

---

# LES FORMATIONS BRÉCHIQUES DANS LE TITHONIQUE DU SUD-EST DE LA FRANCE

par Jürgen REMANE

---

## I. INTRODUCTION

Les « pseudobrèches » ou « fausses-brèches » du Tithonique subalpin ont déjà maintes fois attiré l'attention des auteurs, et plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer leur mode de formation. Au cours des études stratigraphiques sur le Tithonique du SE de la France que nous avons poursuivies pendant cette dernière année, la question de l'origine de toutes ces formations bréchiques s'est de nouveau posée. Il est évident que, même d'un point de vue purement stratigraphique, il est très important de savoir s'il s'agit de formations concrétionnaires, qui ne changent donc rien dans la succession, d'un phénomène de remaniement qui indiquerait une lacune ou de dépôts resédimentés.

Nous étions ainsi amenés à étudier d'une façon plus détaillée non seulement les pseudobrèches proprement dites, mais encore tout l'ensemble des calcaires d'apparence bréchique, car la terminologie est parfois un peu vague à l'égard de ces formations. Ainsi, l'on rencontre dans quelques descriptions le terme « calcaire bréchiforme » qui n'a jamais été défini d'une façon précise et qui prête à confusion.

## II. HISTORIQUE

En 1895, W. KILIAN a consacré une étude spéciale aux « pseudobrèches [11] <sup>1</sup>, qu'il cherche à expliquer par un processus de sédimentation particulier; il pense à des formations concrétionnaires. Cette théorie est basée sur plusieurs observations : 1° Tous les éléments qui diffèrent du ciment sont semblables entre eux <sup>2</sup>; 2° Les formes souvent branchues des éléments écarteraient l'idée d'un charriage lointain; 3° Les Ammonites que l'on trouve parfois dans ces niveaux ne montrent aucune trace d'usure.

W. KILIAN essaye ainsi de démontrer dans cet article que l'on n'a pas affaire à un remaniement de couches plus anciennes comme cela avait été admis par LEENHARDT. A côté des observations déjà citées plus haut, c'est surtout le fait que l'on observe partout une concordance parfaite des couches qui écarte cette idée. En outre, de tels niveaux pseudobrèchiques existent en grand nombre depuis l'Oxfordien, ce qui exigerait donc de très nombreuses périodes de remaniement.

Selon W. KILIAN, on n'a jamais pu observer une différence de faune entre les éléments et le ciment, les deux sont donc du même âge. Aussi admet-il qu'il s'agit de formations concrétionnaires, d'où le nom « fausse-brèche » ou « pseudobrèche ». Cette théorie semblait encore être confirmée par l'observation que, dans le Berriasien de la Montagne de Lure, les pseudobrèches passent souvent à des calcaires rognonneux.

Plus tard, J. GOGUEL [8] admet cependant qu'une action mécanique serait responsable de la formation de ces « pseudobrèches ». L'hypothèse de concrétions formées en milieu solide [11] se heurterait, selon lui, à la distribution des éléments dans la roche encaissante et à leur forte analogie avec le ciment. D'autre part, ces brèches ne peuvent pas résulter d'un transport : la grande continuité des bancs exigerait un transport lointain, et cela est impossible à cause de la forme irrégulière des éléments. En quelques points on observe même un classement qui semble indiquer que le dépôt d'un banc s'est fait en une fois.

J. GOGUEL admet alors que le sédiment non encore consolidé a été remis en mouvement par des tremblements de terre. Il s'agit

---

<sup>1</sup> Les chiffres entre crochets renvoient à la bibliographie.

<sup>2</sup> Les observations microscopiques ont cependant révélé que le caractère lithologique des éléments est souvent très variable dans la même assise.

ainsi d'un remaniement sur place, sans transport des éléments, dû à une agitation brusque du fond ou de la mer.

D'autre part, l'auteur fait remarquer que l'on trouve dans le Berriasien des brèches qui présentent des caractères différents : le ciment est beaucoup plus marneux que les éléments et arrive à constituer 80 % de la roche; l'ensemble évoque alors une coulée boueuse. Cette dernière observation est fort intéressante, car comme nous allons le voir plus loin, ce paraît être la seule explication possible dans un grand nombre de cas.

Dans la *Géologie dauphinoise* de M. GIGNOUX et L. MORET [7], nous retrouvons la théorie d'une origine concrétionnaire des « pseudobrèches ». Les concrétions se seraient formées par circulation des eaux d'imprégnation, dans la roche elle-même. Mais, en même temps, on envisage aussi la possibilité qu'il y a eu — en quelques cas tout au moins — un remaniement sous-marin dans des eaux peu profondes et agitées.

Assez récemment enfin, A. CAROZZI [1, 2, 3, 4] a traité le problème des pseudobrèches (ou « niveaux remaniés » des géologues suisses) dans le Malm supérieur de la Nappe de Morcles<sup>3</sup>. En se basant sur les théories de Ph. H. KUENEN et C. I. MIGLIORINI [18], il admet alors que ces niveaux clastiques doivent leur origine à l'action de courants de turbidité. Plusieurs données, qui sont d'ailleurs en parfait accord avec les observations de Ph. H. KUENEN et ses collaborateurs [12, 14, 15, 17], viennent à l'appui de cette théorie : d'abord la présence dans les niveaux clastiques d'éléments et de fossiles d'origine néritique ou même récifale (des oolithes et des calcaires oolithiques d'une part, des Polypiers, Rudistes, Echinodermes, etc. d'autre part); selon A. CAROZZI, ils en constitueraient même la plus grande partie. D'autre part, c'est le fait que ces niveaux s'intercalent brutalement, sans le moindre terme de passage<sup>4</sup>, dans des séries uniformément pélagiques (calcaires vaseux à Calpionelles et Radiolaires).

Ainsi l'hypothèse d'un remaniement sur place, traduisant des conditions néritiques qui se seraient établies grâce à de fortes et rapides variations de profondeur, se heurtent à deux difficultés insurmontables : 1° Ni les galets de calcaire oolithique, ni les fossiles récifaux ne peuvent avoir été empruntés au substratum par remaniement, car on n'y en trouve jamais; 2° Le changement

---

<sup>3</sup> Dans ce domaine, seule la coupe du Tithonique d'Oex-Arpenaz a été étudiée par nous d'une façon détaillée. D'après ces observations, les « niveaux remaniés » sont identiques aux « pseudobrèches » des faciès dauphinois.

<sup>4</sup> Le contact inférieur des niveaux clastiques est toujours net.

du faciès purement pélagique aux « niveaux remaniés » avec leur cachet néritique est trop brusque pour être expliqué par des oscillations de la profondeur de la mer.

L'absence totale de caractères néritiques tels que ripplemarks, chenaux d'érosion, stratification entrecroisée, etc. dans toutes ces séries parle en faveur d'un milieu de dépôt profond, et cela écarte en même temps l'idée d'un apport des éléments par des courants marins <sup>5</sup>.

Ce sont ainsi plutôt les problèmes paléogéographiques qui se situent au premier plan, et il s'agit d'expliquer de quelle façon peuvent être réalisés en milieu profond des faciès clastiques grossiers considérés jusqu'à présent comme néritiques. C'est là qu'on fait intervenir le mécanisme des courants de turbidité qui, grâce à leur faible pouvoir érosif <sup>6</sup>, peuvent transporter des éléments anguleux sur de grandes distances sans usure appréciable.

Selon A. CAROZZI [2, 4], les relations entre les venues clastiques et le faciès pélagique peuvent se présenter sous trois aspects différents :

1° Les matériaux clastiques forment une masse chaotique sans granoclassement, dont la mise en place se serait faite sans turbulence interne appréciable, par conséquent il ne s'est pas produit de mélange avec le substratum.

2° Il y a un classement rudimentaire; le ciment contient alors des organismes pélagiques irrégulièrement distribués. Ce phénomène témoigne d'une « contamination mécanique » au cours du transport.

3° Le *graded bedding* est net : dans ce cas-là les organismes pélagiques sont abondants dans les parties fines vers le toit de l'assise. L'apport des matériaux clastiques a cessé petit à petit et il y a eu un « mélange périphérique » avec les sédiments pélagiques.

On voit que dans les trois possibilités envisagées la proportion d'éléments pélagiques reste relativement faible dans les niveaux clastiques, ceux-ci seraient donc essentiellement allochtones <sup>7</sup>.

Si l'on compare cette théorie avec celles des auteurs français, on se trouve en face de deux principes d'interprétation qui sont

<sup>5</sup> Cette possibilité a été réfutée dans les travaux de Ph. H. KUENEN et ses collaborateurs [14, 15, 16, 17, 18] sur la formation des grauwackes géosynclinales.

<sup>6</sup> Qui se traduirait aussi par l'absence de traces d'érosion à la base des niveaux clastiques, que ce soient des brèches calcaires ou des grauwackes granoclassées.

<sup>7</sup> Dans le Dauphiné, nous avons pu observer que les éléments pélagiques jouent souvent un rôle prédominant dans les « pseudobrèches ».

séparés par des divergences fondamentales. D'une part, on exclut l'idée d'un transport à cause de la forme irrégulière des éléments, on admet donc soit un remaniement sur place<sup>8</sup> [7, 8], soit une formation concrétionnaire [7, 11]. D'autre part, nous avons vu les thèses de A. CAROZZI [1, 2, 3, 4], basées sur les théories de Ph. H. KUENEN [14, 17, 18], selon lesquelles les « pseudobrèches » devraient leur origine à l'action d'agents de transports spéciaux, les courants de turbidité.

Dans ce cas, la forme irrégulière des éléments ne présenterait alors plus de difficulté pour l'hypothèse d'un transport lointain. Mais il reste de nombreux phénomènes<sup>9</sup> qui s'expliqueraient difficilement par ce mécanisme tel qu'il a été défini par Ph. H. KUENEN. Il apparaît alors qu'aucune de ces théories ne rend compte de la totalité des phénomènes. En d'autres termes, la vaste répartition paléogéographique des « pseudobrèches » d'une part, leur grande variété lithologique d'autre part, nous forcent à admettre que plusieurs mécanismes sont intervenus dans leur formation, et qu'il s'agit en réalité de roches d'origine différente. Néanmoins, les courants de turbidité et les phénomènes concomitants tels que coulées boueuses et glissements sous-marins ont dû jouer un très grand rôle dans la formation de ces dépôts.

### III. LES BRÈCHES FORMÉES PAR DES PROCESSUS DE RESEDIMENTATION

#### A) La série du Claps de Luc (Drôme).

La coupe du Claps de Luc offre un point de départ très favorable pour l'étude des dépôts secondaires; d'une part parce que leurs caractères lithologiques y sont réalisés d'une façon spécialement nette, d'autre part que les relations étroites qui existent entre les mécanismes de resédimentation et les glissements sous-marins sont très bien visibles.

La base du Berriasien<sup>10</sup> est formée par une grande brèche

<sup>8</sup> A l'exception des observations de J. GOGUEL sur les brèches berriasiennes.

<sup>9</sup> C'est surtout la rareté d'un *graded bedding* typique, et en second lieu la grande proportion d'éléments pélagiques que l'on rencontre souvent dans les « pseudobrèches » et leur existence dans des domaines de faciès plutôt néritiques tels que l'Ardèche.

<sup>10</sup> La grande brèche que nous attribuons ici à la base du Berriasien devrait en réalité correspondre aux « couches rognonneuses et pseudobrèche » de W. KILIAN, donc au Tithonique supérieur. Nous avons cependant préféré, pour

chaotique d'une épaisseur de 10 m environ. Les éléments sont souvent anguleux et peuvent atteindre un diamètre de 30 cm ou même davantage; ils sont dispersés d'une façon tout à fait irrégulière dans un ciment de calcaire marneux. A partir d'une certaine hauteur qui varie un peu selon les endroits, on ne voit plus de galets. Près du toit du banc, la brèche passe ainsi à un calcaire marneux caractéristique du faciès berriasien. Ce calcaire est à son tour surmonté par les alternances habituelles de marnes et de calcaires marneux.

Il ne subsiste guère de doute que cette brèche représente le dépôt d'une coulée boueuse, car seul ce mécanisme rend compte de tous les caractères lithologiques de cette assise, à savoir :

- 1° La taille très variable des éléments;
- 2° L'absence de classement;
- 3° La répartition tout à fait spéciale des éléments qui sont très éloignés les uns des autres et « flottent » pour ainsi dire dans le ciment de calcaire marneux <sup>11</sup>;
- 4° Il n'y a pas d'éléments qui pourraient être empruntés au substratum par un remaniement local.

C'est surtout le dernier point qui exclut la théorie d'un « remaniement sur place », car il paraît impossible qu'il y ait d'abord eu dépôt de marno-calcaires du type berriasien et ensuite un remaniement qui les aurait entièrement érodés, sans pourtant entamer le substratum.

L'hypothèse que les éléments auraient été amenés par un courant côtier et déposés dans des eaux peu profondes se heurte à des objections fondamentales, elle aussi (même sans tenir compte de la difficulté qu'elle présente, d'envisager un courant marin qui serait capable de transporter des blocs d'un diamètre de 30 cm). Ici c'est surtout la distribution des éléments dans le ciment qui écarte cette idée qui nous force à admettre que le courant a en même temps déposé une vase argilo-calcaire et des galets allant jusqu'à 30 cm.

---

des raisons pratiques, placer la limite Tithonique-Berriasien à la base de cette assise qui est bien définie du point de vue lithologique. Dans ce travail purement pétrographique, nous ne voudrions pas entrer dans les détails d'une délimitation exacte entre Jurassique et Crétacé, qui n'est d'ailleurs pas encore établie dans ce point. Nous avons donc toujours fixé cette limite d'une façon telle qu'elle corresponde à l'apparition des premières couches marneuses — trait caractéristique du Berriasien dans les faciès subalpins — et qu'elle soit facile à repérer sur le terrain.

<sup>11</sup> Cette proportion anormale du ciment avait déjà été observée par J. GOGUEL [8].

Puisque les éléments de cette brèche sont plus calcaires que le ciment, on pourrait encore penser à une formation concrétionnaire, mais cette hypothèse est réfutée par la présence de fragments anguleux.

Toutes ces théories se heurtent ainsi à des difficultés insurmontables, tandis que d'autres observations viennent encore à l'appui de notre première thèse : celle d'une formation de cette assise par une coulée boueuse<sup>12</sup>. Un peu plus haut dans la série on voit les traces d'un glissement sous-marin (pl. I, 1). Près du col de Cabre on peut même observer un terme de passage entre une telle structure de glissement et une véritable brèche (pl. I, 2) : d'une part, il y a encore des couches contournées (vers la marge gauche de la photo), d'autre part il s'est déjà formé des éléments bréchiques.

Dans le Tithonique supérieur du Claps de Luc, les niveaux 1 et 4a (fig. 1) rappellent beaucoup la grande brèche du Berriasien<sup>13</sup>. Les deux assises montrent un trait particulier qui est difficile à expliquer : ce sont des « nids » de microbrèche qui apparaissent en quelques points. Il est difficile de dire s'il s'agit de lambeaux qui résultent du remaniement d'un niveau microbréchique, primitivement cohérent, par la coulée boueuse, ou s'il s'agit simplement d'agglomérations locales des petits fragments que l'on trouve aussi ailleurs, dispersés dans le ciment. Mais autrement cette roche montre tout à fait la même structure que la grande brèche à la base du Berriasien : des galets de taille très variable (allant de la fraction de mm jusqu'à plusieurs cm) sont dispersés d'une façon tout à fait irrégulière dans un ciment de calcaire vaseux (pl. III, 1). En général, ciment et éléments ne se distinguent que par leur teinte.

L'étude micrographique de cette roche révèle encore d'autres faits très intéressants. Du point de vue structural, le ciment ne se distingue en rien d'un calcaire vaseux pélagique, il est même riche en Calpionelles (les Radiolaires sont cependant très rares). Mais il renferme en même temps des Foraminifères benthiques, parmi eux des formes à test calcaire épais qui doivent être d'origine récifale, des débris zoogènes (parfois même assez grossiers), et de vraies oolithes. En un mot, c'est un mélange parfait d'éléments franchement pélagiques et néritiques ou même récifaux. Le niveau sous-jacent présente pourtant (dans sa partie supérieure tout au

---

<sup>12</sup> Dans la terminologie de Ph. H. KUENEN, ce serait un *mud flow* et non un *turbidity current*, puisque le dépôt ne montre pas de granoclassement (*graded bedding*).

<sup>13</sup> Ici, le ciment est purement calcaire, la formation de cette brèche a donc dû se faire sous des conditions un peu différentes; nous reviendrons plus loin sur ce détail.

moins) un calcaire vaseux pélagique à Calpionelles et Radiolaires tout à fait typique. Les Foraminifères benthiques, les oolithes et les autres éléments néritiques que l'on trouve dans le ciment de la brèche témoignent donc incontestablement d'un apport littoral. Il est impossible d'expliquer leur présence en ce point par une

DESCRIPTION DÉTAILLÉE DE LA COUPE DU CLAPS DE LUG (fig. 1).

- 1) 1,5 m : Brèche calcaire : la masse principale de la roche est formée d'un calcaire vaseux homogène renfermant de rares éléments bréchiques, très éloignés les uns des autres, qui, en général, ne se distinguent du ciment que par leur teinte. Mais, par endroit, on voit aussi des « nids » d'une microbrèche calcaire à ciment pseudoolithique.
- 2) 12 m env. : Brèche chaotique à éléments très irréguliers qui atteignent un diamètre de 15 cm. Le ciment est formé d'un calcaire vaseux dans lequel on ne reconnaît pas de structure pseudoolithique. On observe une ébauche de graded bedding : vers le bas, la taille des éléments augmente presque insensiblement, et l'on remarque surtout qu'ils sont plus serrés à la base de l'assise (pl. II, 1).
- 3) 0,2 à 0,4 m : Calcaire lithographique blanc tout à fait typique.
- 4) a) 1,7 m : Cette assise présente les mêmes caractères que le niveau 1, mais malgré les conditions d'affleurement excellentes la nature des « nids » microbréchiques reste difficile à expliquer. Au toit, cette microbrèche forme une mince assise indépendante, mais discontinue (pl. II, 2 et pl. III, 1).  
b) 1,5 m : Brèche chaotique à gros éléments irréguliers ou même anguleux qui sont assez serrés, surtout à la base; le ciment est pseudoolithique.
- 5) 16 m env. : Au toit on voit un calcaire lithographique typique, bien lité. Mais, vers le bas, la stratification se perd peu à peu, la roche devient massive et de rares éléments bréchiques apparaissent. La partie inférieure de cette assise présente ainsi une brèche calcaire du même genre que le niveau 4a. Les éléments atteignent un diamètre de 5 cm.
- 6) 2,3 m : Calcaire lithographique, bien lité dans la partie supérieure de l'assise, mais devenant massif vers le bas. La dolomitisation n'apparaît qu'au microscope.
- 7) 0,7 m : La moitié inférieure de cette assise est microbréchique, la supérieure pseudoolithique à rares éléments bréchiques, la transition est brutale.
- 8) 2,7 m : Calcaire lithographique blanc tout à fait typique.
- 9) a) 0,35 à 0,5 m : Ce niveau montre un graded bedding très net, qui commence à la base avec une microbrèche dont les éléments atteignent un diamètre de 5 mm et passe à un calcaire très finement pseudoolithique.  
b) 0,8 à 1,1 m : Brèche calcaire à éléments extrêmement serrés (pl. III, 2, et fig. 2). A la base on voit un « chunk ».
- 10) 0,4 m : Calcaire lithographique blanc tout à fait typique.
- 11) a) 2,1 m : Ce niveau montre un graded bedding très lent : le calcaire, microbréchique à la base (qui renferme aussi quelques galets plus grands), passe presque insensiblement à un calcaire pseudoolithique.  
b) 1,1 m : Brèche calcaire chaotique à éléments serrés qui atteignent 3 à 4 cm.  
c) 1,3 m : Brèche calcaire avec un graded bedding très bien développé.
- 12) 3 m : Cette assise montre les mêmes traits que le niveau 5. Ici, l'action d'une coulée boueuse se traduit encore par la présence de bandes de silx contournées.
- 13) 0,4 m : Brèche calcaire à éléments assez bien arrondis.

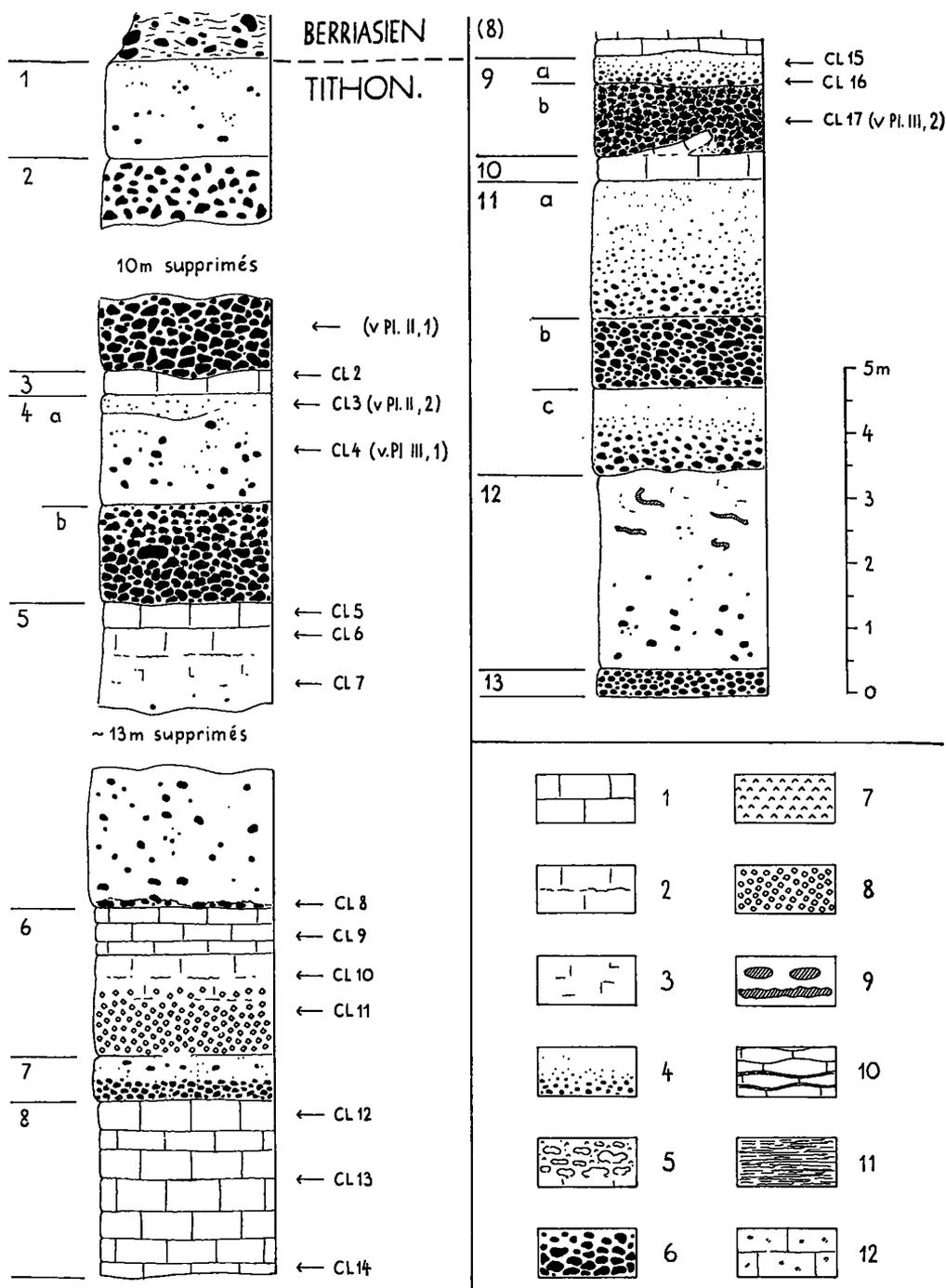


Fig. 1. — Coupe détaillée du Tithonique supérieur au Claps de Luc.

Cette coupe se termine en bas au pont qui traverse le Saut de la Drôme. Les chiffres CL 2 etc. indiquent les emplacements des échantillons qui ont été étudiés au microscope. Figurés de faciès, valables pour toutes les figures :

1) Calcaire vaseux pélagique (« lithographique ») bien lité; 2) Calcaire vaseux pélagique, mais sans stratification proprement dite, uniquement subdivisé par des joints stylolithiques; 3) Calcaire compact sans aucune stratification interne; 4) Calcaire microbréchique à pseudoolithique; 5) Brèche intraformationnelle; 6) Brèche résédimentée; 7) Débris zoogènes; 8) Calcaire à dolomitisation secondaire; 9) Rognons ou bandes de silice; 10) Calcaire rognonneux, avec (en bas) ou sans intercalations marneuses; 11) Marne; 12) Calcaire tacheté.

diminution rapide de la profondeur de la mer, car les divers organismes ne peuvent avoir vécu ensemble.

Parmi les éléments bréchiques prédomine un calcaire rouge à grain très fin qui forme des fragments plus ou moins anguleux, tandis que les éléments de calcaire blanc sont toujours bien arrondis. L'origine de ce calcaire rouge reste incertaine; on voit au microscope que c'est un calcaire microcristallin très homogène, riche en très petits débris zoogènes. Les Foraminifères benthiques, ainsi que les Calpionelles et Radiolaires, font cependant défaut, mais il y a de très rares oolithes. Nous n'avons d'ailleurs jamais rencontré cette roche en place. On remarque encore la présence de galets de calcaire vaseux pélagique à Calpionelles et à Radiolaires, identique à celui qui forme le soubassement de cette assise, et de très rares fragments d'un calcaire finement pseudoolithique qui renferme quelques Foraminifères benthiques. Seul ce dernier paraît être d'origine littorale.

Ce mélange d'éléments pélagiques et néritiques qui s'exprime aussi bien dans le contenu du ciment que dans la composition lithologique des fragments témoigne d'un apport étranger qui est intervenu dans la formation de cette roche<sup>14</sup>. Mais, pour les mêmes raisons que nous avons déjà exposées plus haut, la structure lithologique ne permet pas d'envisager un apport par des agents normaux. Il est intéressant de noter que toutes les brèches de cette série montrent le même mélange surprenant d'éléments pélagiques et néritiques, quelle que soit leur structure lithologique. On ne rencontre pourtant jamais de sédiments purement néritiques. Tous les calcaires « lithographiques » sont des calcaires vaseux pélagiques à Calpionelles et Radiolaires<sup>15</sup>, ils ne renferment ni de Foraminifères benthiques ni de débris zoogènes.

Dans le Tithonique supérieur du Puy de Manse nous avons retrouvé ce genre de brèche à éléments extrêmement dispersés (pl. IV, 1). L'étude micrographique donne pratiquement les mêmes résultats : le ciment renferme aussi bien des Calpionelles que des organismes néritiques, les fragments d'origine néritique sont en minorité; d'autre part, il y a des galets dans lesquels les Radiolaires sont extrêmement fréquents; dans d'autres, les Calpionelles abon-

---

<sup>14</sup> Nous nous bornons pour le moment à constater le fait d'un tel apport néritique qui prouve encore une fois que cette brèche ne s'est point formée par un « remaniement sur place ». La question de la grande proportion d'éléments pélagiques sera discutée plus loin.

<sup>15</sup> A la seule exception de la partie inférieure du niveau 6 (fig. 1), qui a subi une dolomitisation secondaire. Mais on voit encore quelques Calpionelles qui ont été épargnées.

dent à tel point qu'elles deviennent presque un élément constitutif de la roche. Le fait qu'ici seule une partie des fragments à faune pélagique renferme des Calpionelles mérite une attention spéciale, car il semble indiquer que la position stratigraphique originale de ces éléments n'était pas la même.

Cependant, si l'on étudie de plus près les niveaux 2 et 9b (fig. 1), on se trouve en face d'une structure lithologique qui présente juste le contraire de ce que nous avons vu ci-dessus. Là, le ciment était extrêmement abondant, de sorte que les fragments ne se touchaient point; mais ici les éléments sont à tel point serrés qu'il ne reste pratiquement plus de place pour un ciment.

Dans le niveau 2, cette structure résulte d'un granoclassement rudimentaire. Vers le bas les éléments se serrent de plus en plus, de sorte qu'à la base de l'assise il ne reste guère de lacunes entre eux (pl. II, 1), en même temps leur diamètre moyen augmente un peu. L'allure chaotique de cette brèche (le granoclassement se fait seulement sentir si l'on considère toute l'épaisseur de l'assise) et en plus la forme très irrégulière des éléments écartent l'idée d'un transport par des agents normaux. Aussi doit-il s'agir du dépôt d'un courant de turbidité énorme ou d'une coulée boueuse. Le fait que le *graded bedding*, quoique faible, se poursuit d'une façon continue sur toute l'épaisseur du niveau démontre que le dépôt des matériaux s'est fait en une fois.

Dans le niveau 9b, qui ne montre pas de *graded bedding*, cette allure extrêmement serrée des éléments bréchiques ressort encore mieux (fig. 2, pl. III, 2). En quelques points on voit même que les éléments ont subi une déformation quand ils étaient encore dans un état plus ou moins plastique, ce qui explique le tassement extrême de cette brèche<sup>16</sup>. Ce sont en général les fragments de calcaire rouge ou gris-rouge qui ont laissé leur empreinte sur les éléments de calcaire vaseux blanc<sup>17</sup>. Ce phénomène prouve que les matériaux ont été amenés par une coulée boueuse, car seul ce mécanisme permet d'envisager un transport sur de plus grandes distances sans usure des fragments. Il est vrai qu'on rencontre aussi de tels galets mous dans des brèches intraformationnelles, formées par un remaniement sur place. Mais ici l'étude micrographique révèle de nouveau l'existence de matériaux allochtones parmi les fragments, ce qui exclut cette possibilité.

---

<sup>16</sup> Quelques éléments ont même été écrasés au sens propre du mot : il s'est formé des crevasses, postérieurement remplies par de la calcite de recristallisation (pl. III, 2).

<sup>17</sup> En général on n'a cependant pas de différences de dureté si marquées; on observe plus souvent une déformation mutuelle des éléments.

L'apport néritique se fait surtout sentir parmi les restes organiques (Foraminifères benthiques à côté de Calpionelles, Aptychus à côté de débris d'Echinodermes et de Bryozoaires), mais il se traduit aussi par la présence de rares oolithes dans le ciment.

Cependant, si l'on étudie la composition lithologique des fragments, on remarque que les éléments franchement néritiques sont

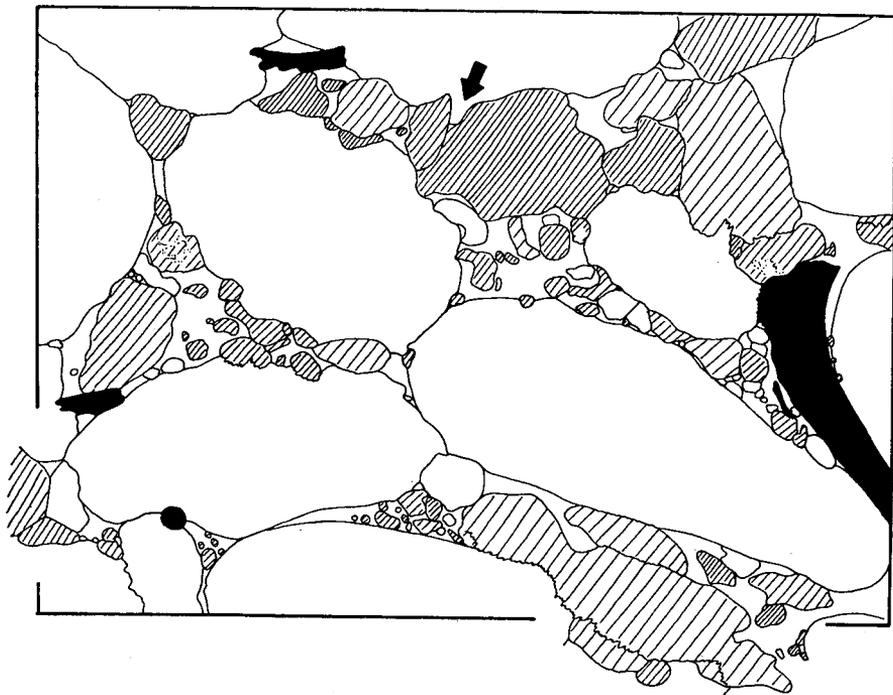


Fig. 2. — Détail de la pl. III, 2, montrant la déformation mutuelle des éléments bréchiqes. Cette figure correspond à une largeur de 2,3 cm dans la nature. — Débris zoogènes en noir. Les hachures indiquent les divers calcaires de teinte gris rouge à rouge.

en réalité très rares, ils ne font que 7 % du total si l'on considère les fragments plus grands que 5 mm, 20 % environ sont des calcaires vaseux pélagiques à Calpionelles et Radiolaires, tandis que tout le reste consiste en calcaires microcristallins de teinte variable (allant du rouge au gris-rouge), le plus souvent de structure très homogène. Ces derniers sont souvent stériles, aussi leur origine demeure incertaine. Parmi les fragments en-dessous de 5 mm, ceux d'origine néritique sont cependant plus fréquents.

La grande proportion d'éléments pélagiques dans ces brèches jette d'ailleurs un nouveau jour sur le mécanisme des coulées boueuses et courants de turbidité; nous y reviendrons à la fin de cette étude.

Les caractères lithologiques du niveau 4a ont déjà laissé entrevoir qu'une resédimentation due à l'action de coulées boueuses ou de courants de turbidité peut se faire sans que cela se traduise par la moindre irrégularité dans la structure lithologique du dépôt. En effet, le ciment très abondant de cette brèche donne tout à fait l'impression d'un calcaire vaseux pélagique et, mis à part les éléments bréchiques, c'est uniquement l'existence d'oolithes et de restes organiques allochtones qui témoigne d'un apport néritique. Dans le Tithonique supérieur du Puy de Manse, ce cas d'un calcaire vaseux resédimenté est vraiment réalisé. Dans les niveaux 5 et 12 du Claps de Luc on peut ainsi observer le passage progressif d'une brèche redéposée à la base, à un calcaire vaseux pélagique à Calpionelles et Radiolaires au toit, qui se traduit macroscopiquement par la disparition graduelle des éléments bréchiques. Mais les bandes de silex contournées que l'on voit encore assez près du toit du niveau 12 démontrent que le début de la sédimentation pélagique autochtone ne coïncide pas forcément avec le niveau de la disparition définitive des éléments bréchiques. Seule l'étude micrographique permet donc de tracer une limite exacte.

Les autres niveaux clastiques qui existent encore dans cette série ne présentent pas de structures particulières (v. aussi la description détaillée de la coupe en face de la fig. 1). Il n'y a pas de doute qu'ils sont, eux aussi, des dépôts secondaires déposés soit par des courants de turbidité proprement dits, soit par des coulées boueuses.

Dans cette série, la proportion des dépôts allochtones atteint une valeur qui est, à première vue, surprenante. Dans les niveaux 5 et 12, la délimitation entre sédiments autochtones et redéposés est difficile, mais au moins la moitié du niveau 5 (correspondant à une épaisseur de 8 m) et deux tiers du niveau 12 (2 m) doivent dériver de l'action de coulées boueuses. L'ensemble de la coupe étudiée atteint 48,6 m, dont près de 34 m seraient ainsi des dépôts secondaires. En d'autres termes, 70 % de cette succession d'assises sont d'origine allochtone ! A première vue cette valeur paraît peut-être exagérée, mais il faut tenir compte du fait qu'on se trouve ici au centre de la fosse vocontienne, en plein milieu pélagique où la sédimentation autochtone a dû être très lente. Le Tithonique supérieur du Claps de Luc présente ainsi un très bel exemple du rôle que peuvent jouer les mécanismes de resédimentation dans les

bassins profonds, d'autant qu'ici les caractères lithologiques de leurs dépôts sont réalisés d'une façon spécialement nette, ce qui facilite l'interprétation des phénomènes.

Selon Ph. H. KUENEN [12, 17], les coulées boueuses (*mud flows*) se distinguent des courants de turbidité proprement dits par l'absence d'une turbulence interne. La limite entre les deux n'est pas nettement tranchée, mais près d'une certaine densité critique, la transition de l'un à l'autre est brusque : même une faible augmentation de la densité suffit alors pour qu'il se forme une coulée boueuse au lieu d'un courant de turbidité. Les dépôts d'un courant de turbidité montrent toujours un *graded bedding*, tout au moins dans leur partie supérieure. Les coulées boueuses semblent au contraire déposer leur charge en une fois, laissant un dépôt chaotique.

Si l'on applique ces données au Tithonique supérieur du Claps de Luc, on remarque que seulement 3 des 13 niveaux clastiques (fig. 1) montrent un *graded bedding* bien développé (ce sont les niveaux 9a, 11a, 11c). Mais, 6 d'entre eux (1, 4a, 4b, 9b, 11b, 13) présentent une structure tout à fait chaotique. Dans le niveau 7, la transition de la microbrèche à la base du calcaire pseudoolithique est trop brutale pour être considérée comme un *graded bedding*. Les niveaux 5 et 12 montrent une espèce de granoclassement qui se traduit par une concentration des éléments vers le bas. Mais, comme nous l'avons démontré plus haut, la distribution des éléments indique l'action d'une coulée boueuse. Dans le niveau 2 enfin, le *graded bedding* est très faible et devient seulement apparent grâce à la grande puissance de cette assise.

Il résulte de ces observations que 9 ou même 10 des 13 intercalations clastiques dans cette succession sont des dépôts de coulées boueuses. Cela paraît traduire que les courants de turbidité proprement dits (selon la définition de Ph. H. KUENEN) n'ont pas joué un très grand rôle dans la formation des dépôts resédimentés du domaine subalpin, car cette rareté d'un *graded bedding* bien développé n'est pas spéciale à la série du Claps de Luc.

#### B) Quelques observations sur le Tithonique du Puy de Manse, près de Gap (Hautes-Alpes).

Au Claps de Luc, seule l'étude des structures lithologiques nous a déjà fourni des renseignements exacts sur le mode de formation des niveaux clastiques. Au Puy de Manse, les conditions sont cependant moins favorables : il y a des brèches dont l'origine ne peut être décelée qu'en tenant compte du comportement général des assises et de leurs variations latérales. Les échantillons qui figurent sur la planche V en donnent un bon exemple. Ni la distribution

des éléments bréchiques dans le ciment (pl. V, 2), ni leur forme (pl. V, 1) ne sont à tel point anormales que nous soyons forcés d'admettre l'action de coulées boueuses ou de courants de turbidité. Il est vrai que les fragments sont souvent assez éloignés les uns des autres, et leur forme parfois assez irrégulière<sup>18</sup>; tout cela laisse supposer le même mode de formation que pour les brèches du Claps de Luc, mais ces phénomènes ne sont pas assez marqués pour en donner une preuve définitive. Et le fait que les pseudo-oolithes qui remplissent les lacunes entre les fragments sont soudées par un ciment de calcite recristallisée, paraît plutôt infirmer cette hypothèse.

D'autre part, nous retrouvons dans cette roche de nombreux caractères que nous avons déjà observés dans les niveaux clastiques du Claps de Luc et qui témoignent d'un apport néritique ou même récifal :

1° On voit parmi les éléments bréchiques les galets d'un calcaire pseudoolithique riche en petits débris zoogènes.

2° Dans le ciment il y a de vraies oolithes et des Foraminifères benthiques.

Cette brèche repose sur une succession monotone de calcaires vaseux homogènes à minces intercalations marneuses; la présence de ces éléments néritiques ne peut donc pas s'expliquer par un remaniement sur place.

Mais ce ne sont que les observations que l'on fait sur le terrain qui permettent de résoudre le problème. Au point où les échantillons que nous venons de décrire ont été pris, plusieurs niveaux bréchiques se succèdent, formant un ensemble de près de 10 m d'épaisseur. Si l'on va cependant environ 200 m plus loin, toujours en suivant le niveau de base, on observe à la fin la succession suivante (de haut en bas) :

- 1) 3,5 m : Banc massif de calcaire pseudoolithique à ciment calcitique et rares débris zoogènes. La base est bréchique, mais plus haut il n'y a que de très rares galets;
- 2) 2,7 m : Calcaire compact présentant par places une ébauche de litage. Cette assise renferme des « trainées » bréchiques à petits éléments dispersés qui atteignent parfois 2 cm;
- 3) 0,3 m : Calcaire vaseux;
- 4) 1,7 m : Brèche calcaire (pl. V, 1, 2).

---

<sup>18</sup> Il faut cependant tenir compte du fait que l'étude d'une coupe (pl. V, 2) conduit facilement à une fausse interprétation de la forme des éléments; si la coupe est tangentielle, de petites irrégularités superficielles des fragments sont considérablement exagérées. Cela ressort très bien de la comparaison des deux figures de la pl. V.

En revenant au point de départ, on observe que le niveau 3 se termine vite en biseau. En même temps les niveaux 1 et 2 changent de composition lithologique et deviennent nettement bréchiques. En un point la brèche renferme un bloc dont le diamètre dépasse 1 m.

Ces faits prouvent qu'il s'agit ici de dépôts resédimentés; surtout le passage latéral de la brèche calcaire, que nous avons décrite plus haut (pl. V, 1, 2), à un dépôt de coulée boueuse incontestable, en outre la présence de blocs d'un poids de plusieurs tonnes ne permettent guère une autre interprétation des phénomènes.

En montant plus haut dans la série, surtout quand on se rapproche de la base du Berriasien, on rencontre à plusieurs reprises des structures de glissement sous-marin qui se traduisent par une stratification tout à fait chaotique. Ce phénomène constitue une preuve importante pour un dépôt en milieu profond, car il indique que l'on se trouve ici à l'endroit où les glissements se sont arrêtés, donc au fond du bassin. En outre, on trouve encore plusieurs niveaux de brèches à éléments très dispersés dans un ciment de calcaire vaseux (pl. IV, 1).

Dans cette série, les phénomènes de resédimentation prennent un développement tel qu'il ne reste guère d'assises que l'on puisse désigner comme autochtones avec une certitude absolue; des roches, qui donnent à l'œil nu tout à fait l'impression d'un calcaire vaseux pélagique, renferment en réalité de nombreux éléments néritiques tels que Foraminifères benthiques et oolithes, associés avec des Calpionelles et des Radiolaires admirablement conservés.

Ces observations confirment ainsi, quoique d'une façon peut-être surprenante, que *les faciès ultradauphinois correspondent à la partie la plus profonde de l'avant-fosse alpine.*

En même temps nous avons vu que l'allure des niveaux bréchiques déposés par des coulées boueuses peut être très capricieuse, et que leurs caractères lithologiques se rapprochent parfois beaucoup de ceux des brèches ordinaires.

#### IV. LA REPARTITION PALEO GEOGRAPHIQUE DES BRECHES DANS LE MASSIF DE LA CHARTREUSE, PRES DE GRENOBLE

Si la série du Claps de Luc a pu nous servir de modèle pour démontrer les caractères les plus typiques des dépôts secondaires et leur importance dans la sédimentation profonde, il en est de même pour la Chartreuse en ce qui concerne leur répartition paléo-

géographique : d'une part parce que le tracé de la limite des faciès jurassiens y est très bien connu, d'autre part parce qu'il y a de nombreux et bons affleurements du Tithonique qui permettent d'étudier d'une façon détaillée les changements de faciès au fur et à mesure que l'on s'éloigne des récifs frangeants de la plateforme jurassienne.

#### A) Comparaison des coupes du Chevallon et de St-Pancrasse.

Dans la fig. 3 nous avons dessiné les coupes de la partie supérieure du Tithonique au Chevallon et à St-Pancrasse<sup>19</sup>, qui sont spécialement favorables pour une comparaison parce qu'on y voit la base du Berriasien qui peut ainsi servir de niveau repère. La distance actuelle du Chevallon aux récifs jurassiens est de 4 km, tandis que St-Pancrasse se situe à 15 km de cette zone.

La comparaison de ces deux coupes révèle un phénomène très intéressant : Contrairement à ce qu'il fallait attendre, *les niveaux clastiques sont plus nombreux et plus grossiers à St-Pancrasse*. Il est vrai que la comparaison directe des deux coupes trompe parce qu'au Chevallon le Tithonique est beaucoup plus puissant qu'à St-Pancrasse mais, même en tenant compte de ce fait, le nombre des intercalations clastiques y reste nettement plus élevé.

Un point de repère stratigraphique, qui permet d'évaluer d'une façon approximative les différences d'épaisseur, nous est donné par l'apparition des Calpionelles. Au Chevallon, celle-ci se fait à presque 40 m en dessous du sommet du Tithonique; à St-Pancrasse, un peu au-dessus de la base du niveau 5, à environ 20 m en dessous du sommet du Tithonique. On arrive ainsi à la conclusion qu'au Chevallon le Tithonique est à peu près deux fois plus puissant qu'à St-Pancrasse.

Cela s'exprime d'ailleurs aussi dans la composition lithologique des calcaires « lithographiques ». Dans les deux localités, ce sont des calcaires vaseux pélagiques à Calpionelles et à Radiolaires, mais au Chevallon ils contiennent toujours une proportion notable de

---

<sup>19</sup> Nous avons déjà publié ces deux coupes (*T. L. G.*, t. 34) sous une forme un peu différente. De nouvelles études en ces points ont révélé deux petites erreurs d'observation qu'il y a lieu de corriger ici : au Chevallon, les deux niveaux dolomitisés à rognons de silex avaient été confondus et pris pour un seul, de cette façon une assise de calcaire lithographique, épaisse de 2,7 m, qui s'intercale entre les deux, avait passé inaperçue. A Saint-Pancrasse, où la série est coupée par une petite faille à faible rejet, le niv. 7 avait été parallélisé avec le niv. 9, et par ce faux raccord le niv. 8 avait été supprimé.

débris zoogènes très fins qui témoigne d'un apport constant venant des récifs jurassiens.

Si l'on compare ainsi les deux séries, toujours en tenant compte des différences d'épaisseur, on trouve qu'au Chevallon le « Tithonique calpionellifère » renferme deux intercalations clastiques<sup>20</sup> : une brèche au sommet de la série et, à 24 m plus bas, un banc de calcaire pseudoolithique à débris zoogènes. A St-Pancrasse, la même unité stratigraphique englobe quatre niveaux bréchiques (le niveau 4 se compose de trois venues clastiques indépendantes). Plus bas dans la série, ce déséquilibre est encore plus marqué : au Chevallon la prochaine assise bréchique vient seulement à plus de 60 m en dessous du calcaire pseudoolithique à débris zoogènes (niveau 4 dans la fig. 3), tandis qu'à St-Pancrasse cinq autres niveaux clastiques s'intercalent dans les 20 m inférieurs de notre coupe.

A première vue cette situation paraît vraiment paradoxale : la structure plus homogène des calcaires vaseux à St-Pancrasse et l'absence totale d'un apport néritique — caractères qui témoignent d'un milieu de dépôt plus profond — s'accordent parfaitement avec le fait que cette localité est plus éloignée des récifs jurassiens. L'augmentation considérable des intercalations bréchiques ne s'explique donc que si l'on admet qu'elles ont été déposées par des coulées boueuses ou des courants de turbidité.

Plusieurs parmi ces brèches montrent d'ailleurs des caractères lithologiques qui confirment cette hypothèse. Le niveau 18, par exemple, présente tous les traits caractéristiques d'une brèche de resédimentation. La forme des éléments est irrégulière et nombre d'entre eux sont d'origine subrécifale; leur présence ne peut pas être expliquée par un remaniement sur place, parce qu'il n'y a pas de ces roches dans le substratum. Les niveaux 6 et 12 présentent un *graded bedding* très net; à la base du niveau 6 on trouve également des galets allochtones. Il est d'ailleurs intéressant de noter que le ciment, dans la partie pseudoolithique située au toit de cette assise, est formé par de la calcite recristallisée.

Cependant, le niveau 2 (pl. IV, 2) rappelle plutôt certaines brèches du Puy de Manse. La proportion du ciment est à peu près normale; à première vue on a presque l'impression d'une brèche ordinaire déposée dans des eaux peu profondes et agitées. Mais l'étude détaillée de la composition lithologique de cette assise révèle bientôt qu'il s'agit du dépôt d'une coulée boueuse, car on trouve

---

<sup>20</sup> En quelques points on en voit encore une troisième (fig. 4), mais il s'agit là certainement d'un phénomène de remaniement sur place.

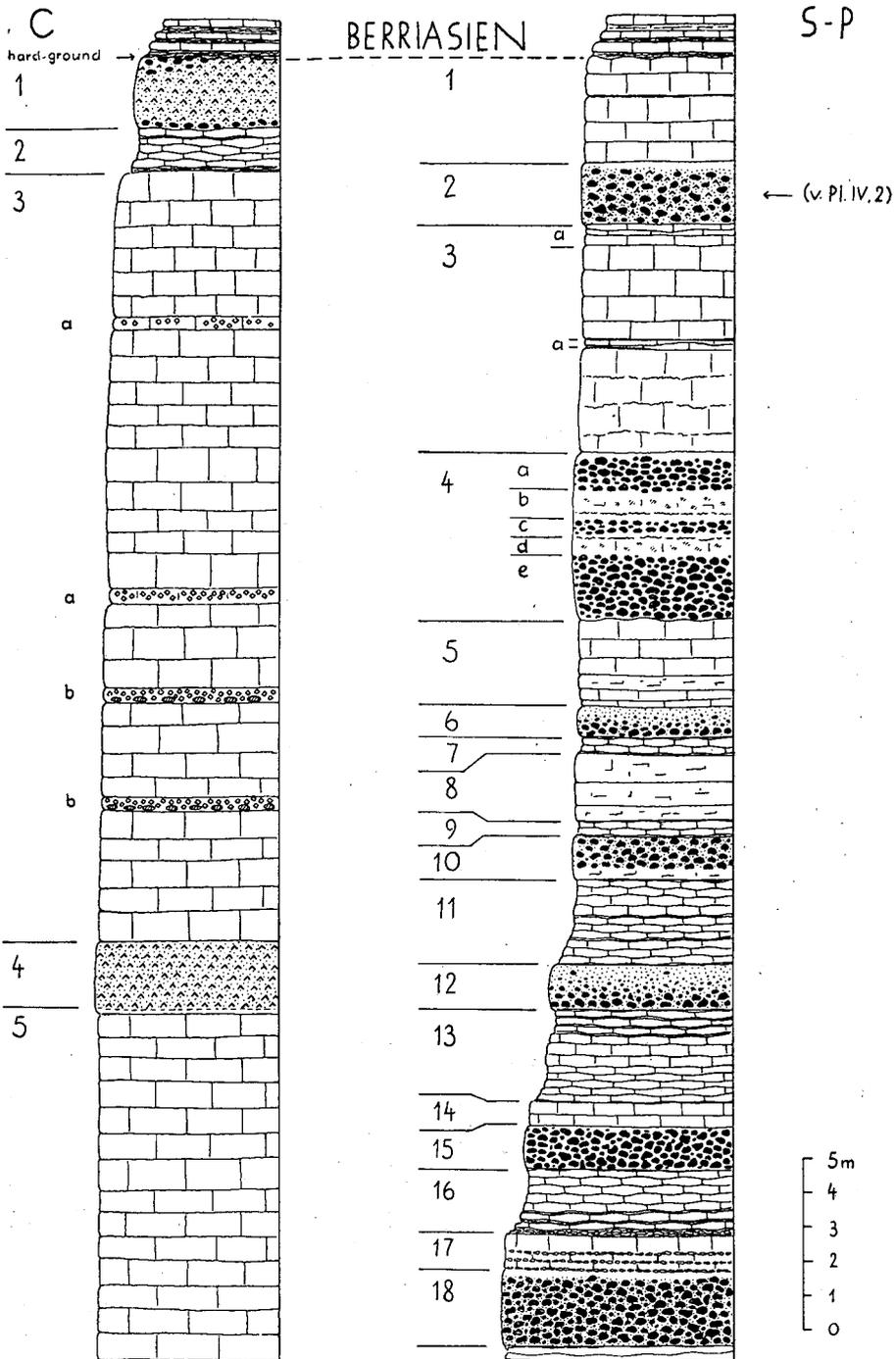


Fig. 3. — Comparaison du Tithonique supérieur du Chevallon (C) et de Saint-Pancrasse (S-P).

Dans le niveau 3 de la coupe du Chevallon, la lettre « a » caractérise deux bancs dolomités, la lettre « b » deux autres qui renferment en plus des rognons de silice. — Dans le niveau 3 de la coupe de Saint-Pancrasse, la lettre « a » désigne deux intercalations de calcaire vaseux gris azoïque. Dans le niveau 17 il y a trois minces intercalations de calcaire noduleux, une quatrième apparaît à la base du niveau 16.

aussi — à côté de nombreux éléments de calcaire vaseux pélagique à Calpionelles et à Radiolaires — des fragments de calcaires néritiques. C'est surtout la présence de ces derniers qui prouve qu'il y a eu une resédimentation, car cette localité n'est pas encore très éloignée des récifs jurassiens, de sorte que les débris zoogènes, les Foraminifères benthiques et les vraies oolithes que l'on voit dans le ciment peuvent avoir été amenés par des courants marins.

Le fragment de calcaire vaseux gris que l'on discerne sur la pl. IV, fig. 2 (en haut, à droite), fournit une preuve encore plus évidente du mode de formation de cette brèche. On y voit une crevasse, remplie de calcite recristallisée, qui se termine au milieu du galet et se continue ensuite par une suture stylolithique. D'un côté du fragment il s'est donc produit un *éclatement*, tandis qu'il y a eu une *compression* de l'autre. Cette déformation n'est certainement pas d'origine tectonique; de tels mouvements ne peuvent se produire que dans un sédiment non encore complètement consolidé. Il est vrai que ce fait seul ne constitue pas de preuve définitive pour l'action d'une coulée boueuse ou d'un courant de turbidité<sup>21</sup>, mais il écarte l'idée d'un transport lointain par des agents normaux. Or, comme nous venons de le voir, cette brèche renferme entre autres des galets de calcaires néritiques que l'on ne rencontre nulle part en Chartreuse sous la forme de sédiments autochtones. Pour expliquer leur présence en ce point, il faut envisager un transport sur une distance de 15 km environ qui, sous ces conditions, n'a pu se faire que par une coulée boueuse (il n'y a pas de grano-classement).

Les descriptions de dépôts secondaires que nous avons données jusqu'ici ont déjà laissé entrevoir la grande variété lithologique de ce genre de sédiments. En démontrant leur formation par des mécanismes de resédimentation, nous nous sommes en premier lieu basés sur la présence d'éléments allochtones — étant donné que les structures lithologiques ne permettaient pas d'envisager un transport lointain par des agents normaux — parce que cet apport néritique constituait un trait commun et caractéristique de toutes ces brèches, malgré toutes les différences de structure. Mais les trois intercalations bréchiques dans le niveau 4 (fig. 3) n'obéissent point à cette règle qui paraissait être générale. Ce sont des brèches à éléments extrêmement serrés et parfois même écrasés, tous d'un calcaire vaseux pélagique à Calpionelles et Radiolaires. Dans le niveau 4e seulement, il y a quelques fragments qui sont très pauvres en organismes pélagiques, mais ils ne montrent pas non

---

<sup>21</sup> V. la description de la « brèche d'Aizy ».

plus de traits néritiques. Même dans le ciment, il n'y a pratiquement pas d'éléments néritiques<sup>22</sup>, les débris zoogènes ainsi que les Foraminifères benthiques restent toujours très rares. En revanche, les Calpionelles sont extrêmement abondantes, non seulement dans les pseudoolithes, mais même dans le ciment.

En d'autres termes, il n'y a pratiquement pas d'apport néritique et, par conséquent, on pourrait être incliné à expliquer la formation de ces brèches par un « remaniement sur place ». Mais les deux niveaux de calcaire vaseux pélagique (4b et 4c) qui s'intercalent entre les brèches ne montrent aucune trace d'une influence néritique, tout indique un milieu de dépôt tranquille et profond. Il est difficile de se présenter un remaniement sous-marin se traduisant uniquement par une forte action mécanique<sup>23</sup>, mais pas par un changement de faune qui indiquerait une diminution de profondeur. L'apparition brusque des niveaux clastiques et l'allure extrêmement serrée des éléments s'opposent également à une telle interprétation; tous ces caractères parlent plutôt en faveur d'une formation par des coulées boueuses, dont le point de départ se situerait pourtant encore dans le domaine pélagique. A cet égard, il est intéressant de noter que la partie inférieure du niveau 12 ne renferme pas non plus d'éléments franchement néritiques, bien que cette assise ait sans doute été déposée par un courant de turbidité comme l'indique le *graded bedding* très net.

Une interprétation des deux intercalations clastiques dans le Tithonique supérieur du Chevallon restera toujours plus ou moins hypothétique à cause de la situation paléogéographique très particulière de ce gisement.

Il est évident que des éléments non encore consolidés ne peuvent être transportés sur de grandes distances par des agents normaux, et dans tous les cas traités jusqu'ici c'était un critère très précieux pour reconnaître les dépôts secondaires. Mais ici il perd beaucoup de sa valeur, à cause de la grande proximité des récifs jurassiens. C'est donc plutôt la taille des éléments qui doit être prise en considération parce que le pouvoir de transport des courants marins doit être assez limité.

Ainsi le mode de formation du niveau 4 dans la coupe du Chevallon (fig. 3) ne peut être déterminé avec une certitude absolue. Les caractères lithologiques sont ambigus : la microfaune que ren-

---

<sup>22</sup> Le ciment est formé par un calcaire vaseux, un peu moins homogène que celui dont se composent les fragments; il renferme de nombreux pseudoolithes.

<sup>23</sup> Les fragments atteignent un diamètre de 2 à 3 cm.

ferme cette assise présente un mélange d'organismes pélagiques et subrécifaux très semblable à celui qui existe dans les niveaux classiques du Claps de Luc. Les pseudoolithes, qui forment une grande partie de la roche, se composent d'un calcaire vaseux très riche en Calpionelles et traduisent ainsi les conditions locales. Le ciment calcitique renferme par contre de nombreux débris d'organismes néritiques ou même subrécifaux, en plus des Foraminifères benthiques, parmi eux des formes à test calcaire épais. Les pseudoolithes, qui ne dépassent d'ailleurs guère 2 mm, présentent des formes très irrégulières, souvent contournées, ce qui indique qu'elles n'étaient pas encore consolidées au moment de leur dépôt.

Vue la situation paléogéographique de ce gisement, ces phénomènes peuvent aussi bien s'expliquer par un remaniement sous-marin que par l'action d'une coulée boueuse (il n'y a pas de granoclasement dans cette assise).

Dans la première de ces deux possibilités, les calcaires pélagiques auraient été remaniés par des courants de fond qui auraient en même temps amené des débris zoogènes et des Foraminifères benthiques (il est possible qu'une partie des organismes néritiques ait vécu sur place, grâce à la diminution de profondeur qui a dû accompagner le remaniement sous-marin, mais il y a certainement aussi des restes allochtones). Ainsi se serait produit le mélange d'organismes néritiques et pélagiques, que l'on trouve toujours à l'intérieur des pseudoolithes.

Cette explication des phénomènes paraît tout à fait logique, mais il y a aussi bien des faits qui parlent en faveur d'une formation de cette assise par une coulée boueuse :

1° La transition du calcaire pélagique sous-jacent au niveau clastique est brutale; ce phénomène est en général caractéristique des dépôts secondaires.

2° La constance des caractères lithologiques sur toute l'épaisseur du banc ne permet pas d'envisager un remaniement sur place proprement dit. Si les éléments d'origine pélagique avaient uniquement été empruntés au substratum même, ils devraient petit à petit disparaître vers le haut<sup>24</sup>. Il faut donc admettre qu'ils ont subi un certain transport.

A la lumière de ces faits, il paraît donc tout aussi possible que cette assise ait été déposée par une coulée boueuse.

---

<sup>24</sup> Ce développement se voit très bien dans les vraies brèches intraformationnelles; l'accumulation progressive des débris, amenés par les courants, crée peu à peu une couche protectrice sur le sédiment autochtone qui finalement n'est plus atteint par le remaniement.

Mais la grande brèche qui forme le sommet du Tithonique est, elle, certainement le dépôt d'une coulée boueuse<sup>25</sup>. Ni les fragments de calcaire vaseux à Calpionelles, ni ceux de calcaires néritiques ne peuvent venir du soubassement de cette assise qui est formé par un calcaire gris azoïque, disposé en petits lits rognonneux. Ces fragments sont aussi trop grands (ils atteignent 10 cm) pour avoir été transportés par un courant marin.

On avait déjà observé l'existence de niveaux bréchiques au sommet du Tithonique, et L. W. COLLET [5] a expliqué leur formation par une émerision marquée à la fin du Jurassique — l'émerision purbeckienne. En expliquant la formation de la brèche terminale du Tithonique au Chevallon — qui figure d'ailleurs aussi parmi les exemples de L. W. COLLET — par une resédimentation, nous ne voudrions aucunement nier le fait de l'émerision purbeckienne. Leurs traces sont même très nettes en ce point. Cependant, elles ne se traduisent pas par un dépôt clastique mais par une érosion sous-marine, qui a profondément entaillé le sommet du Tithonique (fig. 4) : dans la carrière abandonnée située directement au-dessus de l'usine à ciment, on observe ainsi que la brèche terminale du Tithonique s'amincit rapidement et finit par disparaître complètement. Le hard-ground sommital du Tithonique se situe de cette façon au toit des calcaires rognonneux gris (niveau 2 dans la fig. 3). Sur une certaine distance, l'épaisseur de cette assise reste presque invariable; puis elle aussi est profondément entaillée, et enfin même entièrement érodée, de sorte que les calcaires lithographiques sous-jacents viennent terminer le Tithonique.

A l'exemple des calcaires rognonneux gris, on voit cependant très bien qu'il s'agit d'une érosion et non d'une terminaison en coin des assises, parce qu'ici le hard-ground coupe les plans de stratification.

Mais malgré cette érosion très marquée il n'y a certainement pas eu d'émerision ici. Rien dans les assises terminales du Tithonique ne traduit les conditions néritiques qui auraient pourtant dû précéder un tel exhaussement, et le Berriasien qui repose directement sur ce hard-ground commence avec les marno-calcaires habituels. Le fait que ce hard-ground est pyriteux témoigne en outre d'une érosion sous-marine, correspondant à une époque de non-dépôt. On peut même constater que la mer a dû rester assez profonde ici pendant tout le Purbeckien, car on trouve encore de

---

<sup>25</sup> Le caractère lithologique de cette assise varie selon les endroits; c'est tantôt un calcaire pseudoolithique à débris zoogènes, tantôt une brèche à éléments calcaires d'origine différente.

nombreux organismes qui ont vécu sur ce fond rocheux et qui ont souvent gardé leur position de vie. On voit ainsi des Spongiaires, des fragments de tiges de Crinoïdes, des Huitres, des *Alectryonia* — mais on ne rencontre jamais de Polypiers<sup>26</sup>. Etant donné la proximité des récifs jurassiens, ces organismes se seraient certainement installés ici si la mer n'avait pas été trop profonde.

## B) Les dépôts clastiques autochtones.

### 1) Les brèches intraformationnelles.

Dans le chapitre précédent nous avons vu que l'une des deux intercalations clastiques, dans la succession des calcaires pélagiques du Chevallon, est due à l'action d'une coulée boueuse, l'autre peut-être aussi. Cependant, dans la zone externe de la Chartreuse, où se situe cette localité, nous rencontrons également des dépôts qui résultent d'un remaniement sous-marin. Au Chevallon, ils ne sont guère apparents; il n'y a qu'une mince lentille de brèche intraformationnelle (son épaisseur ne dépasse pas 20 cm) qui s'intercale entre les calcaires rognonneux gris et les calcaires lithographiques sous-jacents, ou plus exactement au toit de ces derniers (fig. 4). Elle se compose de fragments très irréguliers de calcaire vaseux pélagique; le ciment calcaire renferme des pseudoolithes de la même roche, des Foraminifères benthiques et des débris zoogènes. Vers le haut, la proportion du ciment augmente un peu et les Ammonites deviennent très fréquentes. La présence de Foraminifères et de débris zoogènes ne traduit pas nécessairement une diminution marquée de la profondeur de la mer; l'action de courants marins peut avoir joué un rôle important pour leur apport. Mais cela n'a pas d'importance pour le mode de formation de cette assise. Le fait essentiel est que tous les éléments bréchiques (qui ne peuvent avoir été transportés par des courants ordinaires à cause de leur forme irrégulière) sont d'origine pélagique. Leur présence dans cette assise s'explique donc aisément par un remaniement sur place.

La « brèche d'Aizy », qui se trouve à peu près au même niveau stratigraphique, est encore plus typique. C'est une brèche monogénique (pl. VI, 2) qui renferme presque uniquement des

---

<sup>26</sup> Grâce à l'exploitation des couches à ciment, le hard-ground a été déblayé sur une surface de plusieurs milliers de mètres carrés, ce qui permet de faire des observations très détaillées.

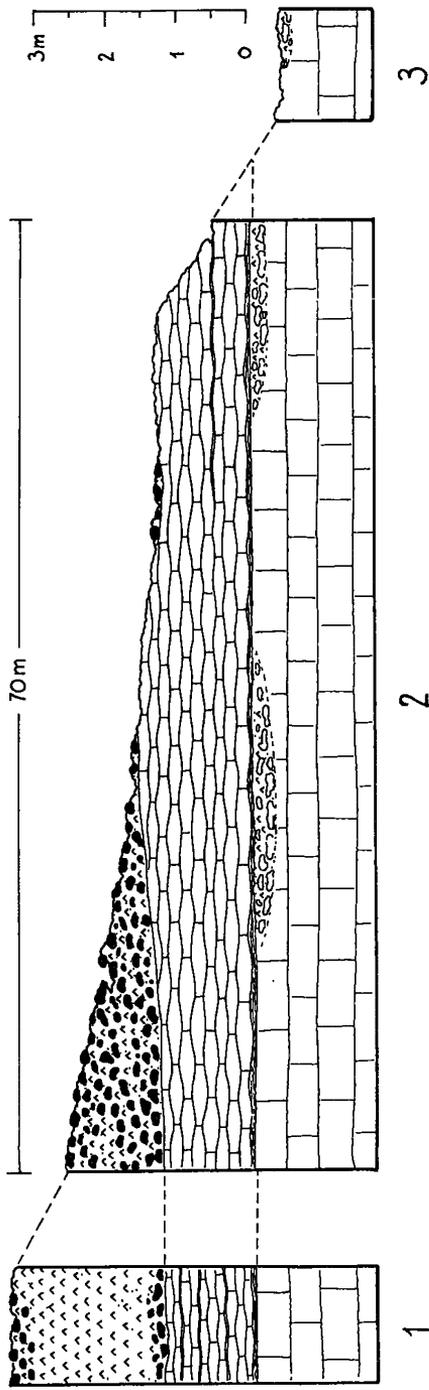


Fig. 4. — 1) Sommet du Tithonique au bord de la route directement en dessus de l'usine à ciment du Chevallon (v. aussi fig. 3).  
 2) Succession des assises terminales du Tithonique dans la carrière abandonnée au-dessus de l'usine à ciment montrant les variations de la position du hard-ground au sommet du Tithonique, traduisant une érosion sous-marine très marquée. Hauteurs X 5.  
 3) Position du hard-ground à l'extrémité NE de la carrière.

fragments de calcaire lithographique blanc<sup>27</sup>. L'étude micrographique révèle qu'il s'agit d'un calcaire vaseux pélagique; c'est exactement la même roche qui forme le substratum de cette assise. Les Calpionelles y sont très fréquentes et il y a aussi quelques Radiolaires. Mais, d'autre part, il y a incontestablement une certaine influence néritique, se traduisant par une structure un peu hétérogène, et la présence de nombreux débris zoogènes de taille microscopique. Néanmoins, la transition de ce calcaire à la brèche est assez brutale.

Malheureusement cette assise est visible sur une épaisseur de 30 cm seulement, mais on reconnaît tout de même une espèce de granoclassement : vers le haut, les fragments deviennent plus petits et plus rares pendant que la proportion du ciment augmente. On observe aussi des fragments montrant des crevasses formées lorsque le sédiment n'était pas encore consolidé (elles sont parfois en partie remplies par le ciment qui entoure les galets). Le ciment se présente sous la forme d'un calcaire microcristallin; le grain est pourtant plus grossier que dans les calcaires vaseux. Il renferme de très nombreux fossiles; parmi la macrofaune, les organismes autochtones — surtout des Ammonites — prédominent. Il y a en outre des Brachiopodes, que l'on trouve cependant aussi dans les calcaires pélagiques sous-jacents. Les restes d'organismes néritiques tels que Bryozoaires, Echinodermes et Polypiers sont nettement plus rares et plus petits. Dans la microfaune on rencontre aussi bien des Foraminifères benthiques que des Calpionelles (ces dernières non seulement à l'intérieur des pseudoolithes).

Nous avons donné cette description très détaillée pour démontrer à quel point les brèches intraformationnelles peuvent à première vue ressembler aux brèches resédimentées : le contact inférieur est assez net, il y a un *graded bedding* rudimentaire, et le ciment renferme un mélange d'organismes néritiques et pélagiques qui ne peuvent avoir vécu ensemble. Mais les éléments grossiers, qui ne peuvent avoir été transportés par des courants ordinaires, dérivent tous du substratum, ainsi que la plupart des macrofossiles. Toutes les Ammonites ont d'ailleurs été déposées sous la forme de moules internes<sup>28</sup> composées d'un calcaire vaseux très homogène qui renferme des Calpionelles. Elles montrent assez souvent les traces

---

<sup>27</sup> Dans plusieurs échantillons étudiés nous n'avons trouvé qu'un seul fragment de nature différente : c'était un calcaire vaseux gris brun, très vraisemblablement de provenance locale, lui aussi.

<sup>28</sup> Dans les calcaires lithographiques sous-jacents, elles ont encore gardé leur coquille.

d'une corrosion. La faune de la brèche d'Aizy est donc une faune remaniée. Le granoclassement, dans cette assise, s'explique aisément par un changement progressif de la sédimentation; l'apport de débris récifaux par les courants côtiers<sup>29</sup> a été de temps en temps interrompu par des époques de remaniement. Vers le haut, les galets du substratum ont ainsi été remaniés plus souvent, d'où leur taille plus petite. A peu près 1 m plus haut, où il y a de nouveaux affleurements, on voit un calcaire à débris sans éléments bréchiques.

La brèche d'Aizy forme ainsi le terme de passage entre sédimentation pélagique et néritique.

## 2) Les calcaires pseudoolithiques.

Dans la cluse du Guiers-Mort, près du Pont Saint-Pierre, le Tithonique supérieur (le sommet n'affleure pas ici) ne renferme que deux minces intercalations clastiques. La supérieure, épaisse de 20 cm, est assez difficile à délimiter; sa limite inférieure est obscurcie par une stratification très irrégulière qui s'installe vers le toit du calcaire lithographique sous-jacent. La terminaison vers le haut est brusque, mais non soulignée par un diastème, et ainsi difficile à retracer. Le niveau clastique inférieur forme un banc de 40 cm d'épaisseur, à délimitations très nettes, surtout à la base, et montre un *graded bedding* peu net. Peut-être s'agit-il du dépôt d'un courant de turbidité. Les éléments ne dépassent pas 5 mm.

Dans le Tithonique qui affleure près du couvent de Curière, au bord de la route forestière qui monte de St-Laurent-du-Pont au col de la Charmette, on voit huit intercalations de calcaire pseudoolithique, dont la plupart doivent appartenir au Tithonique inférieur<sup>30</sup>. Quelques-unes de ces assises se composent de plusieurs bancs bien séparés. Sept d'entre elles ne montrent pas la moindre trace d'un granoclassement. La huitième, qui est la supérieure, forme un banc de 80 cm d'épaisseur; sur les derniers 15 cm le grain devient subitement plus fin, mais ce n'est pas du *graded bedding*.

---

<sup>29</sup> Il est évident que ce phénomène traduit en même temps une diminution de profondeur.

<sup>30</sup> Dans le Tithonique tout à fait supérieur, tous les sédiments sont plus ou moins néritiques. Mais on voit bien qu'ils se sont formés sur place, parce que les diverses assises sont liées par des transitions graduelles. Nous nous bornons donc à décrire les calcaires pseudoolithiques du Tithonique inf., dont le mode de formation est moins évident.

L'étude micrographique des calcaires pseudoolithiques dans ces deux localités, révèle une composition lithologique très uniforme : ces dépôts se composent de petits grumeaux plus ou moins anguleux d'un calcaire azoïque, soudés par un ciment de calcite recristallisée. En quelques points on voit aussi de petits lambeaux irréguliers d'un calcaire vaseux, de structure assez hétérogène, qui renferme de très petits débris organiques. Le ciment contient des débris d'Echinodermes et de nombreux Foraminifères benthiques (surtout des Miliolidés et des Textularidés, mais pas de formes à test calcaire épais). Rien ne traduit donc un apport d'origine récifale.

Tous ces calcaires pseudoolithiques sont assez bien calibrés. Il doit ainsi s'agir de dépôts autochtones, formés dans des eaux peu profondes et agitées.

Si l'on compare les deux séries que nous venons d'étudier avec celle de St-Pancrasse, il devient de nouveau apparent que les brèches grossières n'existent que dans le domaine profond. La seule explication logique de ce phénomène est fournie par les mécanismes de courants de turbidité et de coulées boueuses.

## V. LES POSSIBILITES D'UNE UTILISATION STRATIGRAPHIQUE DES NIVEAUX CLASTIQUES

Les brèches intraformationnelles ne sont qu'un faciès, traduisant un « remaniement sur place » dans des eaux peu profondes et agitées. Par conséquent leur extension horizontale est en général très restreinte, et *elles n'ont guère de valeur stratigraphique*.

Quant aux niveaux clastiques formés par des mécanismes de resédimentation, nous avons pu constater qu'ils n'ont pas non plus de valeur stratigraphique (v. aussi les travaux de A. CAROZZI à cet égard [3, 4]).

L'étude paléogéographique de la Chartreuse a déjà montré qu'une parallélisation stratigraphique des séries du Chevallon, de Curière et du Guiers-Mort d'une part, et de St-Pancrasse d'autre part, par le moyen des brèches resédimentées est tout à fait impossible, simplement parce que la plupart d'entre elles n'apparaissent qu'à une certaine distance des récifs jurassiens <sup>31</sup>.

---

<sup>31</sup> Ce n'est pourtant pas une règle générale; dans l'Ardèche et aux environs de Chambéry, c'est-à-dire dans des faciès plutôt néritiques, on trouve de puissantes brèches qui sont dues à des phénomènes de resédimentation.

A Bellecombe, à moins de 20 km au NE de St-Pancrasse, la succession lithologique et la répartition des intercalations bréchiques dans la série sont déjà à tel point différentes qu'une parallélisation directe des deux coupes est tout à fait impossible. Il en est de même au centre de la fosse vocontienne. Au col de Cabre, à 12 km du Claps de Luc, on ne retrouve plus la grande brèche près du sommet du Tithonique (niv. 2 dans la fig. 1). La brèche de base du Berriasien au Claps de Luc est au col de Cabre remplacée par deux niveaux de la même structure lithologique, mais il n'est pas possible d'établir des relations exactes.

Cette discontinuité évidente des dépôts secondaires a deux raisons :

1° Comme l'ont démontré les exemples du Puy de Manse et de la brèche terminale du Tithonique au Chevallon, la composition lithologique des dépôts de coulées boueuses peut fortement varier sur de courtes distances. Au St-Eynard, à 10 km de St-Pancrasse, on voit ainsi un gros banc de calcaire pseudoolithique à rares débris zoogènes qui s'intercale près du sommet du Tithonique. D'après sa position stratigraphique il pourrait bien correspondre au niveau 2 de la succession de St-Pancrasse (fig. 3), mais à cause des différences lithologiques la parallélisation demeure douteuse.

2° Après avoir gardé une épaisseur sensiblement constante sur une assez grande distance, ces brèches se terminent souvent subitement en biseau. Le Tithonique inférieur du Pouzin (Ard.) nous en fournit un très bel exemple (fig. 5) : à la base de la « Carrière des Anges » affleure un banc massif de brèche calcaire, épais de 2,4 m. On peut le suivre sur toute la longueur de la carrière et encore plus loin, jusqu'au début d'une petite carrière abandonnée un peu plus au N, en somme sur une distance de 250 m environ, sans que l'épaisseur ait sensiblement changé. Mais à l'intérieur de cette petite carrière, la brèche se termine rapidement en coin, de sorte que les deux niveaux de calcaire gris en petites plaquettes irrégulières au toit et au mur entrent en contact et forment une succession continue. Ce qui est extraordinaire dans ce développement, c'est que la base de la brèche reste toujours à la même hauteur<sup>32</sup>. Réduit à une épaisseur de quelques dizaines de centimètres, la brèche passe enfin à un banc de calcaire rognonneux qui s'incorpore parfaitement dans la succession désormais continue de calcaire gris en petites plaquettes irrégulières. Un peu plus loin, pas la

---

<sup>32</sup> Cela indique que les matériaux de cette brèche ont été amenés par une coulée boueuse; le dépôt n'a pas été précédé d'une érosion.

moindre irrégularité ne marque le niveau qui correspond à la base de notre brèche. Malheureusement, ces couches ne sont accessibles qu'au bord de la carrière, de sorte qu'on ne voit pas les changements lithologiques qui accompagnent cette transition.

Cependant, à environ 2 km au S de Chambéry, dans une petite carrière qui est ouverte dans le Tithonique supérieur, on observe le même phénomène, et ici les conditions d'observation sont plus favorables (fig. 6). Près de l'extrémité N de la carrière on voit une brèche massive, épaisse de 2 m <sup>33</sup>, qui montre un granoclasse-

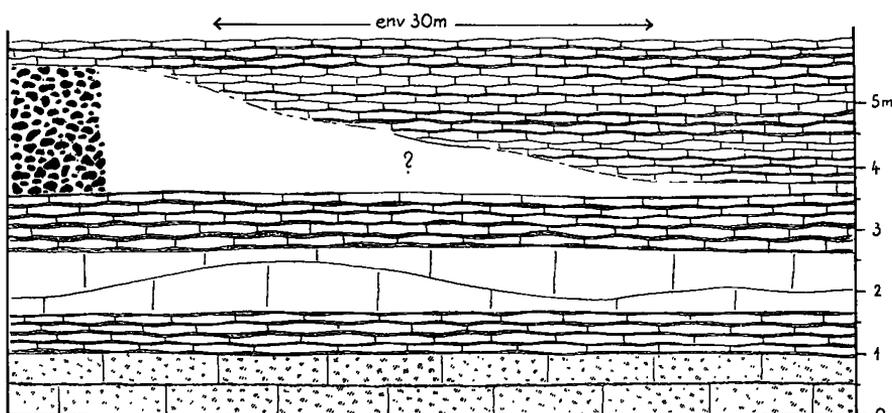


Fig. 5. — Tithonique inférieur du Pouzin, petite carrière abandonnée à 150 m au N de la Carrière des Angès. Terminaison en coin d'un niveau bréchique. On remarque surtout que la base de l'assise reste toujours à la même hauteur. Hauteurs  $\times 2$ .

ment assez net. Elle a dû être déposée par une coulée boueuse. La partie inférieure de cette assise renferme de nombreux fragments de calcaires subrécifaux et même un bloc de Polypiers d'un diamètre de 20 cm. Elle repose sur un hard-ground qui est découpé par de petits chenaux d'érosion; mais leur formation doit être indépendante du dépôt de la brèche. Ce niveau se termine en coin de la même manière que nous l'avons vue au Pouzin; il est ainsi remplacé par des calcaires vaseux pélagiques à Calpionelles et à débris zoogènes de taille microscopique. Ici, cette terminaison en biseau est accompagnée d'un granoclassement dans le sens horizontal.

<sup>33</sup> Elle est directement surmontée d'une autre brèche de 0,5 m d'épaisseur qui se détache de la première par son *graded bedding* indépendant.

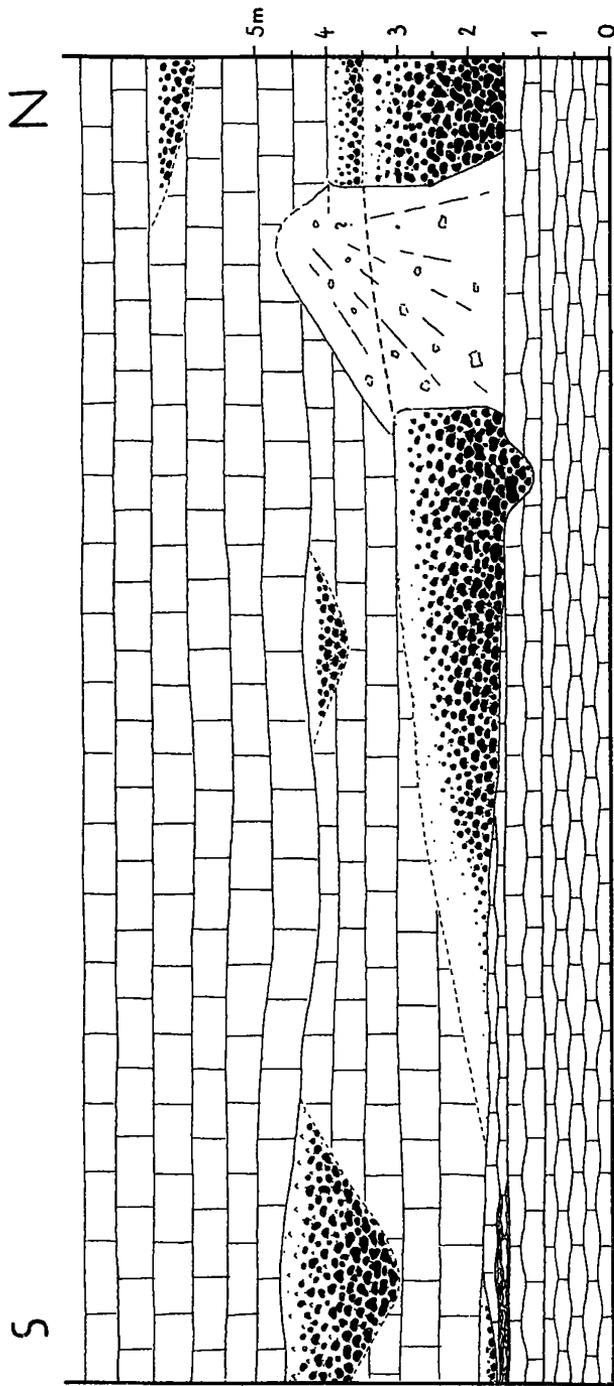


Fig. 6. — Schéma montrant la succession des assises dans une petite carrière au S de Chambéry. On voit bien la discontinuité des niveaux bréchiques. Hauteurs X 2.

Dans la même carrière affleurent encore trois autres lentilles bréchiques qui paraissent remplir des chenaux d'érosion (fig. 6). Leur mode de formation reste douteux; cependant, la plus puissante d'entre elles (à gauche dans la fig.) se compose dans sa partie inférieure d'éléments extrêmement serrés témoignant d'une déformation plastique. Il y a parmi eux des galets d'un calcaire oolithique d'origine subrécifale. Malgré la grande proximité des faciès jurassiens, ces faits parlent plutôt en faveur d'une formation par des courants de turbidité ou des coulées boueuses.

Toutes ces observations démontrent d'une façon très nette qu'une utilisation stratigraphique des brèches de resédimentation n'est pas possible.

## VI. LES AUTRES FORMATIONS D'APPARENCE BRÉCHIQUE

Dans le Tithonique du SE de la France, il y a encore deux autres espèces de calcaires « bréchiformes » qui sont cependant très différents entre eux, mais se distinguent assez facilement des brèches que nous venons de traiter ci-dessus. On les rencontre surtout dans l'Ardèche, alors qu'ils sont rares dans les faciès subalpins proprement dits.

### A) Les calcaires tachetés.

Il s'agit de calcaires vaseux, d'un gris blanc, qui présentent des taches gris foncé dont les délimitations sont souvent très nettes (pl. VI, 1). Ils ressemblent alors beaucoup à certaines brèches resédimentées où ciment et éléments ne se distinguent que par leur teinte, d'autant que les taches paraissent plus homogènes que le « ciment » qui les entoure. Mais, en général, c'est simplement la teinte plus sombre qui estompe les détails de la structure lithologique, d'où l'apparence plus homogène de ces zones. L'étude micrographique révèle qu'il n'y a aucune différence lithologique entre « fragments » et « ciment » — ce sont donc des « pseudobrèches » au sens propre du mot. Les différences de teinte sont d'origine chimique (sulfure de fer cryptocristallin ou matière organique).

Cependant, dans de très rares cas la structure lithologique est vraiment plus homogène dans les taches que dans la masse principale de la roche. Mais ce phénomène s'explique aisément par un léger remaniement de la vase non encore consolidée par de faibles

courants de fond. Les zones de concentration chimique ont alors résisté, grâce à un durcissement précoce du sédiment.

Dans le Tithonique subalpin nous n'avons rencontré ce genre de calcaire qu'aux environs de Menthon, à l'E du lac d'Annecy. Mais dans l'Ardèche ces formations prennent un grand développement.

#### B) Les calcaires noduleux.

Certains calcaires noduleux montrent un aspect bréchique, si les nodules sont très serrés et plus ou moins soudés par un ciment marneux. Ces niveaux sont le plus souvent étroitement liés à des calcaires rognonneux à intercalations marneuses. Il n'est pas rare d'observer un passage latéral ou même vertical de l'un à l'autre. Cela laisse supposer que ce genre de calcaires noduleux dérive des calcaires rognonneux par un léger remaniement du fond. Il a cependant dû s'agir de courants très faibles, juste suffisants pour emporter une certaine proportion de l'argile. En même temps les conditions de dépôt ont changé, et les concrétions calcaires ont subi une dissolution partielle dont on reconnaît les traces à leur forme très irrégulière.

Il semble que W. KILIAN [11] avait en vue ce genre de calcaires lorsqu'il parlait de « pseudobrèches » qui passent progressivement à des calcaires rognonneux.

### VII. RESUME ET CONCLUSIONS

Dans leurs études géologiques sur les dépôts secondaires, Ph. H. KUENEN et ses collaborateurs [14, 15, 16, 18], ainsi que A. CAROZZI [1, 2, 3, 4], ont toujours attribué une grande importance au fait de l'apparition brusque de niveaux clastiques (grauwackes et brèches calcaires) dans les séries profondes; et cette anomalie de faciès devient un argument principal pour l'hypothèse d'une action des courants de turbidité. La présence de dépôts d'apparence néritique dans les séries profondes, phénomène à première vue contradictoire, trouve ainsi une explication logique. Cette hypothèse est en outre confirmée par l'absence de traces d'érosion à la base de ces intercalations, qui fournit une preuve ultérieure pour un milieu de dépôt profond.

Pour les « pseudobrèches » subalpines, le problème se présentait cependant d'un point de vue différent. Il fallait d'abord prouver

qu'il s'agissait de véritables brèches et non de formations concrétionnaires. Ceci fait, il s'agissait de savoir si l'on avait un remaniement sur place ou des phénomènes de resédimentation.

Dans les faciès profonds, ce sont les faits déjà observés par Ph. H. KUENEN et A. CAROZZI qui nous ont permis de reconnaître l'action de mécanismes de resédimentation, en particulier l'absence totale d'éléments néritiques et subrécifaux dans les dépôts autochtones et la brutalité avec laquelle apparaissent les intercalations clastiques.

Mais, comme nous l'avons vu plus haut, il y a aussi des brèches intraformationnelles et, d'autre part, des dépôts resédimentés existent également dans des faciès moins profonds où les critères que nous venons de citer perdent beaucoup de leur valeur. On peut donc se demander si la seule étude des structures lithologiques de ces niveaux clastiques peut nous fournir des renseignements exacts sur leur mode de formation. En même temps il faut tenir compte du fait qu'il régnait dans le domaine subalpin des conditions paléogéographiques particulières qui ne permettent pas une transposition exacte des résultats de Ph. H. KUENEN, qui ont été obtenus dans des faciès purement géosynclinaux à sédimentation grés-argileuse. Ces conditions spéciales se traduisent par plusieurs traits particuliers dans la structure lithologique des dépôts secondaires, avant tout la rareté d'un *graded bedding* bien réalisé et la grande fréquence de brèches grossières. Mais nous reviendrons sur ce point plus tard, car il ne s'agit là que de détails de l'interprétation des dépôts resédimentés, et il vaut mieux déterminer d'abord les critères qui sont caractéristiques d'une resédimentation en général.

Cependant la grande variété lithologique des dépôts secondaires ne peut pas être réduite à un schéma généralisé, qui permettrait de déterminer ce genre de sédiments à l'aide de quelques caractères lithologiques simples.

Il y a deux types structuraux qui ne peuvent être expliqués que par l'action de coulées boueuses ou de courants de turbidité, mais ils ne comprennent que les deux extrêmes de toute la gamme des structures observées.

Ce sont premièrement les brèches à éléments extrêmement dispersés (pl. III, 2, et pl. IV, 1). Cette structure tout à fait particulière traduit l'action d'une coulée boueuse, d'une densité et viscosité très élevées, qui a déposé toute sa charge en une fois (v. les expériences de Ph. H. KUENEN [12, 17]), de sorte que les éléments n'ont pu s'accumuler au fond et sont pour ainsi dire restés suspendus dans le ciment.

L'allure extrêmement serrée des galets que l'on observe dans quelques brèches (fig. 2 et pl. III, 2) prouve également que toute la masse s'est déposée en une fois, soit à partir d'un courant de turbidité, soit à partir d'une coulée boueuse.

Mais tous les autres dépôts secondaires à distribution « normale » des éléments dans le ciment sont très difficiles à définir. Pour éclairer leur mode de formation, il faut tenir compte de tous les critères disponibles, aussi bien d'ordre lithologique que paléogéographique. Seule leur combinaison logique permet d'arriver à des résultats exacts, car nous avons vu, avec l'exemple de la brèche d'Aizy, qu'un *graded bedding* rudimentaire ne traduit pas forcément l'action d'un courant de turbidité.

Cela nous mènerait trop loin de discuter toutes les possibilités, nous nous bornerons donc à traiter les exemples les plus caractéristiques. Mis à part quelques rares exceptions, tous les dépôts secondaires renferment des éléments allochtones qui ne peuvent avoir été empruntés au substratum par un remaniement sur place. La question principale est ainsi de savoir si ces éléments peuvent avoir été transportés par des courants ordinaires ou non. D'une part, c'est alors leur taille qui entre en jeu; d'autre part, la situation paléogéographique du gisement étudié. Pour la taille, une certaine limite supérieure est donnée par le pouvoir de transport relativement faible des courants marins, elle devrait être de l'ordre de quelques millimètres. Ainsi toutes les brèches à galets allochtones devraient être resédimentées. La situation paléogéographique ne présente pas un critère de premier ordre. Mais il apparaît peu probable que des courants marins aient déporté des Foraminifères subrécifaux et des oolithes jusqu'au centre même de la fosse vocontienne, tandis que leur présence au Chevallon et à Aizy, à proximité immédiate des récifs jurassiens, ne présente rien d'extraordinaire.

En plus, il y a encore quelques autres caractères qui permettent parfois de reconnaître les traces d'une resédimentation. A cet égard, nous avons déjà plusieurs fois mis en relief l'importance des éléments non encore consolidés. Un autre critère serait un ciment primitivement vaseux. Cependant le contraire n'est pas valable. des brèches qui sont certainement resédimentées ont parfois un ciment calcitique.

Enfin, rappelons encore une fois que dans quelques cas l'action d'un courant de turbidité se traduit uniquement par la présence de Foraminifères subrécifaux et de rares oolithes dans un calcaire vaseux à Calpionelles et à Radiolaires qui passerait autrement pour un dépôt pélagique autochtone. Nous avons là le cas extrême d'un

dépôt secondaire qui n'est pas caractérisé par une structure lithologique particulière.

Les causes qui sont à l'origine de ces coulées boueuses et courants de turbidité ont été discutées d'une façon détaillée par A. CAROZZI [1, 2, 3, 4], de sorte qu'il ne reste rien à ajouter. Notons seulement qu'aux bords de la fosse vocontienne — comme dans le domaine de la Nappe de Morcles — il n'y a pas eu de surcroît de sédimentation pendant le Jurassique supérieur. Les courants de turbidité et les coulées boueuses ont dû être déclenchés par d'autres causes, par exemple par des tremblements de terre.

A cause de l'absence de traces d'érosion à la base des niveaux resédimentés et de la forme irrégulière des galets, on a souvent admis [3, 4] que les courants de turbidité n'avaient qu'un faible pouvoir érosif. Nous avons cependant pu constater que les dépôts secondaires dans le domaine subalpin renferment toujours une assez grande proportion de galets de calcaires pélagiques. Leur formation ne peut pas s'expliquer par un remaniement dans des eaux de faible profondeur, de sorte qu'ils semblent bien avoir été entraînés par les courants de turbidité. Nulle part nous n'avons rencontré de brèches intraformationnelles à éléments purement pélagiques<sup>34</sup> qui auraient pu fournir les galets des brèches resédimentées. En outre, les phénomènes de remaniement sous-marin sont très restreints, aussi bien du point de vue régional que stratigraphique, c'est-à-dire restreints aux bords de la fosse vocontienne d'une part et au Tithonique supérieur d'autre part. Cela nous oblige d'admettre que les courants de turbidité et coulées boueuses ont eu un *pouvoir érosif considérable*, au moins dans la première partie de leur parcours. Cela paraît être en contradiction avec l'absence de traces d'érosion à la base de leurs dépôts. Mais, d'une part il faut tenir compte du fait que les gisements des brèches resédimentées correspondent au domaine de dépôt, où l'érosion — s'il y en a eu une — a dû être très faible; et d'autre part qu'il s'agit de coulées en nappe dont l'érosion s'est faite sous la forme d'un raclage du fond qui ne laisse guère de traces apparentes. La forme irrégulière des fragments, et le fait que des galets non encore consolidés aient été transportés sur de grandes distances, traduit seulement qu'il n'y a pas eu *d'usure* pendant le transport. L'érosion n'est que l'action que le courant de turbidité a exercé sur le fond — et la grande proportion d'éléments pélagiques dans les dépôts prouve d'une façon incontestable qu'une telle érosion a eu lieu. Une

---

<sup>34</sup> Les galets de calcaire vaseux pélagique à Calpionelles que l'on trouve dans la brèche d'Aizy montrent déjà une certaine influence néritique.

fois que les fragments étaient arrachés au substratum ils étaient déportés pratiquement sans usure ultérieure, grâce à la densité et à la viscosité très élevées de la suspension. Seule la grande brèche à la base du Berriasien du Claps de Luc présente un cas particulier. Ici tout un paquet d'alternances marno-calcaires s'est mis en mouvement, les bancs calcaires plus rigides se sont fracturés au cours du glissement (qui a dû être assez rapide) et ont ainsi fourni les éléments bréchiques.

### ZUSAMMENFASSUNG

Es wurde in diesem Artikel versucht, die Entstehung der sog. Pseudobreccien im Tithon der französischen Westalpen zu klären. Es bestanden bisher drei verschiedene Theorien, die nicht in Einklang zu bringen waren. Nach W. KILIAN [11] und M. GIGNOUX und L. MORET [7] handelte es sich um konkretionäre Bildungen, nach J. GOGUEL [8] um intraformationelle Breccien, die durch Aufarbeitung ohne Transport infolge von Erdbebenwirkung entstanden waren; und ausserdem nahmen M. GIGNOUX und L. MORET [7] auch lokale Aufarbeitung in geringer Meerestiefe an. In einigen neueren Veröffentlichungen von A. CAROZZI [1, 2, 3, 4] wurden diese Breccien schliesslich als Ablagerungen von turbidity currents gedeutet.

Die Möglichkeit konkretionärer Bildungen konnte bold ausgeschlossen werden, da « Konkretionen » und Zwischenmittel eindeutig verschiedener Herkunft sind, wie die Mikrofauna zeigte.

Es erhob sich also die Frage, auf welche Weise intraformationelle Breccien und sekundär umgelagerte Sedimente unterschieden werden könnten. Dazu wurden eine grosse Anzahl von derartigen « pseudobrèches » — vor allem auch mikroskopisch — untersucht. Gleichzeitig wurden auch die pseudoolithischen Kalke mit berücksichtigt, die sich ja von den Breccien nur durch die Korngrösse unterscheiden.

Es zeigte sich, dass es sowohl autochthone als auch allochthone, von turbidity currents oder untermeerischen Schlammströmen (« mud flows ») abgelagerte klastische Kalksedimente gibt. Jedoch konnte nur ein eindeutiges Beispiel für eine intraformationelle Breccie gefunden werden, obwohl die Untersuchungen bis in das Département Ardèche westlich der Rhône ausgedehnt wurden. « Autochthone » pseudoolithische Kalke sind dagegen häufiger.

Dabei ist eine Unterscheidung von intraformationellen und durch Schlammströme etc. sekundär umgelagerten Breccien nach rein petrographischen Kennzeichen nicht immer möglich, denn beide können unverfestigte Gerölle enthalten, ja, selbst ein gewisses graded bedding kann allein durch untermeerische Aufarbeitung entstehen.

Nur zwei Extremfälle der Textur lassen sich eindeutig auf die Wirkung von untermeerischen Schlammströmen oder turbidity currents zurückführen :

1° Breccien mit einem übermässig hohen Anteil an Bindemittel, der bewirkt, dass die Gerölle weit verstreut sind und einander nicht berüh-

ren (pl. III, 1 u. pl. IV, 1). Diese Textur lässt sich nur so erklären, dass das gesamte Material schlagartig aus einem Schlammstrom von sehr hoher Dichte abgelagert wurde, so dass sich die Gerölle nicht am Grunde sammeln konnten. Derartige Vorgänge wurden von Ph. H. KUENEN bei seinen Experimenten beobachtet [12, 17].

2° Breccien mit einer extrem dichten Packung der Gerölle (fig. 2, pl. II, 2 u. pl. III, 2), die nur durch plastische Deformation in einem noch nicht völlig verfestigten Zustand erklärt werden kann. Auch hier muss die ganze Masse einer solchen Bank (die Mächtigkeit derartiger Horizonte geht in Einzelfällen bis über 10 m) auf einmal abgelagert worden sein.

Sonst muss jedoch jedesmal einzeln untersucht werden, ob die klastischen Horizonte Elemente enthalten, die nicht durch Aufarbeitung aus dem Untergrund gewonnen sein können. Findet man allochthone Gerölle, die wegen ihrer Grösse oder weil sie noch unverfestigt waren, nicht von normalen Meeresströmungen über grössere Entfernungen transportiert worden sein können, ist damit indirekt der Nachweis für eine Verfrachtung durch untermeerische Schlammströme oder turbidity currents erbracht.

Das konnte am Beispiel der Tithonabfolge des Claps de Luc (fig. 1) im Oberlauf der Drôme deutlich gezeigt werden. Die autochthonen Sedimente sind durchweg sehr feinkörnige Kalke (« calcaire lithographique ») mit rein pelagischer Fauna (Calpionellen und Radiolarien), während die klastischen Einschaltungen auch im Bindemittel einen starken neritischen Einschlag zeigen, so dass neben Calpionellen auch benthonische Foraminiferen, Echinodermendetritus und sogar vereinzelte Ooide vorkommen. Auch ein Teil der Gerölle ist neritischer Herkunft. Gleichzeitig wurde in dieser Abfolge der enge Zusammenhang zwischen sekundärer Umlagerung durch untermeerische Schlammströme und turbidity currents und submarinen Rutschungen deutlich.

Ein weiterer Nachweis für die Existenz und die Häufigkeit sekundär umgelagerter Breccien ergab sich aus der paläogeographischen Verteilung der klastischen Kalksedimente im Bereich der Chartreuse nördlich von Grenoble. In der Nähe der Riffzone am Nordrand des vocontischen Troges, bei le Chevallon, sind diese Breccien sehr viel seltener als weiter südlich im tieferen Gebiet, bei St-Pancrasse (fig. 3).

Auffällig ist ferner die Tatsache, dass diese Ablagerungen sehr selten ein gut ausgebildetes graded bedding zeigen, was nach den Untersuchungen von Ph. H. KUENEN [12, 17] dafür spricht, dass in den meisten Fällen untermeerische Schlammströme und nicht eigentliche turbidity currents wirksam waren.

Sekundär umgelagerte klastische Sedimente kommen auch in flacheren Gebieten vor, wie es das Beispiel der Ardèche und von le Chevallon zeigen, doch erreichen sie ihre grösste Häufigkeit erst in den tiefsten Becken. Am Claps de Luc, der etwa im Zentrum des vocontischen Troges liegt, sind 70 % der Schichtfolge durch untermeerische Schlammströme oder turbidity currents abgelagert. Am Puy de Manse, nordöstlich von Gap, dürften es sogar noch mehr sein.

Da die umgelagerten Breccien nie terrigenes Material enthalten, konnte die fazielle Herkunft der Gerölle genauer bestimmt werden. Es ergab sich, dass neben typisch neritischen Geröllen im selben Horizont auch ein überraschend hoher Anteil an Geröllen eindeutig pelagischer

Herkunft vorkommt, dessen Vorhandensein nicht dadurch erklärt werden kann, dass sich die pelagische Sedimentation bis in die bereits flacheren Randgebiete des vocontischen Troges ausdehnt, die als Ursprungsgebiet der turbidity currents und Schlammströme in Frage kommen. — Da an der Auflagerungsfläche der allochthonen Breccien meist keine Erosionsspuren sichtbar sind, und andererseits die Gerölle meist keine Abrundung zeigen, hatte man oft angenommen, dass die Erosionswirkung der turbidity currents gering sei [1, 2, 3, 4]. Der relativ hohe Anteil pelagischer Gerölle beweist jedoch, dass im allgemeinen eine beträchtliche Erosion stattgefunden hat. Dass selbst unverfestigte Gerölle trotzdem ihre unregelmässige Form bewahrt haben, erklärt sich dadurch, dass während des weiteren Transportes infolge der hohen Dichte und Viskosität des Transportmittels keine Abnutzung mehr stattfand.

---

#### BIBLIOGRAPHIE

1. CAROZZI (A.) (1952). — Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine (*Arch. Sc. Genève*, t. 5, fasc. 1).
2. CAROZZI (A.) (1952). — Microfaune déplacée dans les niveaux « remaniés » du Malm supérieur de la Nappe de Morcles (Haute-Savoie) (*Arch. Sc. Genève*, t. 5, fasc. 1).
3. CAROZZI (A.) (1952). — Tectonique, courants de turbidité et sédimentation. Application au Jurassique supérieur de Haute-Savoie (*Rev. Gén. Sc.*, Paris, t. 59).
4. CAROZZI (A.) (1956). — Nouvelles observations microscopiques sur les dépôts de courants de turbidité du Malm de la Nappe de Morcles (*Bull. Inst. Nat. Genève*, t. 58).
5. COLLET (L. W.) (1936). — Les brèches du Jurassique supérieur et la limite Jurassique-Crétacé (*Ecl. Geol. Helv.*, vol. 29, n° 1).
6. ERICSON (D. B.), EWING (M.) et HEEZEN (B. C.) (1952). — Turbidity currents and sediments in North Atlantic (*Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 36).
7. GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1952). — Géologie dauphinoise, 2<sup>e</sup> édition, Masson, Paris.
8. GOGUEL (M.) (1944). — Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 215, t. 44).
9. HEIM (A.) (1908). — Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung (*N. Jb. f. Min. Geol. Pal.*, Bd. 2).
10. HEIM (A.) (1924). — Über submarine Denudation und chemische Sedimente (*Geol. Rdsch.*, Bd. 15, H. 1).
11. KILIAN (W.) (1895). — Notes stratigraphiques sur les environs de Sisteron (*B.S.G.F.* (3), t. 23).
12. KUENEN (Ph. H.) (1948). — Turbidity currents of high density (*18<sup>th</sup> Int. Geol. Congr. VIII, Sect. G.*, London).
13. KUENEN (Ph. H.) (1952). — Estimated size of the Grand Banks turbidity current (*Amer. J. Sc.*, vol. 250).

14. KUENEN (Ph. H.) (1953). — Significant features of graded bedding (*Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, vol. 37, n° 5).
15. KUENEN (Ph. H.) (1953). — Graded bedding, with observations on lower paleozoic rocks of Britain (*Verh. Kon. Ak. Wetensch. Afd. Nat.*, 1. R., D. XX, n° 3).
16. KUENEN (Ph. H.) et CAROZZI (A.) (1953). — Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps (*Journ. Geol.*, vol. 61, n° 4).
17. KUENEN (Ph. H.) et MÉNARD (H. W.) (1952). — Turbidity currents, graded and non-graded deposits (*Journ. Sed. Petr.*, vol. 22, 2).
18. KUENEN (Ph. H.) et MIGLIORINI (C. I.) (1950). — Turbidity currents as a cause of graded bedding (*Journ. Geol.*, vol. 58).
19. LOMBARD (A.) (1956). — Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson, Paris.