couches barrémiennes décoiffées de la Charmante ne font pas partie du synclinal de Bellegarde. En effet, elles n'ont pas la position redressée ou oblique résultant d'une poussée est-ouest du Grand Crédo. Leur prolongation vers l'W passe largement au-dessus du Barrémien du synclinal de Bellegarde.

Au S de la Charmante, les plis de l'anticlinal du Grand Crédo se raccordent au synclinal de Bellegarde par un pli-faille (Pl. III, Prf. VI, VII), le synclinal de Boge ayant disparu.

En résumé, l'anticlinal du Grand Crédo est un pli complexe affecté d'accidents longitudinaux et transversaux. Il est légèrement déversé vers l'W sous l'action de la poussée alpine est-ouest. Ce premier chaînon comprend à sa suite le synclinal de Boge; c'est un élément de la montagne du Grand Crédo. Ce chaînon externe recouvre légèrement le pli suivant (bassin synclinal de Bellegarde) par un pli-faille. Le pli du Grand Crédo se prolonge vers le S en deux éléments: à l'E, la montagne du Vuache et à l'W, les Rochers de Léaz que nous verrons dans les chapitres suivants.

2. Synclinal de Boge

Il est assez large vers Menthrières. Il plonge axialement vers le S et disparaît en se coïncant sous le Barrémien de la Charmante. C'est un synclinal perché. Il fait suite au flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crêdo auquel il est lié par un flanc renversé et faillé (faille E). Il repose sur le bord interne du bassin de Bellegarde par un pli-faille oblique (faille F); et les couches du flanc normal diminuent d'épaisseur.

La formation du synclinal de Boge est fonction de la poussée est-ouest qui a formé l'anticlinal du Grand Crêdo. C'est à la suite de cette poussée que le synclinal de Boge a été pincé entre deux blocs durs: l'anticlinal du Grand Crêdo et le socle du bassin de Bellegarde. Le repli d'Infravalanginien résultant de ce pincement s'est d'abord déversé vers l'W et ensuite cassé et faillé (faille E) sans atteindre le degré de chevauchement du Vuache-Sud.

3. Vuache

Le pli du Vuache est un anticlinal assymétrique qui s'abaisse axialement vers le S. Deux failles longitudinales (failles A et B) le divisent en un Vuache proprement dit (unité 1) oriental et soulevé, et en un Vuache occidental affaissé (unité 5), représenté seulement par les Rochers de Léaz. L'existence d'une faille à l'E des Rochers de Léaz a déjà été reconnue par FR. CUVIER (1878, p. 365) et par H. SCHARDT (1891, p. 58-59, Pl. I et Pl. IV, Prf. 1-3). C'est le point de croisement de nos failles A et B. Mais H. SCHARDT prend cette faille (faille A-B) pour la faille principale (notre faille F) qui fait suite à celle passant entre la terminaison du Vuache proprement dit et le Mont de Musiège. Nous verrons plus loin que la faille F passe à l'W des Rochers de Léaz. Ces deux auteurs ne montrent pas comment se fait le raccord de cet anticlinal avec le bassin de Bellegarde. FR. CUVIER prolonge le Jurassique supérieur des Rochers de Léaz sous la molasse en direction de Bellegarde. H. SCHARDT l'arrête avant le village de Léaz comme si ce Jurassique supérieur continuait en direction de Bellegarde sous la molasse.

H. VINCIEUNE (1930b, p. 3) n'admet pas de faille longitudinale dans le Rhône. Pour lui, les Rochers de Léaz seraient le flanc oriental de l'anticlinal du Vuache, écrasé contre un obstacle situé en profondeur et les couches seraient complètement étirées. Elles seraient raccordées à celles du Vuache proprement dit sans accident. Nous ne partageons pas ses idées. Bien que les Rochers de Léaz soient légèrement déjetés vers l'W, ils ne constituent en aucun cas le flanc renversé du Vuache, car les couches plongent vers le bassin de Bellegarde. Ils représentent donc un flanc normal. Pour expliquer la différence d'altitude du Jurassique supérieur entre les deux flancs de l'anticlinal du Vuache; flanc est (Vuache proprement dit) et flanc ouest (Rochers de Léaz), nous sommes obligé d'admettre une faille dans le Rhône (faille A-B), faille qui se démontre indirectement par la prolongation vers le S des failles A et B du Grand Crêdo.

H. VINCIEUNE a signalé le premier que l'anticlinal du Vuache se raccordait au bassin de Bellegarde par un pli-faille. C'est encore lui qui a montré que le rejet invoqué par H. SCHARDT se doublait d'un déplacement oblique d'E en W, qui a

provoqué un léger chevauchement du Vuache oriental sur le Vuache occidental. Ce chevauchement est bien visible à l'extrémité sud du chaînon où le compartiment oriental vient s'écraser contre le compartiment occidental qui, surélevé, constitue le Mont de Musiège.

H. VINCIENNE (op. cit.) suppose encore qu'il existe un obstacle ancien, rigide et caché contre lequel l'anticlinal Grand Crédo-Vuache serait venu s'écraser. ED. PARÉJAS (1938, p. 40), tout en admettant le chevauchement, pense que l'hypothèse d'un obstacle particulier n'est pas un élément indispensable pour expliquer le chevauchement du Vuache. L'existence d'un décrochement-faille au Vuache et d'une poussée secondaire exercée ensuite d'E en W suffiraient pour résoudre le problème. Mais les travaux récents de L. GLANGEAUD et de ses élèves ont mis en évidence l'importance jouée par le socle. Ils ont démontré que le socle sous-jurassien est compartimenté et hétérogène.

J. P. DE LORIOU (1954, p. 16) n'a étudié qu'une partie du Vuache proprement dit (Vuache-Nord). Pour lui, le Vuache ne serait plus un anticlinal, mais un décrochement dont la lèvre orientale soulevée affecterait l'allure d'une demi-voûte anticlinale.

Enfin, tous les auteurs (FR. CUVIER, 1878; H. SCHARDT, 1891; H. VINCIENNE, 1930a et b; et J. P. DE LORIOU, 1954) admettent que le Vuache proprement dit (Vuache oriental ou unité 1) prolonge le flanc est de l'anticlinal du Grand Crédo. Mais les interprétations divergent en ce qui concerne les affleurements disséminés entre les Rochers de Léaz et la Pointe de Sorgia.

En résumé, le Vuache apparaît comme un anticlinal légèrement déversé vers l'W et faillé longitudinalement suivant son axe. Son flanc occidental s'est affaissé. Il prolonge vers le S le flanc est de l'anticlinal du Grand Crédo alors que son flanc occidental ne se raccorde qu'avec difficulté.

4. Bassin de Bellegarde

C'est un synclinal complexe et large, creusé suivant un axe orienté de Bellegarde à Génissiat avec un bombement secondaire longitudinal. Nous n'avons étudié qu'une partie du flanc est. Nous avons vu à plusieurs reprises ci-dessus comment il se raccordait à la chaîne Grand Crédo-Vuache.

B. PLIS MINEURS SECONDAIRES

Ils affectent spécialement l'anticlinal du Grand Crédo. Ils sont déversés vers l'W sous l'effet de la poussée alpine est-ouest. Si l'on regarde les profils I à VII (Pl. IV) on voit un premier repli au Plat des Rochers. Deux autres replis se rencontrent dans la combe du chalet de Bizot entre les failles A et B. Ils résultent du pincement de l'unité 2 par les unités 1 et 3 sous l'effet de la poussée alpine. Le sommet de la montagne du Grand Crédo est affecté de plusieurs replis secondaires dans le Séquanien. Ils sont au nombre de quatre au N et ne sont plus qu'un au S vers la Pointe de Sorgia. Il semble que c'est le repli du Crêt de la Goutte qui persiste.

II. Failles et décrochements

A. FAILLES

1. Failles longitudinales

La description sera faite en allant du N au S.

Faillle A

Elle est verticale avec un rejet de 125 mètres environ. Elle coupe l'anticlinal du Grand Crédo vers le repli du Plat des Rochers. Le compartiment ouest est soulevé et penche plus fortement vers le NW. Cette faille met en contact, à la limite nord de notre territoire, le Kiméridgien contre le Kiméridgien (Pl. IV, Prf. I-III). Elle passe à l'W du Plat des Rochers dans le ravin où elle met en contact les calcaires et marnes brun-gris du Séquanien avec les calcaires blancs massifs du Kiméridgien (Prf. IV). Ici, le contact est caché et la faille est détectable par la disposition discordante des calcaires. Plus au N, le contact est directement visible, avec un miroir de faille strié; le pendage est faible au début et les couches plongent légèrement vers le SE. Brusquement surgit un escarpement de 50 à 60 mètres de hauteur avec une surface striée et légèrement onduleuse, verticale qui n'est rien d'autre que le miroir de faille. Cet escarpement est mal figuré sur la carte. Sur son côté ouest, les couches plongent plus fortement dans le sens inverse, vers le NW (Prf. I-III). Puis la faille passe à l'W de la carrière de Sanglot. Elle met en contact la faciès bathonien de la «dalle nacrée» (plongement vers le SE) avec les couches probablement sous-jacentes. Ensuite, elle passe par le Rhône où elle coupe la faille B (entre les profils VIII et IX), puis à l'E des Rochers de Léaz. Finalement, après avoir coupé la faille F un peu au S de ceux-ci, elle passe à l'W du château d'Arcine (Prf. XI) où on a des cassures de même direction. Au N, cette faille affecte le flanc est de l'anticlinal du Grand Crédo, tandis que vers le S elle affecte l'axe anticlinal lui-même. On peut donc en déduire que la faille tourne vers le N et suit la courbure de la chaîne.

Failles B, C et D

Ces trois failles se rejoignent dans le ravin qui se trouve un peu au S de Sorgia.

Faillle B. Elle n'est pas directement visible, mais elle est inférée par les anomalies de disposition et de pendages des formations. Si l'on fait une traversée en partant un peu au N du chalet de Sorgia-d'en-Haut en direction du chalet de Bizot, on observe (entre les profils III et IV) tout d'abord les formations séquaniennes surmontées du Kiméridgien qui n'a pas son épaisseur complète. Les calcaires kiméridgiens ont une direction N 18° E et un plongement de 20° à 30° SW. Plus bas, un petit escarpement sépare ce Kiméridgien du faciès dolomitique à cailloux noirs du Purbeckien, la pente devient douce tandis que les couches plongent fortement. La faille B doit donc se trouver à l'endroit de cet escarpement. Parfois on y voit des stries. Les cassures sont abondantes et suivent une direction N 20° E et plongent de 75° vers le SE. En suivant cet escarpement, on s'aperçoit qu'il s'arrête et reprend à nouveau en retrait dans un petit ravin. Vers le point 1270,4 (Prf. VI) les calcaires kiméridgiens n'existent plus. On n'a plus que le Séquanien contre le Purbeckien. Vers le chalet de Sorgia-d'en-Bas, on remarque un petit talus dû à la différence de résistance des formations séquaniennes et purbeckiennes aux agents

d'érosion. C'est ici encore que la faille doit passer. Cette disposition continue jusqu'au point 1165,2 où réapparaissent les calcaires kiméridgiens. Finalement la faille B rejoint le ravin qui dévale sous Sorgia.

Failles C et D. Celles-ci sont très rapprochées l'une de l'autre. On les observe avec leurs miroirs de faille à environ 500 mètres en dehors de la limite nord de notre carte sur le flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo, au-dessous de Varambon sur la route forestière qui conduit de Menthrières jusqu'au voisinage du chalet de Sorgia-d'en-Haut. En suivant cette route dès l'altitude 1150 m environ, on traverse successivement le calcaire roux (*Toxaster complanatus*, SISMONDI; *Exogyra Couloni*, D'ORBIGNY; *Terebratula* etc.) du Valanginien supérieur, le «marbre bâtard» (Infravalanginien) et des marnes et marnocalcaires dolomitiques à galets noirs du Purbeckien. Toutes ces formations plongent vers le NE, soit vers le bassin de Bellegarde. Puis vient la faille D bien visible avec une direction N 18° E et un plongement de 72° SE. Au voisinage de cette faille les formations purbeckiennes sont fortement dérangées, même broyées. Plus loin, nous voyons les couches plonger dans le sens inverse, soit vers le SE. Les premiers bancs sont du Portlandien supérieur (calcaires dolomitiques flammés) qui longent la route forestière. Ils sont suivis du faciès fétide à galets noirs du Purbeckien, arrêté par une nouvelle faille (faille C) qui a une direction N 12° E et un plongement de 82° SE. Elle met en contact ce Purbeckien contre le Kiméridgien dont les couches sont subhorizontales et plongent légèrement dans le sens inverse, soit vers le NW ou vers le bassin de Bellegarde. Ces calcaires continuent le long de la route jusqu'à sa terminaison. Ces deux failles affectent seulement le flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo.

Dans notre région, il est impossible d'observer leurs traces directes. Elles ne peuvent être détectées que par les discordances qu'elles engendrent. Pour les mettre en évidence, faisons une première traversée entre la limite nord de la carte et Picapey en partant de la barre calcaire d'Infravalanginien au-dessus de la faille E (Prf. I). Les couches de cette barre plongent de 75° vers le NW, soit vers le bassin de Bellegarde. Après avoir traversé cet Infravalanginien sur toute son épaisseur, on passe dans une combe. Puis en montant toujours, on rencontre quelques rares affleurements de Purbeckien. Lorsqu'on arrive au chemin à l'altitude de 1225 m environ, les couches plongent vers le SE, donc en sens inverse. Les formations sont des calcaires du Portlandien supérieur. On peut situer ici une première faille qui est la faille D. Jusqu'à la route forestière, les couches plongent dans le même sens. Sur la route, on rencontre les calcaires kiméridgiens subhorizontaux plongeant légèrement vers le bassin de Bellegarde, donc en sens inverse. On remarque qu'on a la même disposition que précédemment. La faille C doit passer un peu au-dessous de la route sous les éboulis et le remblai.

Une seconde traversée depuis la Charmante montre la répétition de ces failles avec un décalage dû au premier décrochement en venant du N.

La traversée du couloir, un peu au S de la Charmante, est plus intéressante. Sous les éboulis on voit apparaître de temps à autre quelques têtes de roche en place. Les mesures prises sur les premières donnent un pendage vers le bassin de Bellegarde. Plus loin le pendage est inversé. On se trouve donc de l'autre côté de la faille D qui se situe quelque part entre les deux, mais à une altitude moindre; le décalage est dû au deuxième décrochement. En montant, le pendage reste le même.

Puis on rencontre les calcaires et marnes séquanien à *Perisphinctes*. Les couches sont subhorizontales et plongent vers le bassin de Bellegarde; nouveau changement de pendage et anomalie de succession (Séquanien en contact avec le Purbeckien). On est donc obligé d'admettre que la faille C passe entre ces deux formations. La distance entre-faille reste approximativement la même.

Les traversées faites jusqu'aux alentours de Sorgia sur le même flanc ne nous ont rien apporté. La dernière qui soit intéressante est la traversée du hameau de «chez Guidi» à Sorgia en suivant le chemin. Les premiers affleurements se montrent déjà au pied du versant, au premier tournant. C'est un faciès dolomitique probablement du Portlandien supérieur (C.M. 355) dont les couches plongent vers le NW. Plus haut, les couches du Portlandien supérieur sont fortement disloquées et les cassures ont une direction sensiblement E-W. Ensuite le chemin tourne pour prendre la direction de Sorgia. Les calcaires (C.M. 356) sont à nouveau du Portlandien supérieur. Vers le point 1158,4 apparaissent les calcaires fétides à galets noirs du Purbeckien. Dans la combe séquanienne de Sorgia, les couches plongent dans le même sens que le Purbeckien, soit vers le bassin de Bellegarde. Cette anomalie de disposition des formations purbeckiennes-séquanien nous met en présence d'un accident, faille. Il nous semble que les failles C et D se sont rapprochées pour se rejoindre et se rapprocher de la faille B dans le ravin au-dessous de Sorgia. Dès ce point, on n'est plus en présence que d'une seule faille. Elle passe à l'E du tunnel, appelé – on ne sait pour quelle raison – tunnel du Petit Crédo, et traverse le Rhône où elle est coupée par la faille A. C'est avec cette dernière qu'elle a probablement dicté et facilité le passage du Rhône à cet endroit. Finalement elle rejoint la faille F à l'E de château d'Arcine.

Ces failles B, C, D ont respectivement des rejets de 180, 500 et 80 m.

En résumé, ces failles partent à l'E du château d'Arcine en direction NW en une seule faille sous le nom de faille B, qui, elle-même, est une branche de la faille F. Elle se divise en trois dans le ravin au-dessous de Sorgia dont l'une, faille B, affecte les premiers replis de l'anticlinal du Grand Crédo. Elle prend d'abord une direction sensiblement N-S pour tourner ensuite vers le NE; tandis que les deux autres, failles C et D, continuent dans la direction NW presque jusqu'à la limite nord de la carte et tourne ensuite, elle aussi, vers le NE.

Nous venons de voir que ces failles étaient décalées par les décrochement et coupées par la faille A. Elles leur sont donc antérieures.

Faille E

Elle n'est jamais directement visible sur le terrain et ne peut être mise en évidence que par les changements de plongement et les anomalies de disposition des formations lors des traversées du terrain. Ainsi depuis la route Confort-Menthières en suivant le chemin qui conduit à Picapey (entre les profils I et II), on rencontre au bord de la route les calcaires et marnes jaunes de l'Hauterivien qui disparaissent plus loin sous les éboulis et la terre végétale. Puis on arrive à une prairie qui cache le Valanginien. Les couches plongent vers le SE. On est donc en présence de la série renversée du flanc est du synclinal couché de Boge. Ensuite on entre dans la forêt et un peu plus loin on voit apparaître quelques affleurements de calcaire roux (Valanginien) surmontés du

marbre batârd (Infravalanginien). L'épaisseur de cette barre est presque doublée; car il s'agit en effet de deux barres différentes, séparées par une petite dépression. La première a une épaisseur de 25 m environ (plongement 42° NE); la seconde, d'une vingtaine de mètres (plongement 50° NE), tandis que l'Infravalanginien avait en tout une épaisseur de 35 m. De part et d'autre de la dépression, ces barres sont coupées par les cassures parfois importantes ayant la même direction ($N 70^{\circ} W$) que les barres et plongeant dans le même sens, mais plus fortement (62° NE). Ces diverses observations (augmentation de l'épaisseur, dépression et cassures importantes) pourraient s'expliquer par une faille ou un repli. En suivant ces barres vers le S, elles s'arrêtent dans le ravin qui descend de Varambon et reprennent en retrait avec un décalage de 50 m environ. Toujours vers le S, la barre supérieure diminue d'épaisseur pour devenir nulle vers la Charmante; tandis que la barre inférieure garde son épaisseur (Prf. III). Ces faits (disparition de la barre supérieure, faible épaisseur de la barre inférieure par rapport à l'épaisseur complète de l'Infravalanginien et cassures importantes facilement observables) sont en faveur de l'existence d'une faille (faille E) qui devrait passer par la dépression. Elle met en contact l'Infravalanginien contre l'Infravalanginien au N au-dessous de Picapey et l'Infravalanginien contre le Valanginien et l'Hauterivien au S vers la Charmante.

Au S de la Charmante il n'y a plus de traces ni de cette faille ni du synclinal de Boge. Tout disparaît sous les éboulis. La faille E vient butter contre la faille F dont elle est probablement une branche.

Faille F ou décrochement-faille du Vuache

Son existence ne peut être montrée qu'indirectement par des contacts anormaux. Nous la faisons passer au N entre les formations burdigaliennes du bassin de Bellegarde et le Crétacé du synclinal de Boge. Puis elle doit passer sous les éboulis suivant la ligne Goguillon-ferme de Raffour-point 735,1, entre le flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo et le synclinal de Bellegarde. Elle poursuit son trajet en passant à l'W du tunnel du Petit Crédo et des Rochers de Léaz. Puis, après être coupée par la faille A, elle passe à l'E du château d'Arcine où elle est rejointe par la faille B. Conformément aux auteurs elle doit continuer vers le S, en dehors de notre territoire en longeant le pied du Vuache. Elle se trouve donc faire suite au grand décrochement du Vuache qui continue jusqu'au lac d'Annecy.

Le trajet de la faille F diffère localement de celui donné par certains auteurs. A l'exception de H. VINCENNE (1930b), tous les auteurs (FR. CUVIER, 1878; H. SCHARDT, 1891; ED. PARÉJAS, 1938; D. RIGASSI, 1961) la font passer à l'E du château d'Arcine et des Rochers de Léaz, soit sous forme d'une faille, soit sous forme d'un décrochement. Leurs idées divergent pour la prolongation vers le N. H. SCHARDT (op. cit.) la dessine suivant l'emplacement de notre faille A et il l'arrête au Plat des Rochers; puis il l'incurve pour la figurer entre le Jurassique supérieur et le Néocomien sur le flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo. ED. PARÉJAS (op. cit.) la fait passer entre les formations du bassin de Bellegarde et l'anticlinal du Grand Crédo. D. RIGASSI (op. cit.) l'insère sous le Grand Crédo tout en admettant un plan de chevauchement entre l'anticlinal du Grand Crédo et le synclinal de Bellegarde. Ce plan de chevauchement serait l'équivalent de notre faille F dans la partie nord de son trajet. Seul H. VINCENNE (op. cit.) la trace à l'W des Rochers de Léaz.

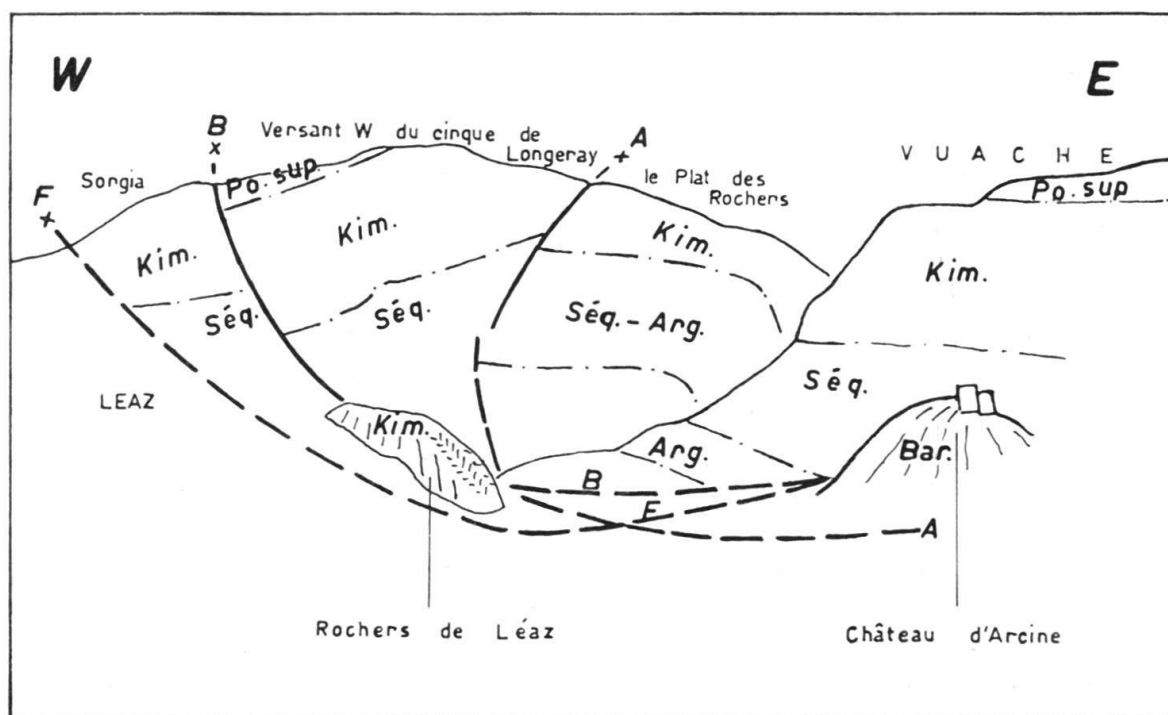


Fig. 17. Panorama et schéma tectonique. Vue prise au S-W du village d'Arcine.

Arg. = Argovien; Séq. = Séquanien; Kim. = Complexe kiméridgien; Po. sup. = Portlandien supérieur; Bar. = Barrémien; F, B, A = Numéros des failles; — Trajet observé; --- Trajet supposé; -.-.- Limite d'étages.

On constate que le tracé que nous proposons vers le S est celui de H. VINCENNE. Le trajet nord correspond à peu près à celui donné par ED. PARÉJAS.

Résumé et conclusions

Il ressort de tout ce que nous venons de dire que ces failles longitudinales, à l'exception de la faille A, partent à l'E du château d'Arcine sous forme d'une seule faille et se divisent en deux un peu plus au N avant d'arriver aux Rochers de Léaz, qui passent à l'E et à l'W de ces derniers (fig. 17). La branche ouest (faille F) continue sans accident jusqu'à la Charmante où elle bifurque en donnant naissance à la faille E sans préjuger de leur chronologie. La branche est (faille B-C-D) passe par le Rhône et le ravin au-dessous de Sorgia où elle se divise en trois. Sa branche est (faille B) change de direction et continue dans la direction nord-est en affectant l'anticlinal du Grand Crédo vers son axe; alors que les deux branches ouest (failles C et D) gardent la direction primitive et se suivent plus ou moins parallèlement en affectant le flanc ouest du même anticlinal. La faille F semble être la plus ancienne. Les autres lui sont contemporaines ou un peu plus tardives.

Quant à la faille A, elle coupe les précédentes. Elle leur est donc postérieures.

2. Failles transversales

Elles ne sont pas aussi importantes que les failles longitudinales. Elles ont une direction générale est-ouest et plongent soit vers le N, soit vers le S (Pl. V, Prf. I-III). La plus importante d'entre elles est la faille «a» qui a amorcé le passage du Rhône à travers la chaîne. Elle passe dans le Rhône à la cluse du Fort l'Ecluse et s'incurve vers l'W passant ensuite entre le Séquanien de la route 84 près de Longeray et le Barrémien du tunnel du Petit Crédo.

Les autres failles transversales marquent la séparation entre les compartiments affaissés des Rochers de Léaz et ceux plus élevés de Sorgia. Quelques unes sont visibles sur la rive droite du ravin en dessous de Sorgia et les autres ont été mises en évidence par des contacts anormaux près du ruisseau de Rochefort. Nous en parlerons plus en détail au chapitre «Relations entre les Rochers de Léaz et la Pointe de Sorgia».

3. Failles secondaires

Nous mettons dans cette catégorie deux groupes de failles: celles dues à la pression des calcaires massifs kiméridgiens sur les calcaires et marnes plastiques du Séquanien et celles dues aux mouvements post-miocènes ou quaternaires.

Parmi les premières, on constate parfois des décalages au contact du Séquanien-Kiméridgien sur le versant ouest de la montagne du Vuache et dans la Combe d'Enfer; ces décalages vont de 10 à 30 mètres. Ils ne sont pas visibles au contact Kiméridgien-Portlandien supérieur. Lorsque ce groupe de faille existe, les couches du Portlandien supérieur s'infléchissent et font une petite dépression. Ces failles s'amortissent donc vers ce contact. Elles s'atténuent également par suite de compaction dans le Séquanien et l'Argovien.

Les secondes se voient dans les affleurements du Burdigalien le long de la route nationale 85 avant d'arriver à Coupy, à la jonction de cette route avec le ruisseau de Nanbin, et dans le complexe Ballon-Vanchy. Elles ont une direction moyenne de N 20° E ou N 70° W avec un plongement vertical, 80° SW ou 60° à 80° NE. Leurs rejets varient de 0,20 à 2,00 m.

B. DÉCROCHEMENTS

Le Grand Crédo est traversé par des décrochements sensiblement transversaux qui sont visibles sur son flanc ouest et sur son sommet. Ils ont des rejets horizontaux de 10 à 60 m.

Le premier se trouve dans le ravin au S de Picapey, ravin qui descend de Varambon. Nous avons vu à propos de la faille E que la barre infravalanginienne s'arrêtait et reprenait en retrait avec un décalage de 50 m. De part et d'autre de ce ravin il y a des cassures ayant une direction N 72° E et un plongement 69° NW. Plus loin au pied du Crêt de la Goutte, on constate un autre décalage de même ordre et de même direction dans les bancs kiméridgiens; ceci nous fait croire que ce même décrochement continue jusque là et devrait suivre son chemin en dehors de la limite de notre carte.

On rencontre le deuxième décrochement dans le couloir au S de la Charmante où les gros bancs du Kiméridgien sont décalés de 50 m environ. Sa direction est de E-W et son plongement de 82° N. Comme le précédent il est difficile à suivre. Un nouveau décalage de couches est observable dans une petite dépression un peu au N du point 1508,4 lorsqu'on suit le contact Séquanien-Kiméridgien au sommet du Grand Crédo. Ce fait est également observable sur le même contact de l'autre côté de la combe séquanienne du sommet. Il y existe des entonnoirs alignés dans deux directions différentes convergeant vers le point 1508,4. La première série se trouve sur la direction de ces deux décalages; tandis que la deuxième prend la direction du Crêt du Miroir où l'on voit également un décalage d'une dizaine de mètres du contact Séquanien-Kiméridgien. Dans les entonnoirs, certains bancs calcaires se trouvent en face des bancs marneux. La première série se poursuit dans un ravin et la deuxième passe au pied du Crêt du Miroir vers le point 1566,7. Toutes deux s'amortissent sur le flanc est de l'anticlinal.

Quant au troisième décrochement, son rejet horizontal est bien visible en plusieurs points. Dans les parois au-dessous de la terminaison de la route forestière près du chalet de Sorgia-d'en-Haut, on observe un rejet de 60 m dont la surface est parfois striée horizontalement, jamais verticalement. Les mesures donnent: direction N 72° E, plongement 70° NW. Un nouveau décalage de même ordre se trouve à l'E du même chalet avec une surface striée également horizontalement ayant une direction N 87° E et un plongement de 69° NW. Ce décrochement traverse aussi les calcaires kiméridgiens dans un ravin en descendant vers le chalet de Bizot. Les cassures de même direction et de même plongement en jalonnent les bords. Un autre décalage est difficilement visible à l'E de ce chalet. Et comme les précédents, il s'amortit vers la faille A.

On a vu (§ faille B) que la faille B se poursuivait avec des décallages correspondant à des ravins. Ceci nous conduit à admettre que ces ravins se trouvent dans les prolongements des décrochements, ce que confirment des cassures secondaires de même direction et de même plongement que l'on rencontre de part et d'autre de ces entaillés. Aucun décalage n'a été observé dans le tracé de la faille A, bien qu'il y existe des ravins qui la coupent suivant la prolongation des précédents avec des cassures correspondantes. Le flanc est du Grand Crédo est entamé, lui aussi, par des couloirs (Couloir du Rocher aux Vaches, ravin de la Vie des Vaches et ravin de l'Ours) qui se trouvent dans la prolongation des décrochements précédents. Mais on

constate qu'il n'y a aucun rejet (Barrémien près de Collonges). Cela s'explique par le fait que le flanc est de l'anticlinal du Grand Crédo est plus stable et plus massif que le flanc ouest. La poussée alpine s'est traduite par de simples cassures à l'E, et par des décrochements à l'W. Par ailleurs ces décrochements sont postérieurs à toutes les failles longitudinales.

III. Compartiments structuraux

Les failles longitudinales ont permis de diviser la région en unités structurales longitudinales dont les profils de la planche III nous montrent la disposition.

Unité 1. Elle représente le flanc est de l'anticlinal du Grand Crédo et la demi-voûte anticlinale du Vuache qui lui fait suite vers le S. Elle est successivement séparée de l'unité 2 par la faille A, à partir de la limite nord de la carte jusqu'au Rhône, puis de l'unité 5 (Rochers de Léaz) par les failles A et B-C-D, et enfin de l'unité 7' (château d'Arcine) par la faille F-B.

Unité 2. Elle se trouve entre les failles A et B, et comprend le replat sur lequel se trouve le chalet de Bizot et la Combe d'Enfer. Elle disparaît en se coinçant dans le Rhône. Cette unité est pincée entre deux blocs plus stables et plus durs (unités 1 et 3). C'est pourquoi les premiers replis du sommet de l'anticlinal du Grand Crédo sont accentués.

Unité 3. Elle suit l'axe de l'anticlinal du Grand Crédo jusqu'à Sorgia. Elle est affectée de plusieurs replis secondaires dont nous avons déjà parlé.

Unité 4. Cette unité se trouve sur le flanc ouest de ce même anticlinal. Seulement le plongement des couches est inversé, comme nous l'avons remarqué à propos des failles C et D. Elle disparaît également à Sorgia.

Unité 5. Elle représente le flanc ouest de cet anticlinal et du Vuache (Rochers de Léaz). Elle disparaît juste après ceux-ci vers le S.

Unité 6. L'unité 6 est le synclinal de Boge qui disparaît en se coinçant sous le Barrémien de la Charmante pour ne plus réapparaître. Ce coïncement est bien visible sur le terrain.

Unité 7. Elle forme la marge est du bassin de Bellegarde. Son raccord avec la chaîne Grand Crédo-Vuache est hypothétique. D'après les observations (un léger chevauchement mis en évidence par H. VINCENNE, le léger plongement des bancs burdigaliens vers l'E le long du lit du Rhône et la diminution de l'épaisseur des couches du flanc normal du synclinal de Boge) nous pensons que le raccord se fait sous forme d'un pli-faille.

Unité 7'. Elle est représentée par le bloc néocomien du château d'Arcine qui est séparé du Vuache par la faille F-B (décochement-faille du Vuache). Elle fait donc partie du synclinal de Bellegarde et en est séparée par la faille A.

Ainsi presque toutes les unités de notre territoire se terminent en biseau vers le S. La tectonique en biseau est la caractéristique de la région.

Chronologie relative des plis et des failles

Certaines failles longitudinales sont étroitement liées aux plis majeurs, telle la faille F qui est contemporaine et antérieure des plis majeurs (anticlinaux du Grand Crédo et du Vuache et synclinal de Bellegarde). Il en est de même de la faille B.

La faille E est, elle aussi, contemporaine ou un peu tardive du repli de l'Infravalanginien entre l'anticlinal du Grand Crédo et le synclinal de Boge. Tandis que les failles C et D sont postérieures. Elles se sont produites après la formation des plis majeurs par l'instabilité du flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo. La faille A est plus tardive, car elle coupe tous les plis et toutes les failles longitudinales, ainsi que les décrochements et les failles transversales.

IV. Relations importantes de certains plis majeurs

1. Relations entre les Rochers de Léaz et la Pointe de Sorgia

Le profil III de planche V montre clairement comment se fait l'affaissement des Rochers de Léaz par rapport à la Pointe de Sorgia et quelle est la disposition des formations les unes par rapport aux autres. Du N au S, les premiers terrains que l'on rencontre sont du Séquanien surmonté du Kiméridgien qui est coupé par une faille transversale ayant une direction sensiblement E-W et plongeant de 83° vers le S. L'escarpement que fait le Kiméridgien est à nouveau coupé par une autre faille également transversale et plongeant cette fois de 76° vers le N. C'est entre ces deux failles, plutôt du côté de la première, que les failles C et D se rejoignent. Ainsi l'unité 3 (Sorgia) et l'unité 4 ont disparu. Seule persiste l'unité 5, qui est le flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo. Vers le bas de l'escarpement le Kiméridgien surmonte le Séquanien dont les derniers affleurements se trouvent au bord de la route 84 près de Longeray. Puis vers Condière, le tunnel du Petit Crédo est constitué par le Barrémien inférieur avec un pendage de 75° vers le NW. Ce Barrémien surmonte les calcaires jaunes spathiques de l'Hauterivien supérieur, âge confirmé par la découverte de *Panopea arcuata* D'ORBIGNY. Ces calcaires font un petit repli (Pl. IV, Prf. X). Ils sont considérés par H. VINCENNE (1930a) comme étant la partie inférieure du Séquanien, mais il mentionne le Barrémien dans le tunnel. Le Séquanien existe le long de la route Collonges-Bellegarde. Plus loin vers l'W, au bord de cette route, H. VINCENNE signale encore du Jurassique supérieur, parfois dolomitique, fortement écrasé et une brèche de débris provenant de couches portlandiennes et valanginiennes séparés par des parties broyées. Ce Jurassique supérieur est une partie de la brèche avec laquelle il fait corps. Nous n'y avons pas trouvé les débris du Valanginien, tous les débris étant du Jurassique supérieur. Il s'agit d'un cône de déjection relativement ancien, mais en tout cas post-glaciaire. La faille «a» doit passer entre le Séquanien de la route 84 et le Barrémien du tunnel.

Entre le tunnel et le ruisseau de Rochefort, le Barrémien qui plongeait fortement vers le NW près du tunnel, tend à s'horizontaliser, le fort pendage étant dû à un brusque repli. Il forme vers le SW un talus caché par la forêt au pied duquel s'étend la combe hauterivienne-valanginienne jusqu'au Rhône. Près du ruisseau, une zone fortement broyée rend les observations difficiles. Les couches changent légèrement de direction, mais plongent toujours vers le NW. La rive gauche du ruisseau est constituée par des couches de la combe hauterivienne-valanginienne, tandis que sur la rive droite se trouvent des calcaires blancs que l'on peut prendre pour du Barrémien. Mais l'étude de l'association de microfaune (C.M. 337-344) fixe un âge Infravalanginien; car les Orbitolinidés manquent, ils caractérisent dans notre

région l'étage Barrémien. Cette anomalie de disposition nous conduit à admettre une faille sur laquelle coule le ruisseau. Puis vers le point 476 c'est le Kiméridgien qui affleure. Les coupes minces (357-360) en témoignent. Comme les couches plongent dans le même sens, nous admettons une autre faille entre ces deux formations (Kiméridgien-Infravalanginien). Enfin le Kiméridgien des Rochers de Léaz plonge axialement vers le S et est arrêté par la faille F.

D'après la morphologie, les failles près du ruisseau de Rochefort paraissent converger vers la cluse du Rhône. Les grands accidents transverses sont dûs à l'effondrement marginal du socle rigide et cassant du bassin de Bellegarde après avoir joué le rôle du butoir pour l'anticlinal du Vuache.

Ainsi, entre Sorgia et les Rochers de Léaz, les couches affleurent en bandes longitudinales continues et jalonnées de pointements. Elles sont affectées d'accidents transverses comme le suppose H. SCHARDT (1891), mais pas verticaux. H. VINCIGENNE (1930a) a par contre admis que les couches étaient réduites, laminées et redressées, même renversées sans accidents transverses.

H. SCHARDT (op. cit. p. 58) pensait que les assises des Rochers de Léaz représentaient le flanc ouest du cirque de Longeray et Sorgia. Nous avons vu à propos des compartiments structuraux que des deux derniers éléments (unités 2 et 3) disparaissaient vers le Rhône ainsi que l'unité 4 qui se coïncide vers la Pointe de Sorgia, Or, il est clair que les Rochers de Léaz représentent bien le flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo et non pas la moitié ouest du cirque de Longeray et Sorgia.

2. Relations entre le Grand Crédo et le Vuache

On a vu à plusieurs reprises que le Vuache proprement dit prolongeait la partie est de l'anticlinal du Grand Crédo. Les unités 2, 3 et 4 ont disparu et le flanc ouest de l'anticlinal du Grand Crédo n'est plus représenté que par les Rochers de Léaz.

3. Le passage du Rhône à travers la chaîne Grand Crédo-Vuache

Le Rhône a profité des points faibles du dispositif tectonique pour établir son cours à travers le pli Grand Crédo-Vuache. Le défilé du Fort l'Ecluse correspond en effet à l'emplacement de la faille «a». Nous y avons observé de nombreuses cassures dirigées sensiblement E-W et plongeant vers le S avec des déplacements verticaux, qui ont été également observées par J. P. DE LORIOU (1954, p. 15). Contrairement aux auteurs qui voient un brusque affaissement local de l'axe du pli à cet endroit nous pensons que le Rhône a établi son cours dans une zone fracturée; la faille «a» joue un rôle primordial.

Le plongement axial de l'axe de l'anticlinal du Grand Crédo-Vuache est de l'ordre d'une dizaine de degrés et le Kiméridgien qui est à 1300 m d'altitude du côté du Grand Crédo se trouve à 800 m au Vuache. Cette différence d'altitude ne peut pas s'expliquer par un brusque affaissement de l'axe du pli, comme les anciens auteurs le supposaient, car la distance est trop courte. Les profils I et II de la planche V montrent clairement nos observations. Nous n'avons pas pu faire passer ces profils dans l'axe même de l'anticlinal Grand Crédo-Vuache à cause du manque d'affleurements dans le cœur de l'anticlinal du Vuache. Le profil I passe, au N, dans l'axe de l'anticlinal du Grand Crédo, puis coupe son flanc est pour passer en-

suite dans l'anticlinal du Vuache vers son flanc est. C'est pourquoi les couches forment une dépression illusoire sur le profil de deux côtés de la cluse. Le profil II, plus près de l'axe, atténue cette dépression. Si l'on avait fait passer un profil dans l'axe même on aurait eu un décalage de 125 m environ entre le Kiméridgien du Grand Crêdo et celui du Vuache, ce qui représente la valeur du rejet de la faille «a». Cette différence d'altitude ne peut donc s'expliquer que par la présence d'une faille (faille «a») dans le Rhône au défilé du Fort l'Ecluse. C'est cette faille qui, étant peut-être complexe, a favorisé l'érosion première du Rhône. Depuis lors, il a entaillé son cours très profondément entre ces deux montagnes.

Après avoir traversé le défilé du Fort l'Ecluse de l'E vers l'W, du pont de Carnot jusqu'en amont du lieu-dit le Lavoux, le Rhône se dirige de 45° vers le SE, suivant le prolongement de la zone broyée de Rochefort. Arrivé à Condière, il change à nouveau de direction et passe à l'E des Rochers de Léaz suivant les failles A et B. Ensuite il contourne ces derniers et entre brusquement, à angle droit, dans le plateau molassique s'échappant ainsi définitivement de l'anticlinal. M. LUGEON et J. VILLEMAGNE (1921) supposent une ancienne vallée par où s'écoulaient l'ancien glacier würmien et le Rhône infra ou interglaciaire. Pour eux, cette ancienne vallée s'étendrait sur tout le territoire de Clarafon-Vanzy et déboucherait dans celle des Usses entre le Pont-Rouge et Mons («tronçon de Clarafond»). Comblée par les moraines würmiennes et les alluvions de progression, ce tronçon n'aurait plus laissé place au Rhône après le retrait du glacier würmien. Le Rhône aurait été barré. Le fleuve surélevé aurait cherché un autre chemin et au lieu de couler normalement vers le S, il se serait dirigé vers le NW et se serait surimposé dans les molasses et plus tard dans l'Urgonien pour y scier son célèbre canyon. Nous n'avons rien vu qui contredise leur point de vue. Le Rhône a été détourné par un obstacle au S des Rochers de Léaz et a changé de direction à angle droit.

4. Bloc néocomien du château d'Arcine

Le petit rocher qui porte le château d'Arcine est formé de terrains néocomiens. La route nationale 508 «a», d'Arcine à Chevrier, en donne une bonne coupe (fig. 18). On observe successivement du S au N le Barrémien à faciès urgonien (C.M. 251–254) en bancs fracturés, crayeux; puis le Barrémien à faciès russillien (calcaires pseudoolithiques C.M. 255–259) en gros bancs réguliers (N 48° W; 42° SW) sur lequel est bâti le château. Les mêmes bancs diminuent d'épaisseur (C.M. 260–261) et un peu plus loin pendent en sens inverse (N 66° W; 54° à 30° NE). Ils forment donc un repli. Les cassures sont abondantes, mais jamais on ne voit de rejets. Une petite dépression d'un mètre de largeur sépare ces calcaires blancs pseudoolithiques à Orbitolinidés des calcaires gris jaunâtres spathiques, glauconieux (C.M. 345–348) de l'Hauterivien supérieur. Les gros bancs et le faciès crayeux du Barrémien sont arrêtés par une faille qui passe dans cette dépression. Cette faille aurait, d'après les cassures qui lui sont parallèles, une direction N 80° W et un pendage de 60° vers le NE. L'Hauterivien disparaît une vingtaine de mètres plus loin. La combe qui lui succède correspondrait aux marnes d'Hauterive (Hauterivien inférieur).

Plus loin on rencontre un autre rocher où l'on voit tout d'abord des calcaires roux oolithiques en petits bancs, épais de 2 m (N 5° W; 54° NE) qui appartiennent

d'après les coupes minces (C.M. 348–352) à l'Hauterivien supérieur. La couleur rousse provient de l'altération de la glauconie. Il y aurait donc un petit repli anticlinal dans l'Hauterivien dont le cœur doit se trouver dans la combe hauterivienne. Puis viennent des calcaires blancs fortement fissurés, écrasés du Barrémien inférieur (C.M. 262–274). Ils sont donc l'équivalent du Barrémien du château. Ces calcaires ont été rapportés par H. SCHARDT (1891, p. 76) à l'Urgonien supérieur, car il y a trouvé des *Requienia ammonia* que nous n'avons pas pu retrouver. Pour lui, ces calcaires formeraient, avec ceux du château, la voûte anticlinale urgonienne avec un noyau hauterivien. Pour H. VINCIEUNE (1930b, p. 47) il s'agit du Jurassique supérieur. Plus tard, J. P. DE LORIOI (1954, p. 15) les a attribués au Valanginien ou au Berriasien (Infravalanginien) en respectant les idées de A RICHE qui signale des assises coralligènes dans l'Hauterivien et le Valanginien. Ensuite vient une zone altérée, rousse (Sidérolithique de J. P. DE LORIOI), formée de calcaires roux (C.M. 353–354) de l'Hauterivien supérieur, semblable aux coupes 348 à 325. Ils plongent dans le même sens que ces dernières. On est donc en présence d'un petit repli synclinal dans le Barrémien de ce rocher. Puis une petite dépression sépare ces formations de celles du Séquanien de l'anticlinal du Vuache. De part et d'autre de cette dépression les couches sont fortement disloquées. C'est l'emplacement de la faille F-B.

Ces observations montrent qu'il s'agit d'une série normale comme H. SCHARDT et J. P. DE LORIOI le supposaient, avec des replis et une faille transversale, et non pas d'une série renversée comme H. VINCIEUNE l'a supposé.

Le contact entre la série du château d'Arcine et celle du Vuache proprement dit se fait par la faille F-B. Le contact lui-même n'est pas visible, mais on peut le détecter indirectement. Un premier contact anormal sur la route nationale 508 «a» passe dans la dépression qui fait suite au deuxième rocher. Un autre contact par faille se trouve sur le deuxième rocher où les calcaires blancs fissurés et calcitisés du Barrémien sont en contact anormal avec les couches séquanienues de la série du Vuache qui, elles, plongent de 11° vers le NE avec une direction de $N 34^\circ W$.

Quelle est la position de ce bloc néocomien du château d'Arcine par rapport au Vuache et aux Rochers de Léaz d'une part, et au bassin de Bellegarde de l'autre ? Les auteurs en font tantôt le flanc normal ouest de l'anticlinal du Vuache (H. SCHARDT, 1891), tantôt sa partie renversée et chevauchée (H. VINCIEUNE, 1930b). Pour H. SCHARDT, ce relief serait le dernier représentant du flanc ouest du Vuache

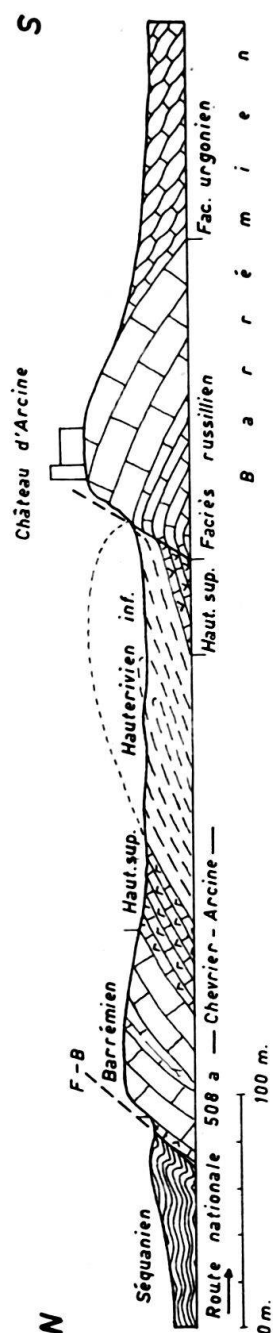


Fig. 18. Coupe du bloc néocomien près d'Arcine.

vers le S et serait séparé des Rochers de Léaz tout en restant dans leur prolongement. H. VINCIENNE le place dans la zone d'enracinement du flanc inverse. Pour lui, les assises superficielles de Léaz passeraient le Rhône en se renversant et formeraient, sur la rive gauche, le petit rocher du château. Nous pensons que ce petit rocher n'est pas le prolongement des Rochers de Léaz. Et par conséquent il n'est pas non plus la suite du flanc ouest de l'anticlinal du Vuache. Le dernier élément du flanc ouest de cet anticlinal (Rochers de Léaz) a complètement disparu un peu au S de Léaz. C'est donc une écaille redressée du flanc est du bassin de Bellegarde. C'est ce que l'on a exprimé en portant le rocher d'Arcine dans l'unité 7', limitée par la faille F-B. Cette écaille a été non seulement redressée, mais arrachée et gauchie lors du plissement.

CONCLUSIONS

Au Jurassique supérieur et spécialement au Purbeckien, il y a eu des premières oscillations de la couverture, mais sans déformations visibles. Des oscillations moins importantes se font sentir au Crétacé inférieur, à l'Infravalangien (diminution d'épaisseur) et au Valangien (absence des marnes d'Arzier). Une première surrection a eu lieu à l'Éocène ainsi qu'en témoignent les sables sidérolithiques. Elle a provoqué la disparition d'une partie de la couverture crétacée dont on trouve des débris dans les sables peu cohérents éocènes de l'ancienne Perte de Rhône près de Bellegarde. La chaîne du Grand Crêdo-Vuache fait partie de cette aire émergée. Une transgression marine limitée s'est produite au début de l'Oligocène; le Chattien n'a pas atteint notre région. Il y a eu, d'après L. GLANGEAUD, des faisceaux de failles subméridionales à l'Oligocène inférieur et moyen, fait constaté également par A. GUILLAUME (1961, p. 111). C'est ainsi que notre faille F prendrait déjà naissance à l'Oligocène, mais elle n'a cessé de rejouer jusqu'à la fin du Pontien ainsi qu'en témoignent les couches redressées du Burdigalien. Une autre transgression a eu lieu au Burdigalien et se serait accentuée au Vindobonien. Une régression générale coïncide avec le début de la surrection de la chaîne au début du Pliocène (Pontien). Le plissement majeur a eu lieu à la fin du Pontien. Il semble que le décrochement du Vuache se soit produit à ce moment-là, vers la fin du plissement principal, après la mise en place des plis suivant la faille F, déjà née à l'Oligocène. Sous l'effet de la poussée secondaire, exercée ensuite d'E en W, la chaîne se serait deversée vers l'W. La faille F prend alors la forme d'un pli-faille. Les failles longitudinales peuvent être considérées comme de simples ruptures dans la masse en train de se plisser. Elles sont sans doute contemporaines du plissement. Seule, la faille A est postérieure au plissement, car elle coupe toutes les autres failles. Ensuite le socle rigide du bassin de Bellegarde s'est effondré en donnant naissance dans sa partie marginale aux failles transversales, notamment à la faille «a» qui a joué un rôle primordial pour le passage du Rhône à travers la chaîne. Les décrochements sont plus tardifs. Il y a eu également des mouvements au Quaternaire (failles secondaires), car le Burdigalien et les dépôts morainiques sont faillés de même façon.

Voici l'énumération des failles et des décrochements par ordre chronologique:

Oligocène: Faille F qui a rejoué au Pontien
Fin du Pontien (début): Failles B, C, D, E

Fin du Pontien (tardif): par ordre chronologique; failles transversales décroche-
ments, faille A
Quaternaire: Failles secondaires

BIBLIOGRAPHIE

- AGASSIZ, L. (1833-1843): *Recherches sur les Poissons fossiles*. T. III.
- ARKELL, W. J. (1937): *A Monograph on the Ammonites of the English Corallian Beds*. Part III.
- AUBERT, D. (1945): *Le Jura et la tectonique d'écoulement*. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, 83. - Mém. Vaud. Sc. Nat. 8/4.
- (1947): *Rapport entre les faciès des terrains secondaires et les plissements jurassiens*. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, 84. - Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 63/268.
 - (1949): *Le Jura*. Geol. Rundschau, 27: 2-17.
 - (1953): *La tectonique du Mont d'Or (Jura vaudois) et le décrochement de Vallorbe-Pontarlier*. Eclogae geol. Helv., 46/2: 175-186.
- BÉNOÎT, E. (1875): *Tableau comparatif des terrains tertiaires dans le bassin du Rhône et des Usse*. Bull. Soc. Géol. France, 3e sér. T. III: 436-451.
- BERSIER, AR. (1936): *La forme de la transgression burdigalienne dans la région vaudoise*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, 7: 111-114.
- BUTTICAZ, P. (1943): *Ammonites séquanienues du Reculet (Jura français). Étude paléontologique et stratigraphique*. Thèse no. 1053. - Mém. Soc. Pal. Suisse, 64: 1-31.
- CAROZZI, A. (1947): *La paléogéographie du Purbeckien du Jura suisse (note préliminaire)*. C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 64/2.
- (1948): *Étude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse*. Thèse no. 1122 et Arch. Sci. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 1/1.
 - (1951): «*Turbidity currents*» et brèches multicolores du Purbeckien du Grand Salève (Haute Savoie). Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 4/3: 205-208.
 - (1953): *Pétrographie des roches sédimentaires*. Lausanne.
 - (1954): *L'organisme «C» de J Favre (1927) est une Vaginella portlandienne*. Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 7/2.
 - (1955): *Dasycladacées du Jurassique supérieur du bassin de Genève*. Eclogae geol. Helv., 48/1.
 - (1956): *Une nouvelle espèce de «Clypeina» (Dasycladacée) dans le Berriasien du Salève et du Jura central*. Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 9/4.
- CAYEUX, L. (1916): *Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires*. Mém. pr. Serv. expl. Carte. Géol. dét. France, Paris.
- CHOFFAT, P. (1878): *Études géologiques sur la chaîne du Jura. Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et méridional*. Mém. Soc. Em. Doubs, (5), 3.
- (1893): *Description de la faune jurassique du Portugal. Classe des Céphalopodes*. Direc. Trav. Géol. Portugal.
- COLOM, G. (1955): *Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the Western Mediterranean zone and the Atlantic area*. Micropaleontology, 1/2: 109-124.
- CUSHMAN, J. A. (1933): *Foraminifera, their classification and economic use*. Sharon, Massachusetts, U.S.A.
- (1933): *An illustrated key to the genera of the Foraminifera*. Sharon, Massachusetts, U.S.A.
- CUVIER, FR. (1878): *Note sur la stratigraphie de l'extrémité sud du Jura et des montagnes qui lui font suite en Savoie, aux environs du Fort-l'Ecluse*. Bull. Soc. Géol. France, 3e sér., T. IV: 364-370.
- CUVILLIER, J. (1956): *Stratigraphic correlations by Microfacies in western Aquitaine*. Leiden.
- DEPÉRET, CH. (1893): *Sur la classification et le parallélisme du système miocène*. Bull. Soc. Géol. France, 3e sér., T. XXI: 170-266.
- DEPÉRET, CH. et DOUXAMI, H. (1902): *Les vertébrés oligocènes de Pyrimont-Challonges (Savoie)*. Mém. Soc. Pal. Suisse, 29.
- DONCIEUX, L. (1920): *Révision de la feuille de Nantua au 80 000e*. Bull. pr. Serv. Carte. Géol. France, no. 140, T. XXIV.
- DOUGLASS, R. C. (1960): *Revision of the family Orbitolinidae*. Micropaleontology, 6/3: 249-270.

- DOUXAMI, H. (1896): *Étude sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale*. Annales Université, Lyon.
- (1901): *Les formations tertiaires et quaternaires de la vallée de Bellegarde*. Bull. Soc. Hist. Nat. Savoie.
- DUBOIS, M. (1959): *Le Jura méridional. Étude morphologique*. SEDES, Paris.
- DUFAURE, PH. (1958): *Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitaine à la Provence*. Rev. Micropal. 1/2: 87–115.
- (1959): *Problèmes stratigraphiques dans le Crétacé supérieur des Pays de Bigorre et de Comminges*. Rev. Micropal., 2/2: 99–112.
- ELLIOTT, G. F. (1955): *Fossil calcareous algae from the Middle East*. Micropaleontology, 1/2: 125–131.
- (1957): *New calcareous algae from Arabian Peninsula*. Micropaleontology, 3/3: 227–230.
- ENAY, R. (1959): *La Stratigraphie du Jurassique supérieur dans la chaîne anticlinale Faucille-Grand Crêt d'eau*. C.R. Séan. Acad. Sc. 248: 125–128.
- FALCONIER, A. (1931): *Étude géologique de la région du Col de Marchairuz*. Thèse no. 897 – Mat. Carte Géol. Suisse, nouv. sér., livr. 27.
- FAVRE, E. (1875): *Description des fossiles des terrains jurassiques de la montagne des Voirons (Savoie)*. Mém. Soc. Pal. Suisse, 2/(1).
- (1876): *Description des fossiles du terrain oxfordien dans les Alpes fribourgeoises*. Mém. Soc. Pal. Suisse, 3.
 - (1877): *La zone à Ammonites acanthicus dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie*. Mém. Soc. Pal. Suisse, 3.
 - (1879): *Fossiles des couches tithoniques des Alpes fribourgeoises*. Mém. Soc. Pal. Suisse, 6.
- FAVRE, J., & RICHARD, A. (1927): *Étude du Jurassique supérieur de Pierre-Châtel et de Cluse de la Balme (Jura méridional)*. Mém. Soc. Pal. Suisse, 46: 1–40.
- FOLK, R. L. (1959): *Practical petrographic classification of limestones*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 43: 1–38.
- FONTANNES, F. (1875–1880): *Études stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône*. I–IX, Lyon-Paris.
- (1879): *Description des Ammonites des calcaires du château de Crussol (Zones à *Oppelia tenuilobata* et *Waagenia beckeri*)*. Ardeche.
- FROLLO, M. M. (1938): *Sur un nouveau genre de Codiacee du Jurassique supérieur des Carpathes orientales*. Bull. Soc. Géol. France, 5e sér. T. VIII: 269–271.
- GIGNOUX, M., & MATHIAN, J. (1951, 1952): *Les enseignements géologiques du grand barrage de Génissiat sur le Rhône (Ain-Haute Savoie). Karstification éocène de l'Urgonien; Quaternaire rhodanien*. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, T. XXIX.
- GIGNOUX, M., & MORET, L. (1939): *L'Oligocène du bassin du Rhône entre Genève et Seyssel. Études rhodaniennes*, Lyon, 15/1–3: 139–144.
- (1945–1946): *Nomenclature stratigraphique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France*. Trav. Lab. Géol. Fac. Scien. Univ. Grenoble, T. XXV: 57–88.
- GLANGEAUD, L. (1943): *Gravimétrie, tectonique fine et structure profonde de la externe du Jura*. C.R. Acad. Sc. 216: 671–674.
- (1944): *Les glissements post-tectoniques dans le Jura et leur rôle dans les interprétations structurales*. C.R. Acad. Sc., 218: 466–468.
 - (1948): *Les nouvelles théories sur la formation du Jura*. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, 52: 5–16.
 - (1951): *Les problèmes du Jura*. Bull. Soc. Géol. France, T. I: 765–851.
 - (1953): *Tectonique comparée des nappes de glissements dans le Jura bressan et diverses régions méditerranéennes*. Bull. Soc. Géol. France, 6e sér. T. III: 687–702.
- GOLDFUSS, A. (1862): *Petrefacta Germaniae*. 3 parties, 2e édition, Leipzig.
- GUILLAUME, A. (1961): *Relations et évolution morphotectonique des plateaux centraux et de la haute chaîne du Jura dans la région de Champagnole-Morez*. Rev. Géog. Phys. Géol. Dynam. (2), IV, 4/2: 103–114.
- HAAS, H. (1887): *Brachiopodes rhétiens et jurassiques des Alpes vaudoises*. 6 Pls.
- HANZAWA, SH. (1961): *Facies and micro-organisms of the Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sediments of Japan and her adjacent islands*. Leiden.

- HENSON, F. R. S. (1958): *Larger imperforate Foraminifera of south-western Asia*. Brit. Mus. Nat. Hist. London.
- JACCARD, AUG. (1869): *Jura vaudois et neuchâtelois*. Mat. Carte Géol. Suisse, 6e livr.
- (1870): *Supplément à la description du Jura vaudois et neuchâtelois*. Mat. Carte Géol. Suisse, 7e livr.
- JACOB, CH., & FALLOT, P. (1913): *Étude sur les rhynchonelles portlandiennes, néocomiennes et méso-crétacées du Sud-Est de la France*. Mém. Soc. Pal. Suisse, 39.
- JAYET, AD. (1926): *Étude stratigraphique de la Perte du Rhône près de Bellegarde (Ain, France)*. Eclogae geol. Helv. 20/2.
- (1938): *Sur la présence des dépôts quaternaires rissiens à Bellegarde (Département de l'Ain)*. C.R. Séan. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 55/2: 60–63.
- (1945): *A propos de l'âge du maximum glaciaire quaternaire*. Eclogae geol. Helv., 38/2: 458–469.
- JAYET, AD., & PORTMANN, J. P. (1960): *Deux gisements interglaciaires nouveaux aux environs d'Yverdon (Canton de Vaud, Suisse)*. C.R. Soc. Géol. Suisse et Eclogae geol. Helv., 53/2.
- JOUKOWSKY, E., & FAVRE, J. (1913): *Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute Savoie, France)*. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 37/4.
- KILIAN, W. (1911): *Contribution à l'histoire de la vallée du Rhône à l'époque pléistocène. Le défilé du Fort de l'Ecluse*. Ain. Zeitschr. Gletscherkunde, 6.
- (1918): *Études sur la période pléistocène dans la partie moyenne du bassin du Rhône*. Annales Université Grenoble, T. XX.
- LAGOTALA, H. (1920): *Étude géologique de la région de la Dôle. La Dôle, Noirmont, Saint-Cergues, Arzier, Trélex, Nord de la Rippe etc.* Thèse no. 642 – Mat. Carte Géol. Suisse, nouv. sér., livr. XLVI (4).
- (1925): *La vallée de la Valserine et le glacier du Rhône*. C.R. Séan. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 42/2.
- LEE, W. G. (1905): *Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique de la chaîne de la Faucille*. Mém. Soc. Pal. Suisse, 32.
- LEUPOLD, W., & MAYNC, W. (1935): *Das Auftreten von Choffatella, Pseudocyclammina, Lovcenipora und Clypeina im alpinen Faziesgebiet*. Eclogae geol. Helv., 28: 129–139.
- LOMBARD, AUG. (1956): *Géologie sédimentaire. Les séries marines*. Paris, Masson & Cie. – Liège, H. Vaillant-Carmanne S.A.
- LORIOLE, P. (1876 et 1877): *Monographie paléontologique de la zone à Ammonites tenuilobatus de Baden (Argovie)*. Mém. Soc. Pal. Suisse, 3 et 4.
- (1880 et 1881): *Monographie paléontologique de la zone à Ammonites d'Oberbuchsitzen*. Mém. Soc. Pal. Suisse, 7 et 8.
- LORIOLE, J. P. (1954): *Étude géologique de l'extrémité septentrionale de la montagne du Vuache (Haute Savoie)*. Travail de diplôme (Manuscrit inédit).
- LUGEON, M. (1941): *Une hypothèse sur l'origine du Jura*. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne et Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 61/256.
- LUGEON, M., & VILLEMAGNE, J. (1921): *Sur un ancien lit glaciaire du Rhône entre Léaz et le Pont-Rouge des Usses (Haute Savoie)*. C.R. Séan. Acad. Sc., 172: 109.
- MAGNE, J., MALMOUSTIER, G., & SERONIE-VIVIEN, M. R. (1961): *Microfaciès du Lias d'Aquitaine. Étude de subsurface*. Rev. Micropal., 4/2: 108–118.
- MOHLER, W. (1938): *Mikropalaeontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Jura-formation*. Mém. Soc. Pal. Suisse, 60.
- MOORE, R. (1957): *Treatise on invertebrate paleontology*. Geol. Soc. American Univ. Kansas press.
- MORELLET, J. (1950): *Contribution à l'étude de Clypeina jurassica, J. Favre (Algue siphonnée calcare) d'après de remarquables échantillons du Jurassique d'Algérie*. Bull. Soc. Géol. France, 5e sér., T. XX: 399, Pl. 22, fig. 1–3.
- MORET, L. (1925): *Enquête critique sur les ressources minérales de la Province de Savoie, précédée d'une esquisse géologique*. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, T. XIV/1: 1–201.
- (1936): *Découverte de restes de Mammifères (Aceratherium Filholi, Osborn.; Anthracoterium sp.) dans les sables oligocènes des Déserts près de Chambéry (Savoie)*. C.R. Séan. Soc. Géol. France, 14: 242–244.

- MORET, L. (1943-1944): *Nouvelles trouvailles de restes de Rhinocéridés (Aceratherium Filholi, Osborn) dans l'Oligocène des Déserts (Savoie)*. Trav. Lab. Géol. Fac. Scien. Univ. Grenoble, T. XXIV: 69-77.
- (1943): *Manuel de paléontologie végétale*. Paris, Masson & Cie. éd.
 - (1958): *Manuel de paléontologie animale*. 4e éd. Paris, Masson & Cie. éd.
- MOULLADE, M. (1960): *Les Orbitolinidae des microfaciès barrémiens de la Drôme*. Rev. Micropal., 3/3: 188-198.
- MURAT, R., & SCOLARI, G. (1956): *Présence et répartition stratigraphique de Pfenderina neocomensis (Trochamminidae) dans le Jura et l'Autochtone alpin*. Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 9/1: 97-101.
- ORBIGNY D', A. (1850-1860): *Paléontologie française. Terrains jurassiques*. Paris.
- (1840-1867): *Paléontologie française. Terrains crétacés*. Paris.
- PARÉJAS, ED. (1938): *Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève*. Rev. Fac. Sc. Univ. Istanbul, 2/2.
- (1948): *Sur quelques Coprolithes de Crustacées*. Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 1/3: 512-520.
- PEYRE, Y. (1959): *Étude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments*. Rev. Micropal., 2/2: 80-87.
- PFENDER, J. (1938): *Les Foraminifères du Valanginien provençal*. Bull. Soc. Géol. France, T. VIII, sér. 5: 231-242.
- PICTET, J. F. (1863): *Mélanges paléontologiques*. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, T. XVII, 1re partie.
- PICTET, J. F., & CAMPICHE, G. (1858-1872): *Description du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix*. 5 parties, Mat. pr. Pal. Suisse, séries 2 à 6.
- PICTET, J. F., & RENEVIER, E. (1858): *Description des fossiles du terrain aptien de la Perte du Rhône*. Mat. pr. Pal. Suisse, 1re sér.
- PICTET, J. F. & ROUX, W. (1847-1853): *Description des Mollusques fossiles des Grès verts des environs de Genève*. Genève.
- QUENSTEDT, FR. (1849): *Die Cephalopoden*. Tübingen.
- (1883-1888): *Die Ammoniten des schwäbischen Jura*. Band I, II, III.
- RAVEN, Th. (1932): *Étude géologique de la région de Morez-les-Rousses (Jura)*. Trav. Lab. Géol. Univ. Lyon, Fasc. 20, Mém. 17, 124 p.
- RAT, P. (1959): *Le milieu et le développement des Orbitolines (Foraminifères)*. Bull. Soc. Géol. France, 7e sér., T. I: 651-657.
- RENEVIER, E. (1854): *Mémoire géologique sur la Perte du Rhône et ses environs*. Nouv. Mém. Soc. Helv. Sc. Nat., 14.
- (1875): *Sur les terrains de la Perte du Rhône*. Bull. Soc. Géol. France, T. III.
- RÉVIL, J. (1889): *Étude sur le Jurassique moyen et supérieur du Mont du Chat*. Chambéry.
- (1908): *Sur la «disharmonie» des plis superficiels et des plis profonds aux environs de Chambéry*. Bull. Soc. Géol. France, 4e sér., T. VIII: 342-357.
- REY, M., & NOUET, G. (1958): *Microfaciès de la région prerifaine et de la moyenne Moulouya (Maroc septentrional)*. Leiden.
- RIAZ DE, A. (1898): *Description des Ammonites des couches à Peltoceras transversarium (Oxfordien supérieur) de Trept (Isère)*.
- ROMAN, F. (1938): *Les Ammonites jurassiques et crétacés. Essai de genera*. Paris, Masson & Cie. éd.
- PONCHADZE, J. (1917): *Perisphinctes de l'Argovien de Chézery et de la Faucille*. Thèse no. 590.
- RIGASSI, D. (1957): *Le Tertiaire de la région genevoise et savoissienne*. Bull. Ver. Schweizer Petrol. Geol. u. Ing., 24/66: 19-34.
- SAUSSURE DE, H. B. (1779): *Voyage dans les Alpes*. Genève.
- SCHARDT, H. (1891): *Études géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura (chaîne du Reculet-Vuache)*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 27.
- SCOLARI, G. (1955): *Étude géologique du Mont Vuache (extrémité méridionale) et du Mont de Musiège (Haute Savoie)*. Travail de diplôme (Manuscrit inédit).
- (1956): *Nouvelles observations et hypothèses sur la tectonique du Mont Vuache et ses rapports avec le bassin de Bellegarde (Jura méridional)*. Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 9/1: 53-62.

- SIEMIRADZKY, J. (1899): *Monographische Beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes. Palaeontographica* 45. Stuttgart.
- SPATH, L. F. (1927-1933): *Revision of the jurassic Cephalopod fauna of Kachh (Cutch)*. Mem. Geol. Surv. India: Pal. Indica. N.S. IX, Mem. 2.
- THIEULOY, J. P. (1959): *Étude micrographique des «calcaires à débris» barrémo-aptiens sur le pourtour méridional du Vercors*. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, T. XXXV.
- TOBLER, A. (1928): *Über Pseudocyclammina und Choffatella im schweizerischen Jura*. Eclogae geol. Helv., 21: 212-216.
- UMBROVE, J. H. F. (1948): *Origin of the Jura Mountains*. Proceed. Kong. Ned. Akad. v. Wetensch., Amsterdam, 51/9: 1049-1062.
- VATAN, A. (1949): *La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional, au Crétacé et au Tertiaire*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, 102-104.
- VATAN, A., & JOURNAUX, A. (1949): *Premiers résultats d'une étude pétrographique des matériaux des plaines de la Saône*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, 90-91.
- VERNET, J. P., & GAUTIER, A. (1962): *La technique des coupes minces appliquée à l'étude de l'halloysite au microscope électronique*. C.R. Séan. Acad. Sc., 254: 2608-2610.
- VINCIENNE, H. (1930a): *Observations stratigraphique et tectonique sur la terminaison méridionale de la chaîne du Credo*. C.R. Séan. Acad. Sc. Paris, 190: 805.
- (1930b): *Les relations structurales entre les Rochers de Léaz (Ain) et du vieux château d'Arcine (Haute Savoie) et le Vuache. Conclusions sur la tectonique de cette chaîne*. C.R. Séan. Acad. Sc. Paris, 190: 947.
- (1932a): *Les décrochements horizontaux dans le Sud du Jura; rôle tectonique et morphologique*. C.R. Séan. Acad. Sc. Paris, 194: 2149.
- (1932b): *La structure en écaillés de la région d'Ambérieu (bordure ouest du Jura méridional) et l'âge des derniers mouvements jurassiens*. C.R. Séan. Acad. Sc. Paris, 195: 258.
- (1938): *Sur l'altération des silex crétacés dans les sables supérieurs de la Perte du Rhône à Bellegarde*. C.R. Séan. Acad. Sc. Paris, 207: 295.
- (1944): *Sur la structure de la partie ouest du Jura méridional*. C.R. Séan. Acad. Sc. Paris, 219: 421-423.
- YABE, H., & HANZAWA, SH. (1926): *Choffatella Schlumberger and Pseudocyclammina, a new genus of arenaceous Foraminifera*. Sc. Rep. Tôhoku imp. Univ., 2e sér., 9/1: 9-12, Sendai.
- YABE, H., & TOYAMA, S. (1928): *On some rock-forming Algae from the Younger Mesozoic of Japan*. Sc. Rep. Tôhoku imp. Univ., 2nd ser (Geol.), 12/1: 141-152, Sendai.
- WAGNER, A. (1962): *Géologie du Mont de Musiège (Haute Savoie)*. Travail de diplôme (Manuscrit inédit).
- Cartes topographiques au 1/20000, feuilles Saint Julien-en-Genevois n^{os} 5 et 6.
- Carte géologique de la France au 1/80000, feuille Nantua.

Manuscrit reçu le 22 avril 1963

Planche I

- Fig. 1. *Cayeuxia piaë* RECH-FROLLO; Portlandien supérieur. × 20. C.M. 106.
a. Section transversale faiblement oblique. b. Section longitudinale-oblique.
- Fig. 2. *Vaginella striata* CAROZZI; Portlandien supérieur. × 20. C.M. 110.
a. Section transversale. b. Section longitudinale. c. Section oblique.
- Fig. 3. *Dictyoconus* aff. *arabicus* HENSON; Barrémien inférieur. × 31. C.M. 242.
Section longitudinale.
- Fig. 4. *Cayeuxia moldavica* RECH-FROLLO; Portlandien inférieur. × 25. C.M. 78.
Section longitudinale-oblique.

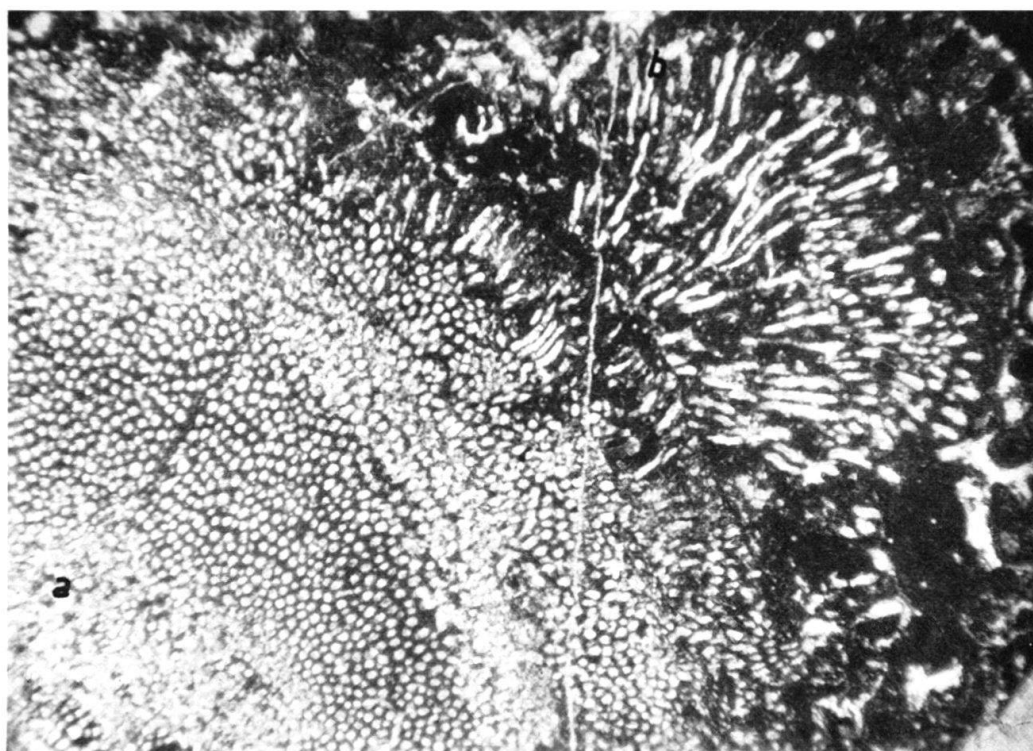


Fig. 1

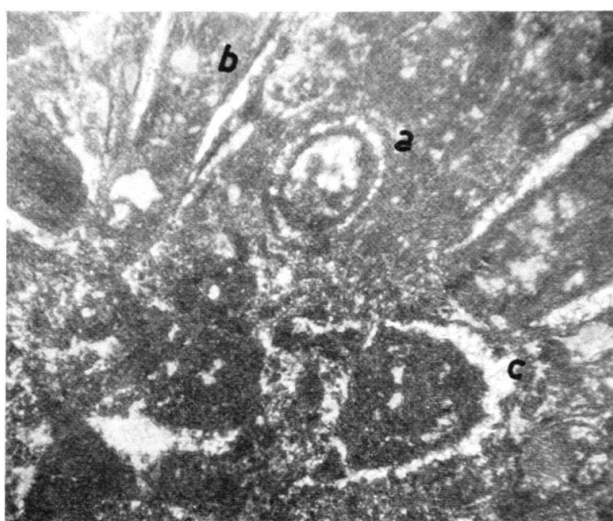


Fig. 2



Fig. 3

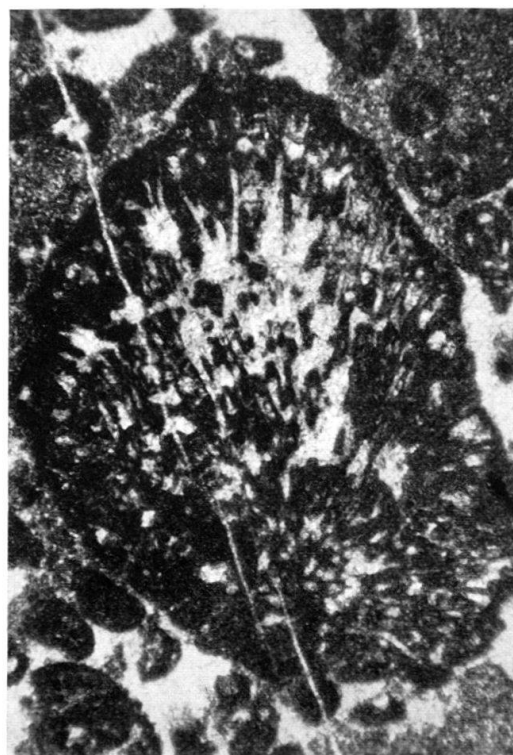


Fig. 4

Planche II

Fig. 1. Calcaire oolithique à *Coprolithus salevensis*, PARÉJAS; Purbeckien. $\times 31$. C.M. 180.
a. Section transversale.

Fig. 2. Calcaire oolithique à *Dasycladacées*, Purbeckien. $\times 20$. C.M. 170.

A. *Salpingoporella annulata*, CAROZZI. Sections longitudinales et transversales.

B. *Clypeina parvula*, CAROZZI. Sections transversales.

Fig. 3. Calcaire pseudoolithique à *Actinoporella podolica*, ALTH; Valanginien supérieur. $\times 20$.
C.M. 212. Sections transversales des rameaux.

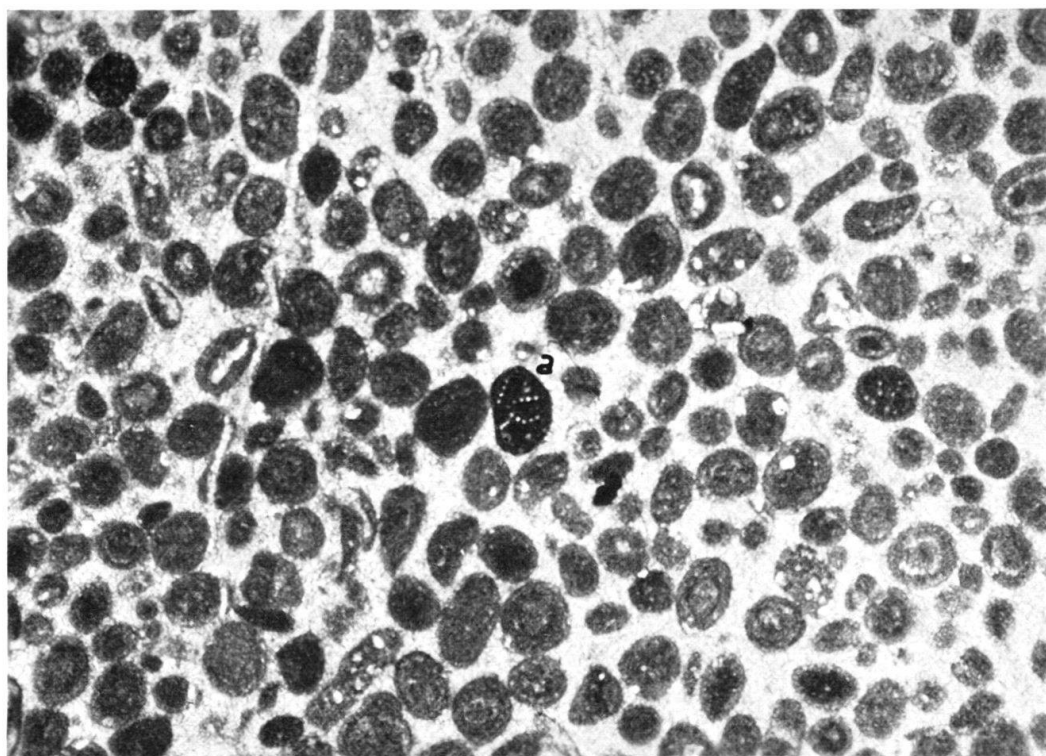


Fig. 1

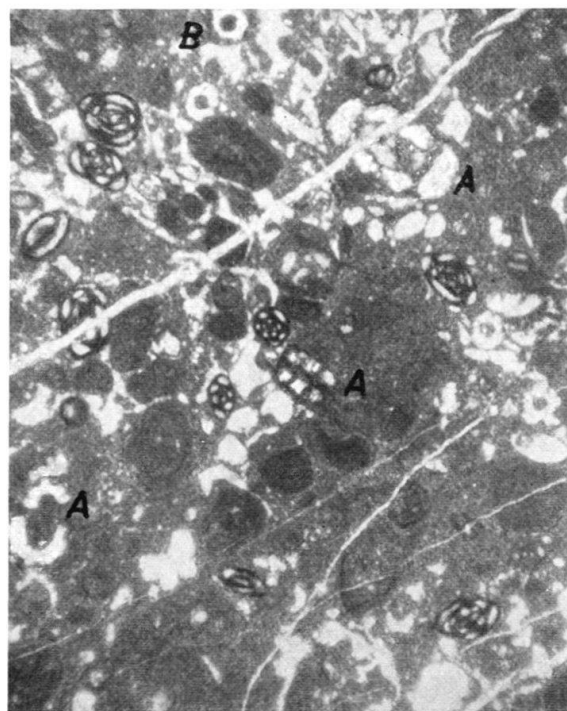


Fig. 2

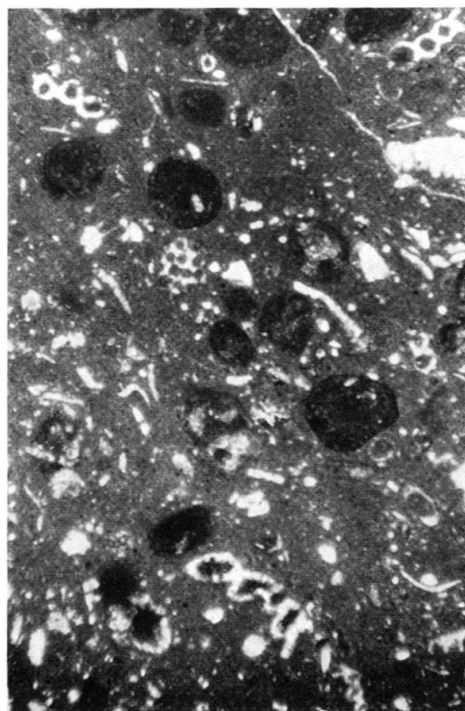
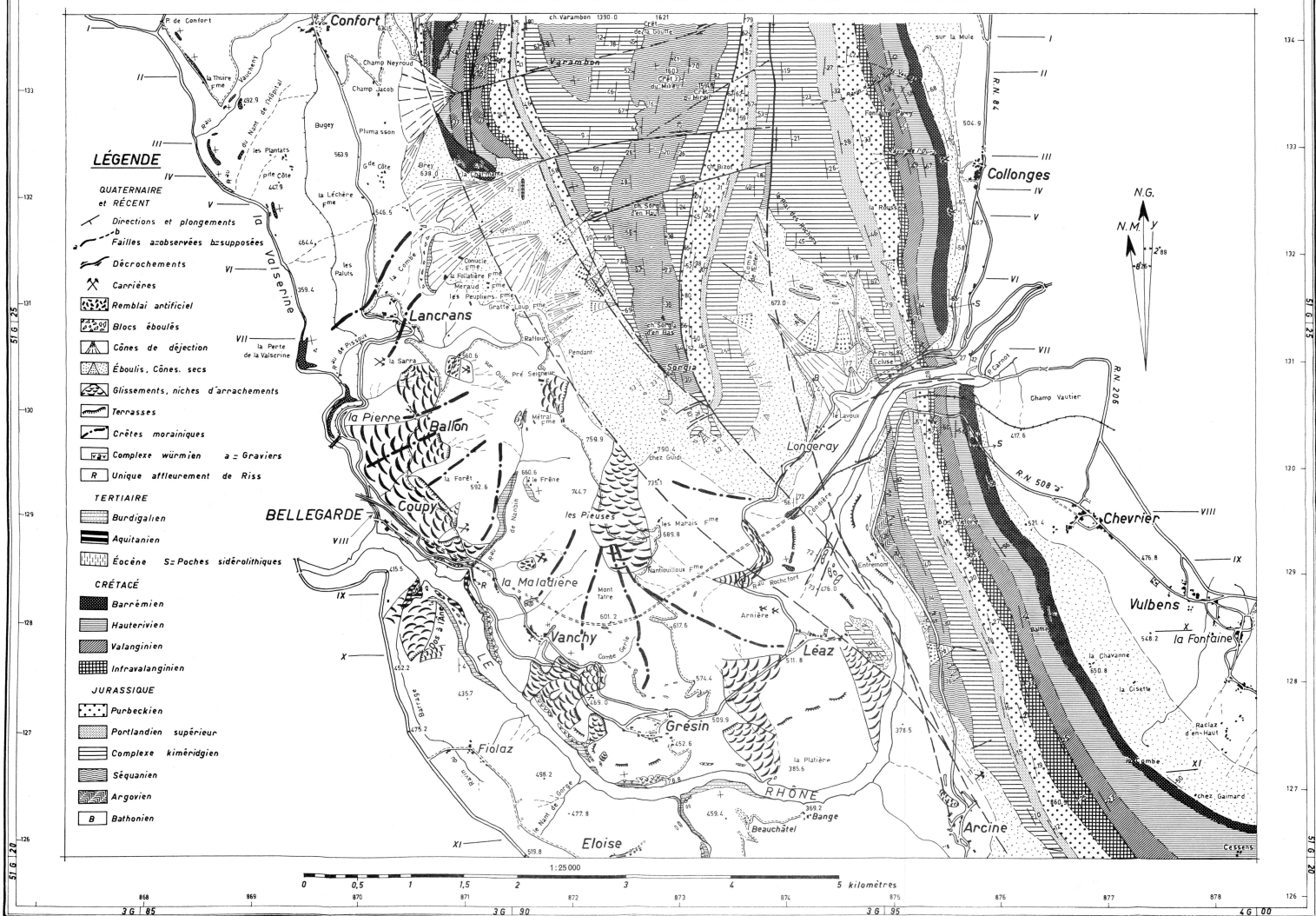
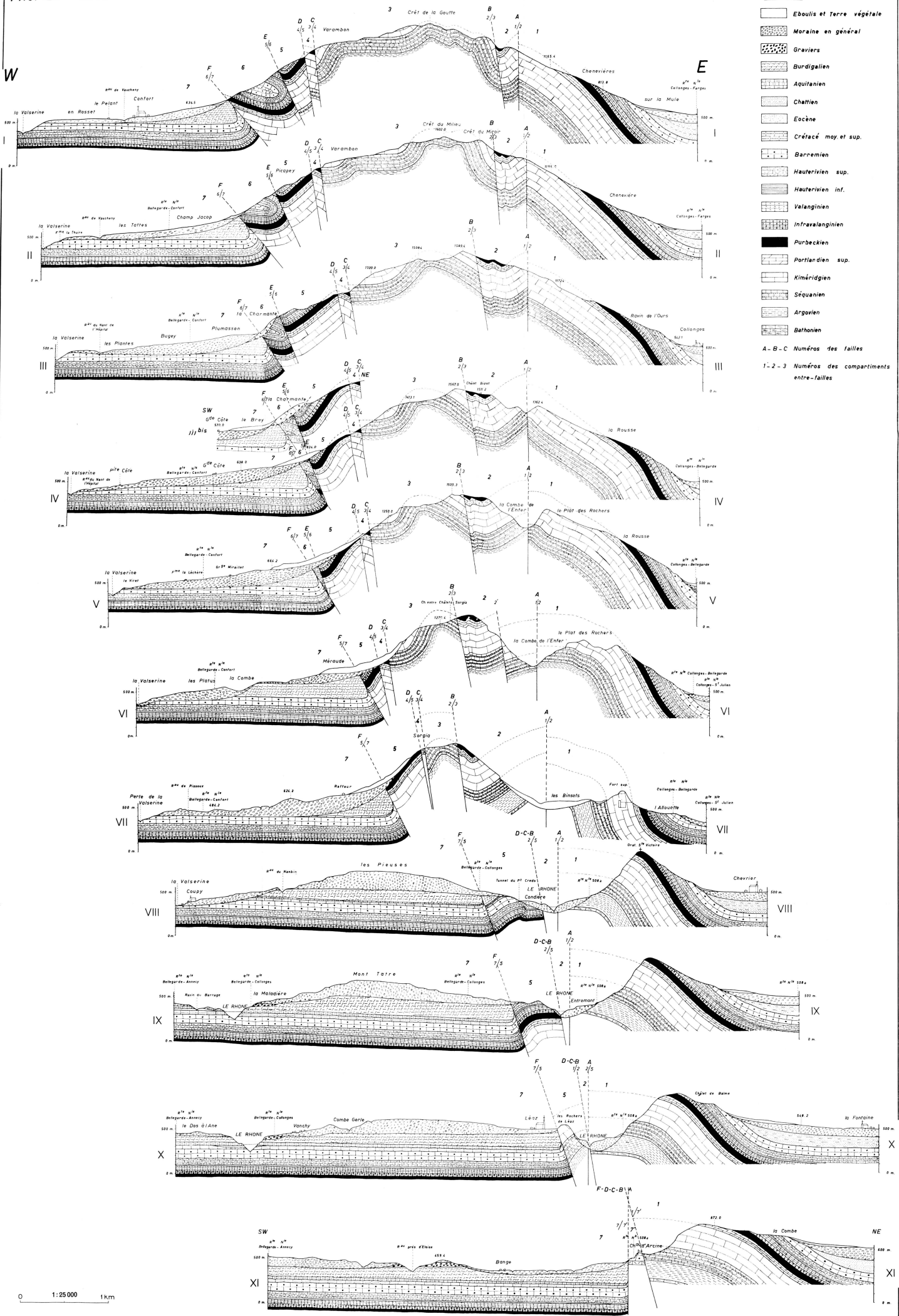


Fig. 3

CARTE GÉOLOGIQUE de la CHAÎNE GRAND CRÊDO-VUACHE



PROFILS GEOLOGIQUES à travers le CREDO et le VUACHE



PROFILS LONGITUDINAUX à travers le CRÉDO et le VUACHE

0 0.5 1 1.5 2 kilomètres
1:25 000

