

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 12 (1912-1913)
Heft: 4

Artikel: Géologie des Brasses (Haute-Savoie)
Autor: Chaix, André
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-157280>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 10.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

CARTE GÉOLOGIQUE DES BRASSES

André Chaix

Echelle 1 : 20 000

Equidistance 20m

Levé topographique exécuté
à 1:10 000 par l'auteur.

This detailed topographic map shows the N.-W. area of Pouilly, featuring contour lines, elevation markers, and various geographical features. Key locations labeled include les Chots, Col du Perris, Noyer, Farqueuse, la Manille, Bogève, Bois, le Forn, Opon, Gage Pagnau, la Vaquerie, les Bons, Destrigo, Vituz, Pallud, la Drance, and la Crandine. The map uses different colors to represent terrain types and includes a scale bar of 1:10,000.

Région au
N.-W. de Pouilly

1 : 10 000

• Equidistance 10 m

Légende

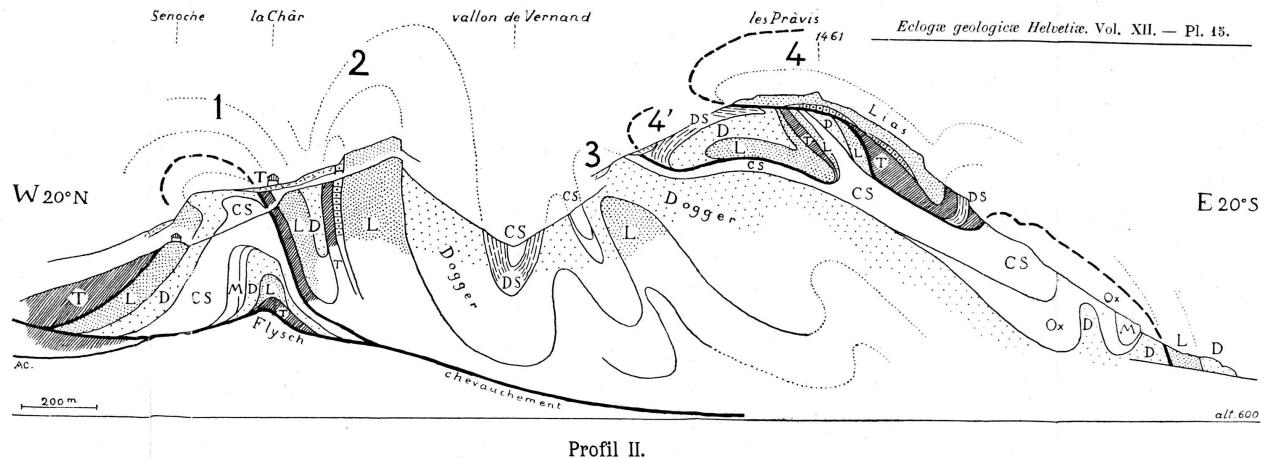
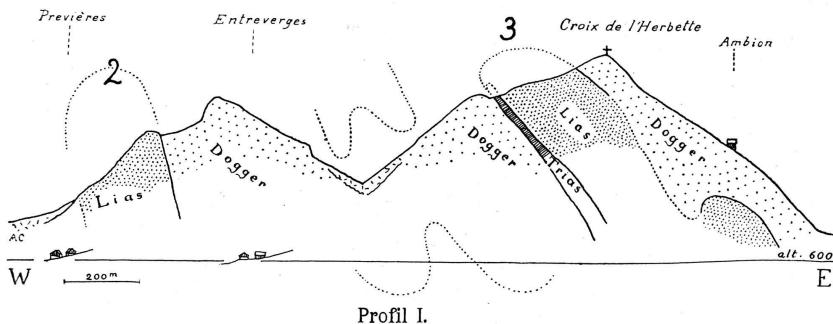
- } chemins et sentiers
 ----- limites géologiques
 ↗ ↙ plongement des cou-
 ches
 / \ couches verticales,
 direction des axes

Terrains des Brasses

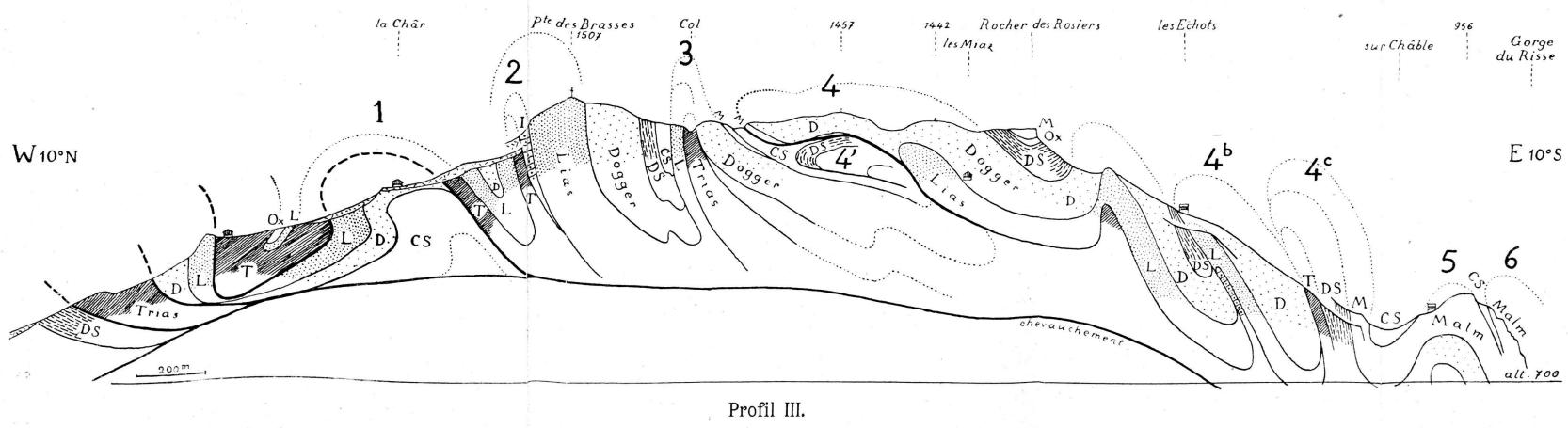
- | | |
|--|--|
| | Quat ^{naire} indéterminé |
| | Eboulis |
| | Dépôt glaciaire |
| | Flysch |
| | Crétacique supérieur |
| | Crétacique inférieur |
| | Malm |
| | Oxfordien |
| | Marnes schisteuses à Posidoniens (Bath. Callov.) |
| | Dogger calcaire |
| | Lias spathique |
| | calcaires blancs (Infr.) |
| | Infralias (Rhét Hett.) |

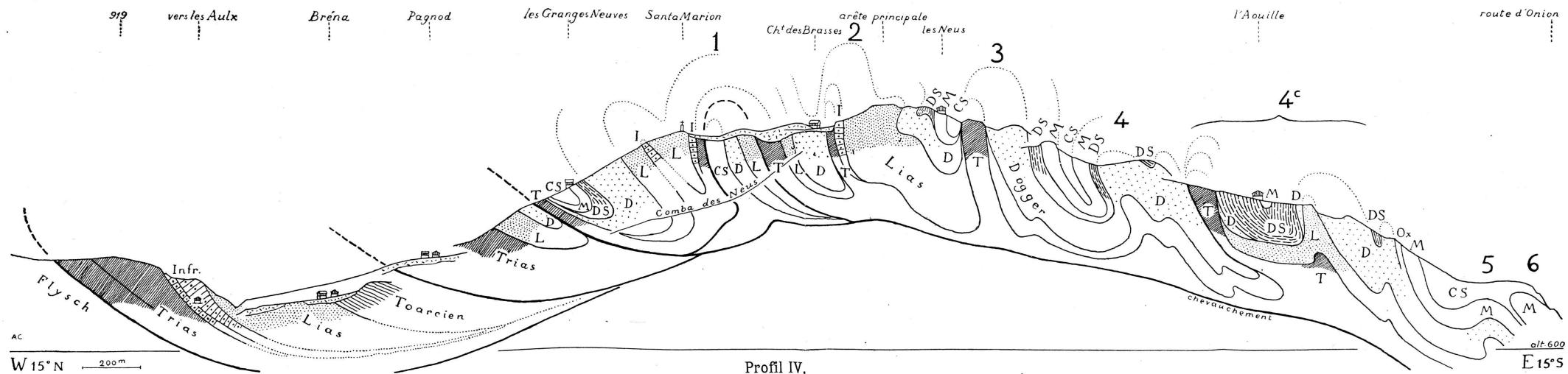
Lias de la Vallée de Bogève

- Schistes Toaciens
Lias calcaire foncé

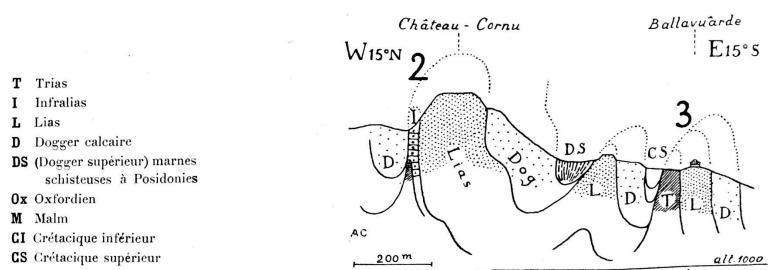


- T** Trias
- I** Infracéias
- L** Lias
- D** Dogger calcaire
- DS** (Dogger supérieur) marnes schisteuses à Posidonies
- Ox** Oxfordien
- M** Malm
- CI** Crétacique inférieur
- CS** Crétacique supérieur

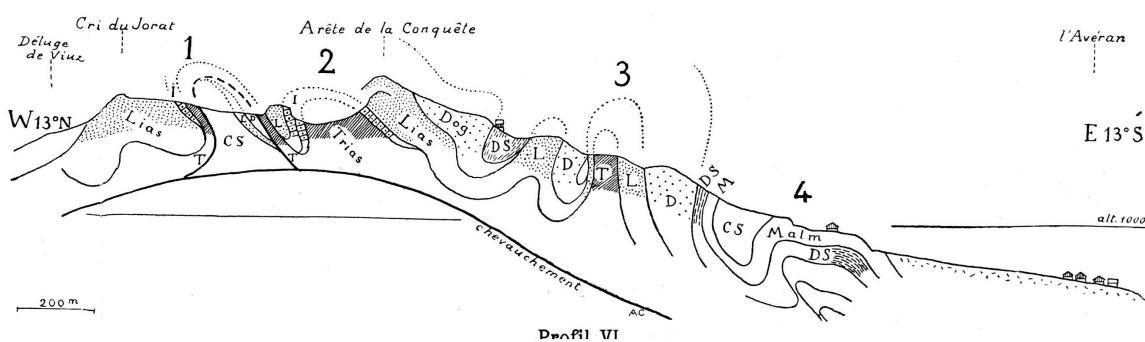




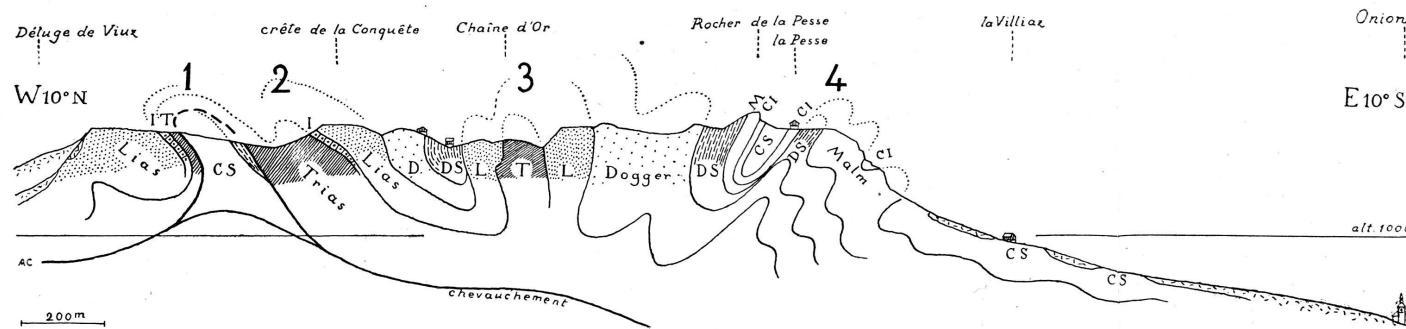
Profil IV.



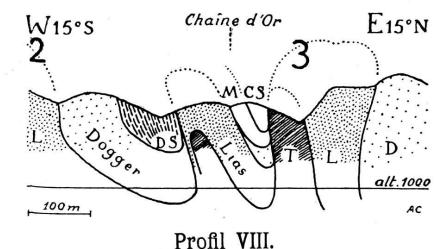
Profil V.



Profil VI

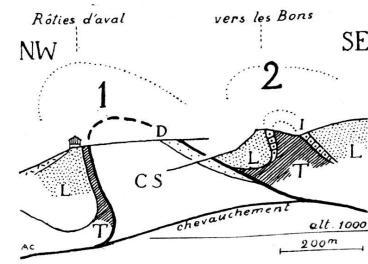


Profil VII.

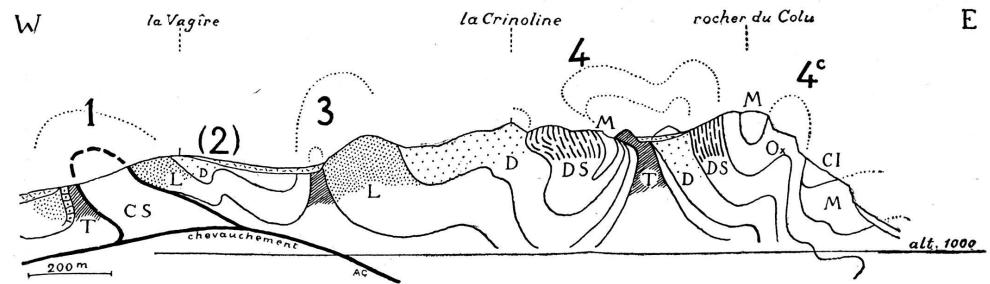


Profil VIII.

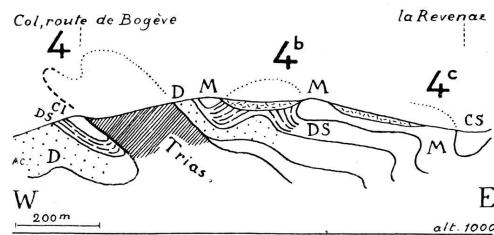
- T Trias
- I Infralias
- L Lias
- D Dogger calcaire
- DS (Dogger supérieur) marnes schisteuses à Posidoniens
- Ox Oxfordien
- M Malm
- CI Crétacique inférieur
- GS Crétacique supérieur



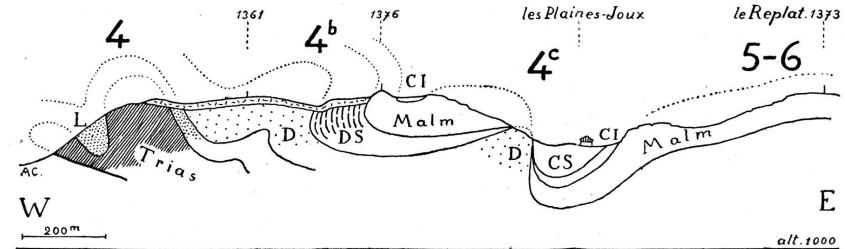
Profil IX.



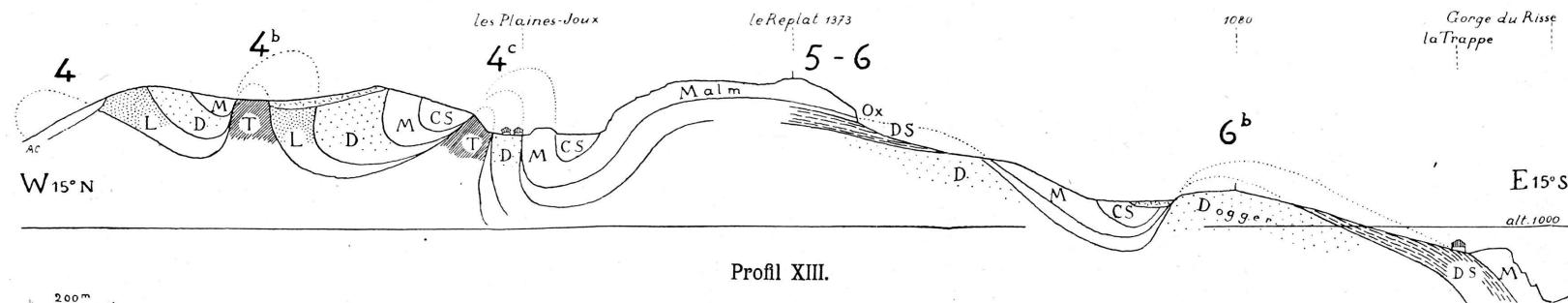
Profil X.



Profil XI.

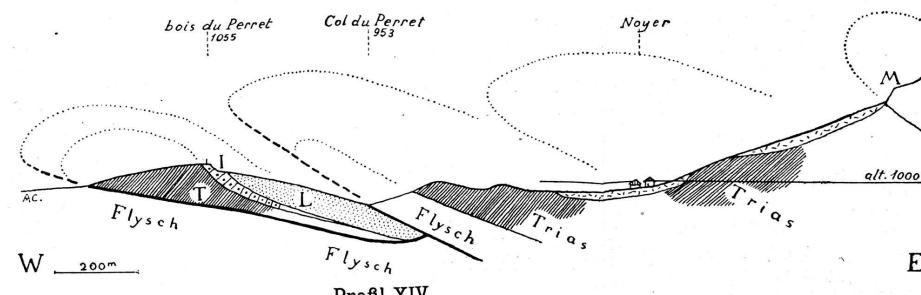


Profil XII.



Profil XIII.

- T Trias
- I Infracias
- L Lias
- D Dogger calcaire
- DS (Dogger supérieur) marnes schisteuses à Posidonies
- Ox Oxfordien
- M Malm
- CI Crétacique inférieur
- CS Crétacique supérieur



Profil XIV.

Géologie des Brasses (Haute-Savoie)

par ANDRÉ CHAIX.

(Avec 26 figures dans le texte, 14 profils hors texte et une carte levée par l'auteur).

INTRODUCTION

A la suite des nombreux travaux publiés ces dernières années sur les Préalpes, notamment par M. H. Schardt et M. M. Lugeon, on distingue généralement dans les territoires préalpins les zones suivantes, en allant de l'W à l'E :

- 1^o les Préalpes externes (ou zone bordière, ou zone du Flysch) directement superposées à la Molasse ;
- 2^o les Préalpes médianes ;
- 3^o la Région de la Brèche ;
- 4^o la zone du Flysch du Niesen ;
- 5^o la zone des cols (ou zone intérieure, ou zone trias-jurassique) qui recouvre les nappes haut-alpines.

En énumérant ces mêmes éléments dans leur ordre de superposition nous avons, à partir de la base :

- 1^o les Préalpes externes chevauchant sur la région molas-sique, et les Préalpes internes reposant sur les Hautes-Alpes calcaires ;
- 2^o le Flysch du Niesen ;
- 3^o les Préalpes médianes ;
- 4^o la Région de la Brèche.

Les Préalpes externes sont représentées en Chablais et en Faucigny par les Voirons, le Vouan et les collines de Fauci-gny. Leurs plis sont déjetés vers l'extérieur et chevauchent dans leur ensemble sur la Molasse. Leur série stratigraphique comprend :

- 1^o du Tithonique calcaire à Céphalopodes ;
- 2^o du Néocomien vaseux à Céphalopodes ;
- 3^o du Flysch ;
- 4^o des grès et conglomérats, dits Macigno, à éléments alpins.

Les Préalpes médianes correspondent à une seconde nappe préalpine, superposée à la fois aux Préalpes externes et internes. Dans le Chablais cette nappe forme une large bande qui se poursuit depuis la région du Grammont et des Cornettes de Bise jusqu'aux Brasses et au Môle. Au S de la Dranse, cette zone passe progressivement d'une direction NE-SW à une direction N-S.

Les formations mésozoïques des Préalpes médianes subissent, de l'extérieur vers l'intérieur, une assez brusque transformation de facies, qui les a fait diviser stratigraphiquement en une zone externe dite du Dogger à *Zoophycos* et une zone interne dite du Dogger à *Mytilus*.

Au point de vue tectonique on distingue dans les Préalpes médianes trois zones fondamentales :

1^o Le faisceau principal de plis, qui forme la bordure des Préalpes médianes et auquel appartient la région qui intéresse spécialement ce travail ; ce faisceau correspond à « l'anticlinal complexe du Lias » et à « l'anticlinal du Grammont » de M. Lugeon, et, au point de vue du facies, à la zone externe du Dogger à *Zoophycos*.

2^o Le grand synclinal de Flysch qu'on peut suivre, par Abondance et Saint-Jean d'Aulp, depuis la région de Vionnaz en Valais jusqu'à la Pointe d'Orchez ; le fond de ce synclinal est ondulé de quelques plis obliques et il correspond, dans sa partie S tout au moins, à la limite entre les deux facies des Préalpes médianes.

3^o La zone mésozoïque, qui est recouverte à l'E par la nappe chevauchante de la Brèche et qui représente le prolongement de la zone des Gastlosen ; elle se trouve entièrement dans le facies du Dogger à *Mytilus*.

D'après l'opinion généralement admise, la cessation brusque des Préalpes vers la vallée de l'Arve est le fait de l'érosion, accentuée par un relèvement de tous les éléments tectoniques dans la direction du SW. Les klippes des Annes et de Sullens, conservées dans le fond d'une zone synclinale, suffisent en effet à montrer la continuation des nappes préalpines dans cette direction.

Pourtant le front de ces nappes a certainement dû subir, à l'approche de la vallée de l'Arve, une inflexion accusée, car les axes de plis, déjà incurvés dans tout le Chablais, passent, dans la région du Môle et de la Pointe d'Orchez, de la direction N-S à une direction NW-SE, comme l'ont déjà signalé M. Bertrand et M. Lugeon.

* * *

Parmi les travaux qui ont été publiés sur l'extrémité méridionale des Préalpes médianes, je tiens à mentionner en première ligne l'étude magistrale de MARCEL BERTRAND concernant le Môle et les collines de Faucigny. D'après ce travail, le Môle est formé de cinq anticlinaux très élevés et déjetés vers l'W, dont les axes, dirigés du SE au NW, s'élèvent fortement à partir de la vallée de l'Arve jusque dans la région culminante, pour redescendre encore plus brusquement, avec une direction S-N dans l'ensellement transversal qui forme la vallée de Saint-Jeoire-La Tour. M. Bertrand donne une description stratigraphique des terrains du Môle à laquelle j'aurai souvent l'occasion de revenir dans la suite.

La chaîne des Brasses¹, qui fait suite au Môle vers le N, était restée beaucoup moins bien connue. Elle n'a fait l'objet que d'études déjà anciennes, comme celles d'Alph. Favre, ou d'observations rapides et limitées, comme celles de A. Jaccard et de E. Renevier.

Dans ses remarquables *Recherches géologiques sur la Savoie*, ALPHONSE FAVRE fait une description rapide des Brasses et de la vallée de Bogève et mentionne un certain nombre d'affleurements avec les fossiles qu'il y a trouvés.

En 1891-1892 AUG. JACCARD, dans son *Etude sur les massifs du Chablais* n'apporte que peu de chose à la connaissance des Brasses.

Enfin E. RENEVIER dans sa *Géologie des Préalpes de la Savoie* a montré les relations tectoniques générales des Brasses avec les Préalpes médianes et a donné le premier profil de ce massif. Ce profil contient beaucoup de constatations dont j'ai pu vérifier l'exactitude; mais il ne donne qu'une idée incomplète de la tectonique des Brasses, beaucoup plus compliquée que Renevier ne l'avait supposé à la suite d'une étude trop rapide.

Ce sont ces levés de E. Renevier qui ont servi de base pour l'établissement de cette partie de la *Carte géologique de France* (feuille d'Annecy, 1894).

Pour être complet je citerai encore, comme publication intéressant la région des Brasses, une note de MM. E. RENEVIER et M. LUGEON (*Excursion dans le Chablais*), mentionnant les principaux éléments tectoniques des Brasses que l'on

¹ Les Brasses sont situées à lat. $46^{\circ} 19' 30''$; long. E. de Greenwich $6^{\circ} 27' 14''$; de Paris $4^{\circ} 7'$. Carte de l'Etat-Major français, feuille d'Annecy.

peut voir en passant dans la vallée de La Tour-Saint-Jeoire, ainsi qu'une note de M. LUGEON¹ au sujet de la capture du Giffre dans la région de Saint-Jeoire.

Ainsi une étude détaillée des Préalpes médianes entre le Môle et la Dranse était encore à faire et, sur le conseil de M. le professeur Charles Sarasin, je l'ai commencée par la région plus directement comparable au Môle, c'est-à-dire par la chaîne des Brasses, la vallée de Bogève et les Gorges du Risso, et j'ai travaillé sur ce terrain pendant les étés 1909, 1910 et 1911. Les limites adoptées pour cette étude sont les suivantes : au S la vallée qui sépare les Brasses du Môle, à l'E la bordure du synclinal de Flysch de Mieussy, à l'W le chevauchement de la nappe des Préalpes médianes sur le Flysch des Préalpes externes dans le versant droit de la vallée de Bogève, et au N une ligne arbitraire transversale correspondant à peu près à la limite septentrionale de la feuille d'Annecy.

* * *

Etant donnée l'extrême complication tectonique de la région des Brasses, l'échelle du 1 : 80 000 de la carte de l'Etat-Major français ne pouvait pas suffire pour repérer mes levés ; l agrandissement au 1 : 50 000 de cette carte ne pouvait pas me convenir non plus à cause de l exactitude insuffisante du détail topographique. C'est pourquoi j'ai entrepris le levé direct, à partir du sommet principal, en me servant des instruments de topographie rapide recommandés par M. H. Vallot dans son *Manuel de topographie alpine* (1904).

L exactitude de la carte que j'ai ainsi établie varie un peu dans ses différentes parties. Tout d'abord dans la région culminante des Brasses jusqu'à l altitude de 1000 m. à l'W, 1100 m. au S et à l'E, et jusqu'au col de Chaîne d'Or au N, les points très nombreux dont je me suis servi pour établir les courbes de niveau ont été repérés à la mire et présentent une assez grande exactitude. En second lieu, dans tout l angle NE, à partir de Chaîne d'Or, ainsi que dans la région basse où se trouve Saint-Jeoire, j'ai obtenu les points par une triangulation un peu lointaine, qui aurait demandé des instruments plus stables et une base plus exacte. Par contre, le détail des courbes a été dessiné pour ces régions

¹ Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Annales de Géographie*, tome X, p. 410.

avec autant de soin que pour les parties culminantes de la montagne. Enfin, pour une dernière partie de la carte, comprenant la vallée de Bogève jusqu'à l'altitude de 1000 m. à l'E et la montagne du Mont, je me suis basé simplement sur la carte au 1 : 80 000, sur des photographies et sur des mesures d'altitude prises au baromètre ; cette dernière partie de ma carte, dont les courbes de niveau ont été dessinées à la maison, n'a donc pas du tout, au point de vue de l'expression du relief, la valeur des autres parties qui ont été dessinées sur place.

La minute de cette carte a été dressée au 1 : 10 000, avec équidistance de 10 m. ; tandis que l'exécution définitive qui figure dans ce travail est au 1 : 20 000 avec équidistance égale à 20 m.

Pour rendre la lecture du relief de la région bosselée du N plus facile, j'ai adopté le système, déjà employé entre autres dans les cartes autrichiennes, qui consiste à inscrire un signe négatif (—) dans les bassins fermés, et un signe positif (+) sur les monticules d'importance secondaire qui ne portent pas de cote d'altitude.

Pour compléter les données de cette carte je donne ici un bref aperçu de la topographie de la région qu'elle représente.

La montagne des Brasses débute vers le S, entre Saint-Joire et La Tour, par deux grandes crêtes séparées par le vallon de Vernand ; celle de l'E forme la croupe de l'Herbette, s'élargit au plateau de la Joux et rejoint l'autre crête au Col de Vernand ; celle de l'W, aiguë sur toute sa longueur, porte le sommet principal (1507) puis redescend par le Château-Cornu et l'arête de la Conquête jusque dans la région du col de Chaîne d'Or où elle se termine. Elle est bordée sur son flanc W par les deux replats de la Châr et des Brasses, qui dominent la vallée de Bogève.

Au N du col de Chaîne d'Or, entre le bassin d'Onion et la vallée de Bogève, s'étend une région beaucoup moins élevée et d'une topographie toute différente, qui n'appartient plus à la montagne des Brasses proprement dite. C'est une sorte de plateau sur lequel s'élèvent sans ordre des collines d'une faible hauteur ; il n'a pas de drainage superficiel et possède quelques dépressions fermées. Dans sa partie NE ce plateau est limité par le vallon des Plaines-Joux, qui est un long bassin fermé, et par le sommet du Replat qui s'élève au N d'Onion.

A l'W des Brasses, la vallée de Bogève a une forme évasée et régulière. A l'E, celle du Risse est d'abord resserrée dans les gorges de Mégevette, puis elle s'étale considérablement pour former le bassin d'Onion ; elle s'étrangle de nouveau dans la gorge qui précède Pouilly et s'élargit une seconde fois dans la région de Saint-Jeoire. Ce dernier élargissement, semé de petits monticules, présente une topographie assez curieuse.

Pour l'orthographe des noms de lieux je me suis servi naturellement de la carte de l'Etat-Major au 1 : 80 000. Cependant pour le nom de la *Villiaz* et de l'*Avéran*, j'ai préféré reprendre l'orthographe de la carte sarde, qui est plus conforme à la prononciation ; c'est aussi sur la carte sarde que j'ai pris le nom des *Miaz*. Quant aux noms qui ne figuraient pas sur ces cartes, je les ai mis, le plus possible, sous leur forme française¹ et je les ai orthographiés à ma manière et de la façon qui se rapprochait le plus de leur prononciation. Je remercie vivement M. le professeur Ernest Muret, qui m'a très obligeamment donné des renseignements sur l'origine probable de quelques-uns d'entre eux².

Je tiens tout spécialement à remercier ici M. le professeur Charles Sarasin, pour ses conseils qui m'ont été précieux, pour l'amabilité avec laquelle il n'a ménagé pour moi ni sa peine ni son temps, et surtout pour l'intérêt bienveillant qu'il m'a toujours témoigné durant cette étude et qui m'a rendu ce travail d'autant plus attrayant.

Je veux aussi remercier mon père, M. le professeur Emile Chaix, qui m'a initié au levé topographique, ce qui m'a permis de dresser ma carte.

LITTÉRATURE RÉGIONALE

ALPHONSE FAVRE, Mémoire sur les terrains liasiques et keupériens de la Savoie, 1859.

ALPHONSE FAVRE, Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc, 1867.

ERNEST FAVRE et **HANS SCHARDT**, Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse,

¹ J'ai notamment abandonné le nom de *Braffes* qui figure sur la carte au 1 : 80 000, et qui n'est employé qu'en patois, pour prendre celui de *Brasses*, beaucoup plus connu.

² Ces indications figurent plus loin en notes.

- 1887 (*Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse, 22^{me} livraison*).
- AUGUSTE JACCARD, Etude sur les massifs du Chablais, janvier 1892 (*Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, № 26, tome III, 1891-1892).
- MARCEL BERTRAND, Le Môle et les collines de Faucigny, 1892 (*Bulletin de la Carte géologique de France*, № 32, décembre 1892).
- E. RENEVIER, Géologie des Préalpes de la Savoie, 1893 (*Eclogæ geologicæ Helvetiæ*, vol. IV, p. 53).
- E. RENEVIER et M. LUGEON, Excursion dans le Chablais, 1893 (*Eclogæ geologicæ Helvetiæ*, vol. IV, p. 45).
- HANS SCHARDT, Sur l'origine des Préalpes romandes, 1893 (*Archives des Sciences physiques et naturelles de Genève*, tome XXX, décembre 1893).
- EMILE HAUG, L'origine des Préalpes romandes et des zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie, 1894 (*Archives des Sciences physiques et naturelles*, tome XXXII, août 1894).
- MAURICE LUGEON, La Région de la Brèche du Chablais, 1896 (*Bulletin des services de la Carte géologique de France*, № 49, tome VII, 1895-1896).
- HANS SCHARDT, Les régions exotiques du versant N. des Alpes suisses, 1899 (*Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles*, XXXIV).
- EMILE HAUG, Les régions dites exotiques du versant N. des Alpes suisses, 1890 (*Bulletin de la Société vandoise des sciences naturelles*, XXXV).
- HANS SCHARDT, Encore les régions exotiques. Réplique à M. Emile Haug 1900 (idem. XXXVI).
- MAURICE LUGEON, Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse, 1901 (*Bulletin de la Société géologique de France*, I).
- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Lausanne et dans le Chablais, 1901 (*Bulletin de la Société géologique de France*, I).
 - Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales, 1901 (*Annales de Géographie*, tome X).

STRATIGRAPHIE

Au point de vue stratigraphique, les Préalpes médianes ont été divisées en deux zones : la zone externe, dite du *Dogger à Zoophycos*, et la zone interne¹, dite du *Dogger à*

¹ M. Lugeon la désigne sous le nom de zone axiale.

Mytilus. Ces deux zones, qui sont nommées d'après les facies du Dogger, offrent des différences dans toute leur série sédimentaire. La série de la zone externe est caractérisée par un plus grand développement du Lias, par une plus grande épaisseur du Dogger, qui ne contient que des organismes pélagiques, et par la présence de l'Oxfordien et du Néocomien.

Dans la zone interne, par contre, le Lias est toujours moins épais et parfois supprimé, le Malm repose directement sur les couches à facies littoral dites à *Mytilus*, et supporte directement le Crétacique supérieur ; les couches à *Mytilus* sont généralement attribuées au Dogger d'après l'étude qui en a été faite par MM. de Loriol et Schardt¹, tandis que M. Rollier les considère comme oxfordiennes.

M. Jeannet² vient de démontrer que, dans le massif des Tours d'Aï, les calcaires, que l'on attribuait jusqu'ici au Dogger et au Lias, sont uniquement du Lias moyen. Cet ensemble comprend, à la partie inférieure, un niveau à *Arietites raricostatus*, Ziet. et, à la partie supérieure, un niveau à *Terebratula punctata*, Sow., qui supporte directement le Malm, en sorte que l'on doit probablement admettre qu'entre les zones du Dogger à *Zoophycos* et du Dogger à *Mytilus* se trouve, aux Tours d'Aï, une zone où le Dogger n'est pas représenté du tout.

Les Brasses appartiennent par l'ensemble de leurs caractères à la zone externe. Le Dogger y existe certainement, comme nous le verrons plus loin ; sa limite avec le Lias reste sujette à caution, et il est possible qu'une partie des calcaires que nous lui attribuons soient encore liasiques. La limite entre les deux facies reconnus dans les Préalpes médiennes passe du reste directement à l'E des Brasses par le synclinal de Flysch de Mieussy, ce qui fait que, dans les plis les plus internes que nous avons étudiés, on trouve à certains niveaux des caractères de transition.

Trias.

Dans la zone externe des Préalpes médiennes le Trias est peu épais et comprend des calcaires dolomitiques et des corneules, des amas très irréguliers de gypse et par places des

¹ P. DE LORIOL et H. SCHARDT. Etude paléontologique et stratigraphique des couches à *Mytilus* des Alpes vaudoises. *Mém. Soc. Pal.*, 1883, t. X.

² A. JEANNET. Compte rendu de la vingt-huitième réunion de la Société géologique suisse, les 8 et 9 septembre 1909, à Lausanne. *Eclogæ Geol. Helv.*, 1909, t. X, p. 744.

schistes argileux rouges ou verts. Ce type de Trias a été décrit pour les régions qui nous intéressent plus directement par Marcel Bertrand dans son étude du Môle¹ et par MM. Favre et Schardt, qui se sont longuement occupés des Préalpes du Chablais et de la Suisse romande². Aux Brasses, c'est naturellement ce facies-là que nous trouvons.

Les calcaires dolomitiques sont jaunes en cassure fraîche et prennent une teinte plus foncée lorsqu'ils sont oxydés. Les surfaces de corrosion ont en outre des sillons étroits qui s'y creusent sur le passage des veines de calcite. Celles-ci, dans la règle minces et rectilignes, apparaissent nettement sur la roche fraîche, où elles se détachent par leur teinte gris foncé et un éclat spécial dû à leur cristallisation compacte³; elles ont un aspect tout différent de celui des veines de calcite du Malm, qui sont très blanches, irrégulières et beaucoup plus épaisses.

Dans quelques endroits les calcaires dolomitiques sont stratifiés en bancs très épais; c'est le cas de l'affleurement qui est au N de Pouilly, et surtout de celui qui est à 500 m. au S du Rocher des Rosiers: dans cet endroit les calcaires dolomitiques apparaissent au flanc d'un ravin en couches plongeant fortement vers l'ESE, avec l'aspect de grands pans de murs.

En coupe microscopique⁴, le calcaire dolomitique a l'apparence d'une mosaïque granulée absolument uniforme. Comparé au Malm, il présente des éléments moins fins et plus transparents. Les veines de calcite qui le coupent se distinguent de celles du Malm par leur cristallisation plus large, qui fait que souvent les individus cristallographiques s'étendent d'un bord à l'autre de la veinule.

Les calcaires dolomitiques contiennent parfois des argilites. Ce sont des schistes très tendres qui s'émettent facilement, d'un vert foncé, pouvant être exceptionnellement violacés, et qui forment des lits isolés de 5 à 8 centimètres d'épaisseur. Leur présence n'est pas générale et les affleurements où je les ai constatés sont les suivants : à 500 m. à l'W de la Santa-Marion, à 200 m. au NW de Senoche, à 500 m. au N

¹ M. BERTRAND, Le Môle et les collines de Faucigny, *Bull. Carte géol. France*, 1892, N° 32.

² E. FAVRE et H. SCHARDT, Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse. *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse*, 1887, 22^e livraison.

³ M. H. Schardt les désigne sous le nom de *leptoclases*.

⁴ Coupe (n° 19, Laboratoire de Géologie) faite dans un échantillon provenant d'un des lambeaux de Trias qui sont au bas du Maupas sur sa rive gauche.

de Pouilly et enfin le long de la route à 200 m. à l'W des maisons des Aulx.

Quant aux corgneules, leur origine apparaît clairement dans différents affleurements, comme aux Lavouets et près de Senoche, où l'on peut voir l'intérieur de la roche formée d'une brèche dolomitique typique qui passe à l'extérieur à des corgneules.

Dans certains affleurements où l'on trouve les corgneules et les calcaires dolomitiques réunis, on peut reconnaître que les corgneules occupent une situation stratigraphique inférieure aux calcaires dolomitiques. Par exemple à la colline des Aulx, en allant de l'W à l'E, c'est-à-dire des étages les plus anciens aux étages les plus récents, on trouve les corgneules, puis les calcaires dolomitiques et enfin le Rhétien. De même en suivant le chemin de Prâmion à la Groui, on trouve les calcaires dolomitiques intercalés entre le Lias et les corgneules. Enfin aux Plaines-Joux¹, les corgneules occupent le cœur d'un anticlinal, tandis que les calcaires dolomitiques en forment le jambage normal.

A part les affleurements ci-dessus, le Trias apparaît dans une quantité de points du massif des Brasses. Sur les deux versants de la vallée de Bogève, tout d'abord, il prend un grand développement, d'une part directement au NW du Foron entre Buquigny et le Vorpex, d'autre part sur le versant gauche, depuis les pentes qui dominent Viuz-en-Sallaz jusqu'à près de Bogève. Un des bons affleurements de cette dernière zone se trouve dans un monticule² au NE des Mogalets sous la forme d'une carrière de corgneules.

En second lieu le Trias forme trois bandes rapprochées et parallèles sur le palier nettement accusé qui s'étend sous l'arête principale des Brasses du côté de l'W.

Une dernière zone triasique se suit, avec une direction à peu près N-S, depuis les pentes au N de Pouilly à travers les forêts jusqu'à l'W du chalet de l'Aouille³. Cette zone est souvent couverte, mais affleure dans la plupart des couloirs descendant vers le vallon de Sur Châble. Dans le prolongement de cette zone, le Trias réapparaît brusquement près de la Pesse⁴ et forme de là une série de grands affleurements, alignés du S au N, jusqu'au col qui relie Boutaucul à la Mouille de Bogève.

¹ Ou Plaines-Jour ; joux = forêt.

² Dit Vuerché.

³ Aouille = aiguille.

⁴ Pesse (fém.) = sapin.

Le Trias offre peu de résistance à l'érosion ; cependant les corgneules forment quelquefois de petites éminences, comme on peut le voir dans le voisinage de Noyer, à l'W du col du Perret (colline 1055), vers les Aulx, aux Lavouets, au N de la Pesse, etc., tandis que les calcaires dolomitiques font toujours des dépressions, comme par exemple le vallon boisé entre Les Bons et le Chalet des Brasses, le vallonnement entre Ballavuàrde¹ et Chaîne-d'Or², le Maupas, etc.

Infralias.

L'Infralias n'avait pas été décrit jusqu'ici dans le massif des Brasses. Pour le Môle, c'est Marcel Bertrand qui en a donné la première description en 1892³. Il ne l'a trouvé du reste que dans deux affleurements ; l'un, situé dans la partie W du cirque de Champfleuri, présentait un calcaire gris, péttri de *Terebratula gregaria* ; l'autre, situé sur le bord E de ce cirque, était formé de schistes noirs avec des bancs minces de calcaire foncé où il a récolté *Avicula contorta* et *Plicatula industriaca*.

En Chablais, et en particulier à Meillerie, il avait été reconnu dès 1859 par Alph. Favre, qui en donne une description très intéressante⁴ sous le nom de couches de Kössen. Voici les couches qu'il relève dans la carrière du Maupas de Meillerie :

N^os 1 à 4, Trias ;

N^o 5, marne noire et jaunâtre à *Avicula contorta* avec lumachelle ;

N^o 6, calcaire gris contenant beaucoup de coraux ;

N^o 7, au milieu de quelques couches marneuses se trouve une couche de calcaire jaune avec *Terebratula biplicata* ;

N^o 8, marne noire et calcaire bleu-noirâtre ;

N^o 9, calcaire bleu et marne noire dominante ;

N^o 10, calcaire esquilleux bleu foncé et siliceux contenant des silex⁵ ;

N^o 11 et suivants, — Liasien et Sinémurien.

¹ Ce nom se termine en réalité par un *a* non accentué, que j'ai préféré rendre par un *e* muet.

² Patois : Sannadeûra.

³ M. BERTRAND, loc. cit., p. 8.

⁴ ALPH. FAVRE, Mémoire sur les terrains liasiques et keupériens de la Savoie, 1859, p. 84.

⁵ Ce dernier niveau est attribué à l'Hettangien par H. Schardt.

Enfin le Rhétien et l'Hettangien sont décrits et nettement séparés dans les *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse*¹ par Ernest Favre et Hans Schardt. Ils trouvent dans le Rhétien les couches suivantes, occupant une épaisseur d'environ 70 mètres :

EF. Mélange de couches dont les unes sont une lumachelle à *Avicula contorta*, et les autres des schistes argileux noirs ;

D. Couches diverses ;

C. Calcaires à *Pecten valoniensis* ;

B. Calcaire marneux à coraux ;

A. Marne gris-noir.

L'Hettangien qui vient ensuite et qui forme la base des assises exploitées, se présente comme un massif de calcaire esquilleux, bleu foncé avec des rognons de silex.

Dans le massif des Brasses je suis arrivé à la conclusion que l'Infralias comporte de bas en haut les couches suivantes, dont la puissance ne peut pas être déterminée exactement à cause des déformations tectoniques. (Voir fig. p. 522 ss.)

Niveau 1. — Un banc de grès siliceux, épais de 1 à 2 m., qui est gris foncé et esquilleux à la cassure et dont la dureté l'emporte de beaucoup sur celle de toutes les autres assises des Brasses. Ce banc apparaît tout à fait exceptionnellement, malgré sa dureté, et je ne l'ai rencontré aux Brasses que dans deux endroits : à la Tassonière², où il occupe la partie inférieure de l'Infralias, et sous l'Herbette d'en haut, à 300 m. à l'W des maisons, où il forme un petit escarpement avec le Lias. En outre dans une course en Chablais, je l'ai également remarqué au Billiat (à l'W de la Dranse du Biot), supportant le calcaire spathique du Lias, non loin du sommet.

Niveau 2. — Des alternances de schiste noir et de calcaires, en bancs épais d'environ 10 cm., en partie lumachelliennes. Le facies schisteux prédomine généralement sur le facies calcaire (moins de 15 m.).

Niveau 3. — Des couches généralement brunâtres et un peu gréseuses ; leur extérieur est souvent presque roux, et l'intérieur est moins foncé (moins de 15 m.).

Niveau 4. — Un calcaire clair, à grain très fin, qui a une très grande ressemblance avec le Malm : à l'extérieur il est

¹ Loc. cit., 22^{me} livraison, p. 455, etc.

² De tasson = blaireau.

gris-blanc comme lui, à l'intérieur il a la même couleur claire, à moins qu'il ne prenne une légère teinte brune (couleur café au lait) et sa cassure est absolument semblable par sa finesse (de 2 à 15 m.).

Dans ces quatre niveaux, j'ai récolté les fossiles suivants :

Niveau 2.

- Arca sp. (éminence à 600 m. au N du Chalet des Brasses).
- Cardita austriaca, v. Hauer (les Aulx).
- Mytilus aff. lamellosus, Terquem (les Aulx).
- Ostrea Marcignyana, Mart. (éboulis NW de Pouilly).
- Pecten textorius, Sch. (Maupas).
- Terebratula gregaria, Suess (600 m. au N du Chalet des Brasses et Maupas).

Cette faune peut être considérée comme nettement rhétienne, surtout à cause de la présence de *Terebratula gregaria* et de *Cardita austriaca*.

Niveau 3.

- Cardinia sp.
- Gryphaea ex aff. arcuata, Lam^k.
- Modiola (?), Dum.
- Pecten securis (?), Dum.
- Pecten Thiollieri, Mart.
- Pecten sp.
(tous de l'escarpement au S des Prâvis).

Ces quelques espèces nous permettent d'attribuer sans hésitation ce niveau à l'Infracambrien, mais ne nous fournissent pas d'argument suffisant pour préciser davantage et en particulier pour décider s'il s'agit encore de Rhétien, ou déjà d'Hettangien. La présence d'une Gryphée voisine de *G. arcuata* parlerait plutôt en faveur de la seconde alternative.

Niveau 4.

- Pecten valoniensis, Defrance (escarpement au S des Prâvis).
- Polypiers (Id. et colline du Perret 1055).

D'après la présence de *P. Valoniensis*, je crois pouvoir attribuer encore ce niveau à l'Infracambrien.

En résumé toute cette série est sûrement de l'Infracambrien et les *niveaux 1* et *2* sont du Rhétien.

Le Laboratoire de Géologie a fait faire quelques coupes microscopiques concernant l'Infracambrien.

Dans le *niveau 3* le seul échantillon qui ait été coupé (coupe N° 35) était un calcaire dur, siliceux, finement esquilleux, de couleur brun jaune, provenant du rocher à 500 m. au N du Chalet des Brasses. Au microscope, on y voit de nombreux débris de quartz (60-120 dans le champ du microscope¹), ayant en moyenne la dimension de 0^{mm}11, dans une vase grise, inégale et plus ou moins foncée. On remarque quelques débris d'un minéral vert.

Dans le *niveau 4*, trois coupes se présentent avec des aspects assez différents. La première (N° 32) a été faite dans un échantillon d'un affleurement tout à fait typique au bas de la Tassonnière. Ce calcaire, macroscopiquement semblable au Malm, gris-blanc à l'extérieur et brun très clair à l'intérieur, se montre au microscope comme formé par d'innombrables oolithes assez grosses (elles ont en moyenne 0^{mm}12 de diamètre), ovales, un peu irrégulières, qui se touchent presque (environ 20 à 30 dans le champ du microscope). Elles sont cimentées par une vase calcitique granuleuse irrégulière.

La deuxième coupe (N° 33) a été faite dans un échantillon semblable, qui se distingue seulement du précédent par un grain beaucoup plus fin; il provient de l'affleurement supérieur de la Tassonnière. Au microscope il offre une différence assez marquée avec le précédent : on n'y voit plus d'oolithes, mais, au milieu d'une vase très fine sont dispersés une quantité de petits amas de calcite à contour flou, plus ou moins sphériques, ayant en moyenne 0^{mm}09 de diamètre; il faut très probablement les considérer comme d'anciennes oolithes complètement recristallisées.

La troisième coupe (N° 34) a été faite dans un calcaire semblable, de couleur un peu plus foncée et piqué de points ocreux, qui se trouve plutôt à la base du *niveau 4* à la Santa Marion. Au microscope on y voit une vase calcitique passablement transparente et régulièrement granulée, dans laquelle nagent par groupes des oolithes volumineuses et opaques. Elles sont ovales, plus ou moins irrégulières, et on en compte de 0 à 15 dans le champ du microscope; les plus grosses ont presque 1 mm. de long. On voit en outre de nombreuses petites particules de limonite, et la préparation contient trois ou quatre débris de quartz qui semblent être un reste du facies du *niveau 3* (coupe N° 35). Les calcaires blancs du *niveau 4* de l'Infracrétin peuvent donc se distinguer microscopiquement

¹ Je signale une fois pour toutes que lorsque je parlerai de *champ du microscope*, il s'agira d'un champ circulaire de 2^{mm}1 de diamètre.

du Malm par le fait qu'ils ne contiennent pas les petits Lagénidés (*Calpionella alpina*, Lorenz) si typiques pour le Malm et que, par contre, ils ont un facies oolithique qui n'existe pas dans ce dernier.

Du reste, si les calcaires de l'Infracrétacé et le Malm sont macroscopiquement identiques lorsqu'ils sont blancs, ils se distinguent généralement l'un de l'autre quand ils sont colorés, les calcaires de l'Infracrétacé ayant une tendance à prendre des teintes jaunâtres ou brunâtres, tandis que le Malm est gris ou rosé. D'autre part l'on trouve dans les calcaires infracrétaçiques des polypiers et des *Pecten*, tandis que dans le Malm des Brasses ces fossiles n'apparaissent jamais.

En tous cas, aux Brasses, ces calcaires avaient été pris jusqu'ici pour du Malm : on peut le constater sur la *carte géologique de France* dans tout le versant W de la chaîne. Cette erreur s'explique suffisamment par l'analogie des deux formations et les conditions tectoniques compliquées dans lesquelles l'Infracrétacé apparaît. Au point de vue stratigraphique, il est intéressant d'avoir retrouvé dans l'Infracrétacé des Brasses des calcaires coralligènes rappelant ce qui avait déjà été constaté par Alph. Favre¹ et d'autres après lui dans diverses régions des Préalpes.

Le *niveau 4* de l'Infracrétacé fait toujours saillie, malgré sa faible épaisseur et se montre, dans le paysage, comme les affleurements de Malm. Le *niveau 2*, au contraire, est très délitable ; c'est probablement à lui que sont dus en partie le couloir du Maupas et l'instabilité des parois de rocher qui le dominent ; et peut-être aussi le couloir au NW de Pouilly, où les éboulis le recouvrent.

La plupart des affleurements d'Infracrétacé sont incomplets et ne présentent que un ou deux de ses niveaux. Je les passerai en revue en même temps que ceux du Lias.

Lias.

D'après Marcel Bertrand le Lias est représenté au Môle par des calcaires généralement spathiques (calcaires à Pentacrines) d'une centaine de mètres de puissance ; à la base de cette série, M. Bertrand décrit des couches fossilifères épaisses de 2 m. seulement et qu'il n'a observées que sur un point, vers

¹ ALPH. FAVRE, loc. cit., p. 81, etc.
E. FAVRE et H. SCHARDT, loc. cit., p. 456, etc.

l'extrême NW du cirque de Champfleuri¹; il s'agit de calcaires gris foncé ou noirs, sans débris de Pentacrines, divisés de bas en haut en :

- 1^o un calcaire marneux avec Bivalves;
- 2^o une assise remplie d'Ammonites;
- 3^o un banc pétri de Bélemnites.

D'après Favre et Schardt², le Lias en Chablais se présente aussi, au Grammont, comme un calcaire spathique formé de débris de Crinoïdes et contenant souvent des débris de *Rhynchonella* et de *Spiriferina*; c'est l'équivalent du calcaire spathique de Rossinière. Dans cette même zone, près de l'Haut de Morge, des calcaires à Crinoïdes semblables, à texture également spathique, reposent sur une autre roche foncée, grenue et siliceuse à rognons de silex disséminés. A défaut de fossiles, les auteurs attribuent ces couches au Lias moyen ou inférieur. La description de ces deux affleurements indique clairement que le Lias des Brasses est semblable à celui de l'anticlinal du Grammont, tandis que, comme nous le verrons plus loin, celui de la vallée de Bogève (à l'W des Brasses), ressemble plutôt à celui de Meillerie.

Dans le massif des Brasses, en effet, la masse principale du Lias est formée de calcaires spathiques qui sont séparés de l'Infracalcare par deux couches insignifiantes par leur épaisseur, mais intéressantes au point de vue stratigraphique. Je désignerai de bas en haut ces deux couches par les N°s 5 et 6 qui font suite à ceux de l'Infracalcare et je donnerai à la masse principale des calcaires à Crinoïdes le N° 7.

Le *niveau 5* est un calcaire spathique grossier qui n'a que quelques mètres d'épaisseur. Sa texture est beaucoup moins fine que celle du *niveau 7*. Tandis que ce dernier est formé de débris qui ont 0^{mm}5-0^{mm}3, le *niveau 5* présente des facettes de calcite qui ont en moyenne 1^{mm}5 et qui vont même jusqu'à 2 à 3 mm. En outre, cette couche n'est pas grise comme le *niveau 7*, mais elle est formée de calcite plus blanche et mêlée de débris verts ou roses, ou bien elle se présente, au contraire, avec une teinte rousse; elle ne contient jamais de silex. J'ai vu des échantillons provenant des carrières d'Arvel qui lui ressemblaient beaucoup par leur grossièreté et leur couleur.

Le *niveau 6* est reconnaissable à la grande quantité de Bé-

¹ M. BERTRAND, loc. cit., p. 6.

² E. FAVRE et H. SCHARDT, loc. cit., p. 464.

lemnites qu'il contient; c'est un calcaire à texture assez irrégulière, tantôt finement spathique avec des points verts de glauconie, tantôt beaucoup plus compacte, gris-vert, avec quelques rares débris échinodermiques. Comme épaisseur, il varie entre 4 et 30 cm.

Le calcaire spathique ordinaire (je le désignerai généralement sous le nom de Lias spathique), ou *niveau 7*, constitue un massif puissant et très homogène, dans lequel les bancs sont à peine distincts ; il est gris, avec une surface rugueuse et garde des formes plus anguleuses que celles du Dogger ou du Trias. A la loupe, on voit seulement qu'il est formé de débris anguleux méconnaissables. Au microscope (coupe n° 17, faite dans un échantillon pris à 250 m. au S du Rocher des Rosiers), il apparaît comme une mosaïque de grandes plages de calcite, presque toutes clivées, d'origine échinodermique, comme le prouvent les ponctuations régulières que quelques-unes d'entre elles conservent encore. Ces plages ont en moyenne $0^{mm}5$ à $0^{mm}3$, et les plus grandes ont $1^{mm}1$ de long. La préparation ne montre pas de quartz, mais contient par contre un peu de glauconie répartie à l'état de pigment.

Tel est le type du Lias spathique. Il ne varie guère ; mais il peut cependant devenir plus foncé et ressembler au Dogger calcaire. Il peut devenir plus compacte et plus siliceux et prendre une couleur jaune ; il peut contenir des rognons de silex ou même des lits de silex réguliers de 3 à 5 cm. ; et enfin, à sa partie inférieure, on trouve quelquefois des couches bréchiformes très dures, dans lesquelles les silex apparaissent avec des formes tout à fait anguleuses et des dimensions moyennes de 1 à 3 cm. de diamètre. Ces silex ressortent très nettement, soit sur la cassure fraîche par leur teinte plus foncée, soit sur les surfaces corrodées par les saillies extrêmement aiguës qu'ils forment. Cette couche a été déjà mentionnée pour le Chablais par MM. Favre et Schardt, qui la signalent entre autres près de l'Haut de Morge. J'ai vu un échantillon provenant de cet affleurement qui m'a montré que l'identité était parfaite.

Des trois *niveaux 5, 6 et 7*, le N° 6 est le seul qui ait fourni des fossiles ; le calcaire spathique grossier (*niveau 5*) n'a fourni qu'une Rhynchonelle indéterminable et le Lias spathique (*niveau 7*) contient pour tous fossiles quelques débris de Bélemnites de petites dimensions.

Les fossiles du *niveau 6* sont les suivants :

Arietites raricostatus, d'Orb. (couloir au NW de Pouilly).

Arietites semicostatus, Young et Bird.

Belemnites (diam. 2 cm.).

Avicula sinemuriensis, d'Orb. (Tassonière).

Rhynchonella belemnitica, Quenst. (couloir au NW de Pouilly).

Spiriferina alpina, Opp. (Tassonière).

Spiriferina Mœschi, Haas »

Ces espèces ne correspondent évidemment pas toutes exactement au même niveau stratigraphique, mais elles sont toutes sinémuriennes et ne laissent pas de doute sur l'âge sinémurien du calcaire qui les contient. Le *niveau 5*, qui se trouve entre lui et le *niveau 4* de l'Infracrétien, peut donc appartenir ou à l'Infracrétien, ou au Sinémurien ; je penche plutôt en faveur de l'âge sinémurien à cause de la similitude de ces calcaires avec ceux d'Arvel, qui ont toujours été considérés comme sinémuriens et non infracrétiens.

Quant au Lias spathique (*niveau 7*), il doit représenter le Liasien et peut-être encore une partie du Sinémurien supérieur. Alph. Favre le considère comme Lias moyen et inférieur, MM. Favre et Schardt, à défaut de fossiles, le désignent dans la carte sous le nom de Lias moyen ou inférieur. N'ayant trouvé aucun fait qui puisse préciser son âge, je l'appellerai Lias spathique ou Lias à Pentacrines¹.

A la suite de cette description générale, je crois utile d'indiquer plus en détail les caractères des AFFLEUREMENTS qui fournissent les coupes les plus complètes dans les formations infracrétiennes et liasiennes.

L'affleurement des AULX (fig. 1) que l'on remarque sur le versant NW de la vallée de Bogève, à environ 3 km. au N de Viuz, est surtout intéressant au point de vue de l'Infracrétien. Celui-ci repose à l'W sur les calcaires dolomitiques triasiques et débute par d'épaisses couches de schistes noirs avec des bancs minces de calcaires et de lumachelle représentant le Rhétien ; puis il comprend, après une zone sans affleurement, large d'environ 50 m., un banc de calcaire clair, jaunâtre à l'intérieur, correspondant au *niveau 4* de l'Infracrétien.

Au NNW de BOGÈVE, au sommet de la colline triasique dite Bois du Perret (1055), l'Infracrétien affleure de nouveau et

¹ Une *Terebratula punctata*, Sow. a été trouvée à 300 m. au SSE de Senoche dans des calcaires très finement spathiques et noirs qui appartiennent bien probablement au Lias spathique ; ce fossile, appartenant au Lias moyen et supérieur ne permet pas de préciser l'âge du Lias spathique.

comporte seulement des calcaires clairs qui forment, au milieu de la forêt, un petit abrupt d'une huitaine de mètres de

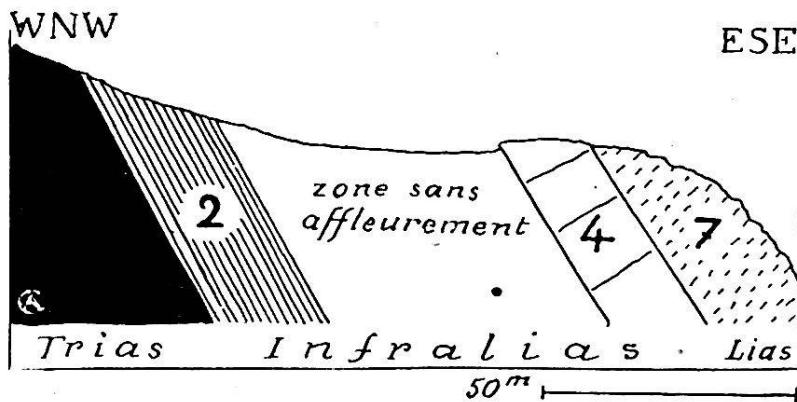


FIG. 1. — Les Aulx.

2 Rhétien 4 Calcaires blancs de l'Infracalias 7 Lias spathique

longueur ; la couleur de ces calcaires est du brun typique (café au lait) qu'on leur voit souvent, et la présence des polypiers ne laisse pas de doute sur leur attribution au niveau 4 de l'Infracalias.

L'Infracalias affleure ensuite, suivant plusieurs zones, tout le long du versant occidental de l'arête principale des Brasses. Nous le trouvons d'abord sous l'oratoire de la SANTA-MARION, où il est représenté par des calcaires blancs à *Pecten valoniensis*, devenant tachetés d'ocre dans leurs assises stratigraphiquement inférieures. Près de là, dans la direction du S, cet Infracalias est séparé du Lias spathique à silex (S, fig. 2)

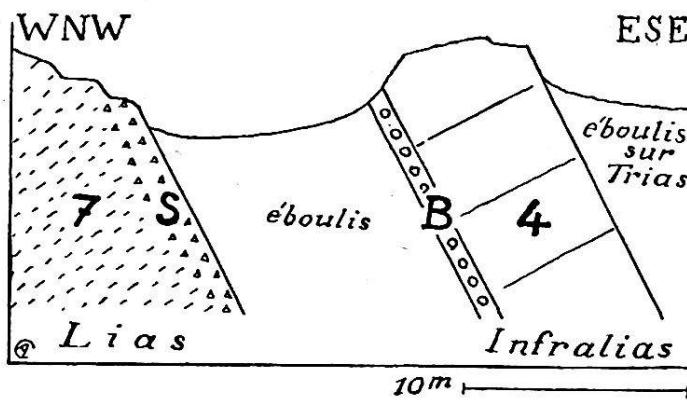


FIG. 2. — Ravin sous la Santa-Marion.

4 Calcaire blanc de l'Infracalias B Brèche
S Lias bréchoïde à silex 7 Lias spathique

par une mince zone bréchoïde, dans laquelle les calcaires blancs apparaissent sous forme de fragments gros comme

des noix, mêlés à une base de calcaire échinodermique (B, fig. 2).

Aux LAVOUETS (fig. 3), les mêmes calcaires blancs réapparaissent dans le prolongement de l'affleurement de la Santa-Marion, nettement intercalés entre les corgneules du Trias et le Lias. Ils se continuent encore plus loin, toujours adossés au Lias du côté de l'W, tandis que vers l'E ils entrent en contact tantôt avec les grès bruns du *niveau 3*, tantôt avec le Trias, tantôt avec le Crétacique supérieur.

Cette zone de calcaires infraliasiques a été figurée en entier sur la *carte géologique de France* comme Malm.

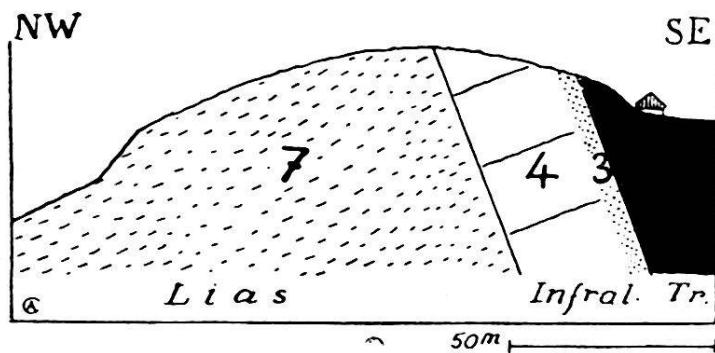


FIG. 3. — Les Lavouets.

3 Niveau 3 de l'Infracrétacique 4 Calcaire blanc de l'Infracrétacique
7 Lias spathique

La seconde zone infraliasique de cette région des Brasses passe encore plus près de l'arête principale que celle dont nous venons de parler, et comporte entre autres les affleurements assez intéressants de la TASSONNIÈRE (ce nom n'est pas porté sur ma carte).

Ce petit vallon, qui se trouve au haut des pentes dominant Ville-en-Sallaz vers le NNE, est situé exactement à 350 m. au S de la Châr et contient deux affleurements superposés. On peut les atteindre en prenant le chemin qui mène horizontalement de Senoche à la maison en ruines de la Tassonnière et en montant de là dans la direction du NE.

L'affleurement inférieur, quoique moins beau que l'autre, est formé d'une série stratigraphique plus complète (fig. 4) ; on observe ici de l'W à l'E les couches suivantes :

- a) Des calcaires dolomitiques représentant le Trias.
- b) Un vallonement d'une cinquantaine de mètres de largeur sans affleurement, vraisemblablement creusé dans le Trias supérieur et les schistes tendres du Rhétien.

c) Des calcaires en grosses plaques, gris à l'extérieur, brun clair à l'intérieur, épais de 6 m. environ, qui correspondent à notre *niveau 4*.

d) Une série de calcaires grossièrement spathiques, plaqetés, d'abord brun-roux, et en bancs très minces (5 cm.) sur environ 4 m. d'épaisseur, puis plus clairs, blonds et en bancs un peu plus épais (20 cm.) sur 3 m. de puissance. Ce complexe correspond à notre *niveau 5*.

e) Le calcaire gris, en partie spathique, en partie gréseux que j'ai décrit à la page 516, comme *niveau 6*. Ce calcaire m'a fourni un *Arietites semicostatus*, une *Spiriferina alpina*, et

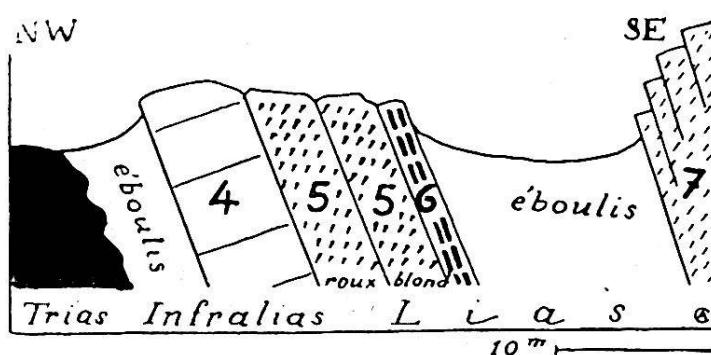


FIG. 4. — Affleurement inférieur de la Tassonière.

4 Calcaire blanc de l'Infracalias 5 Calcaire spathique grossier
6 Couche à fossiles sinémuriens 7 Lias spathique

une *Spiriferina Mæschi*, mais il est surtout caractérisé par l'abondance des Bélemnites, qu'il est malheureusement impossible de dégager ; il est séparé des couches sous-jacentes par un mince lit lumachellique, brun-rouge, pétroï de petits Lamelli-branches, et se termine vers le haut par un banc à *Brachyopodes* d'un gris-vert foncé, où j'ai récolté *Avicula sinemuriensis*.

La suite de cette série disparaît sous un amas de gros blocs de calcaire spathique gris cendré contenant beaucoup de lits de silex de 3 à 5 cm., qui proviennent de la désagrégation sur place des assises du Lias spathique (*niveau 7*).

Les calcaires liasiques forment en effet à peu de distance une paroi composée de bancs presque verticaux parmi lesquels les plus riches en silex ressortent comme une série de tuyaux d'orgues.

L'affleurement supérieur de la Tassonière (fig. 5) débute à l'W par le banc de grès siliceux, extrêmement dur, épais de 1 à 2 m., que je considère comme formant la base du Rhé-

tien et qui est couvert de lichens jaunes et noirs essentiellement silicicoles¹. Sur ce banc s'appuient vers l'E les dalles du niveau 4 de l'Infracrétier, puis les couches de calcaire spathique grossier (*niveau 5*), d'abord brunes, puis plus claires, qui se trouvent enfin en contact direct avec le Lias spathique (*niveau 7*) fin et gris, ici aussi avec lits de silex.

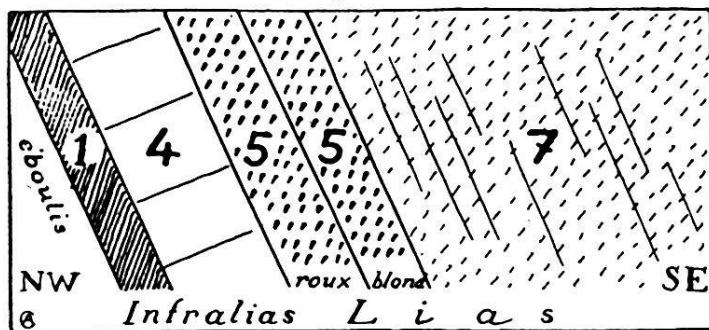


FIG. 5. — Affleurement supérieur de la Tassonnière.

1 Grès dur du niveau 1 de l'Infracrétier **4** Calcaire blanc de l'Infracrétier **5** Calcaire spathique grossier **7** Lias spathique

La zone d'Infracrétier à laquelle appartiennent ces affleurements peut être suivie très facilement sur près de 2 kilomètres au pied de l'arête principale, dans le haut des pâturages de la Châr et des Brasses, et jusque sous l'arête de la Conquête. Ce sont

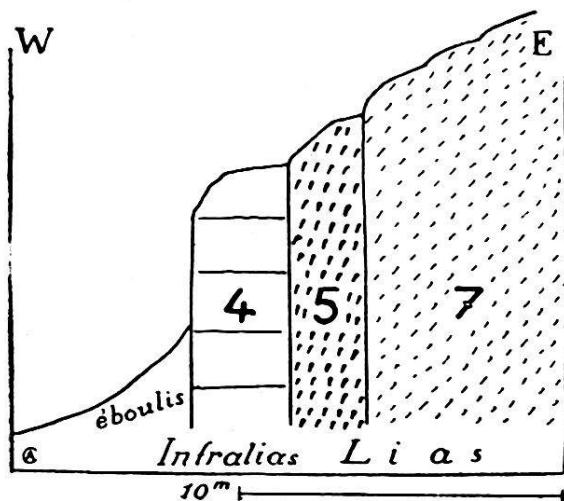


FIG. 6. — PENTE au-dessus de la Châr.

4 Calcaire blanc de l'Infracrétier **5** Calcaire spathique grossier **7** Lias spathique

les calcaires blancs qui en forment l'élément le plus visible et le plus continu, mais ils sont par places accompagnés d'autres termes de l'Infracrétier (fig. 6 et 7). Ils figurent sur la carte

¹ *Lecidea geographica*.

géologique de France, mais comme Malm, ce qui n'est plus soutenable.

A 600 m. au N du Chalet des BRASSES pointe un gros rocher qui présente une série infraliasique presque complète en couches plongeant fortement vers l'E (fig. 8). A la base et vers l'E, on trouve les calcaires dolomitiques qui affleurent là dans le fond du vallon, puis les schistes jaunâtres pétris de

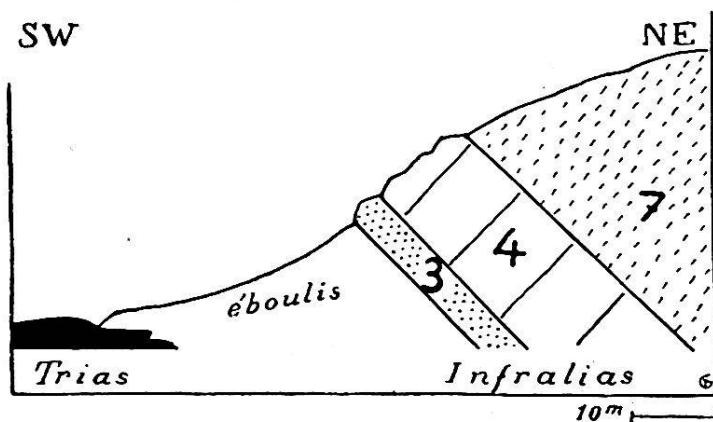


FIG. 7. — La Conquête.

3 Niveau 3 de l'Infracias 4 Calcaire blanc de l'Infracias
7 Lias spathique

Terebratules du Rhétien (*niveau 2*) qui forment un petit affleurement au pied même du rocher; puis celui-ci débute par des calcaires un peu gréseux, brun de rouille, épais de 5 m. (*niveau 3*) sur lesquels viennent s'appuyer les calcaires blancs du

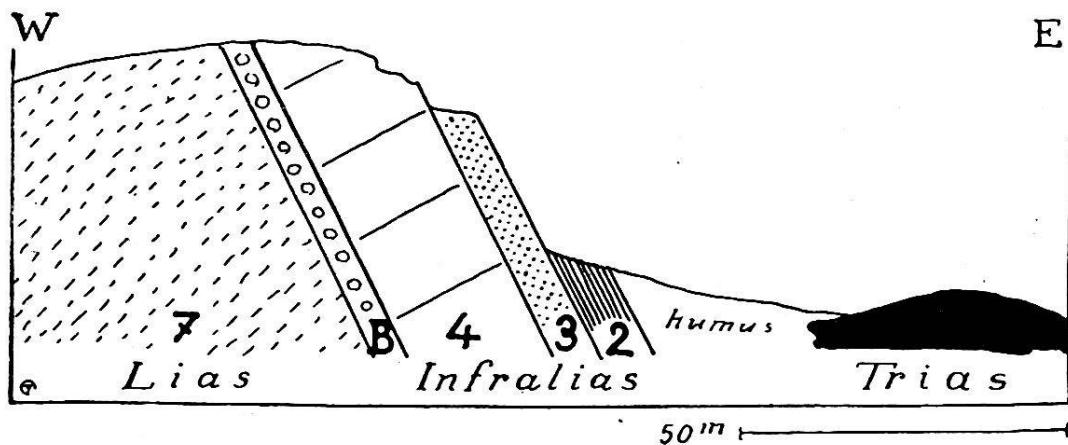


FIG. 8. — Rocher à 600 m au N du Chalet des Brasses.

2 Rhétien 3 Niveau 3 de l'Infracias 4 Calcaire blanc de l'Infracias
B Brèche 7 Lias spathique

niveau 4; entre ces calcaires et le Lias s'intercale un banc de brèche semblable à celle que nous avons signalée sous la Santa-Marion.

Plus au N, près du sommet de la colline des BONS, on revoit ces mêmes couches de calcaires blancs (*niveau 4*) et de grès bruns (*niveau 3*) comprises entre les Corgneules au SE et le Lias spathique (*niveau 7*) au NW. Ce dernier est représenté ici par des calcaires extrêmement durs, tantôt finement spathiques et jaunâtres, tantôt bréchoïdes avec de nombreux fragments de silex.

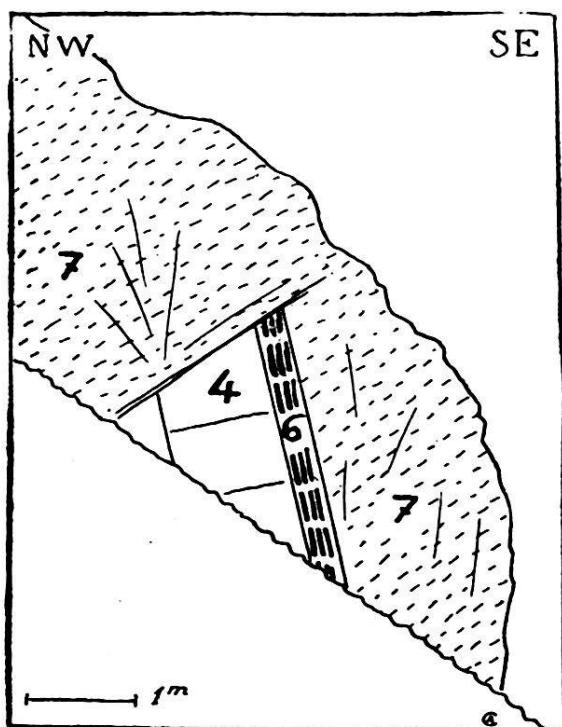


FIG. 9.— Bas du couloir au NW de Pouilly.

- 4 Calcaire blanc de l'Infracrétien
- 6 Couche à fossiles sinémuriens
- 7 Lias spathique

Dans les pentes qui dominent POUILLY à l'W, il y a deux endroits où l'Infracrétien est bien représenté. Tout d'abord le long du couloir étroit dont la base se trouve à environ 400 m. au NW de Pouilly, l'Infracrétien et le Sinémurien apparaissent assez irrégulièrement dans un plan de chevauchement, avec des dislocations dont les figures 9, 10, 11 et 12 pourront donner une idée. On voit ici à la base du Lias spathique (*niveau 7*) la couche à fossiles sinémuriens (*niveau 6*); l'Infracrétien est représenté aussi par ses *niveaux 4* et *5*; quant au Rhétien, il existe au fond du couloir, caché sous les éboulis, mais trahi par quelques fragments de lumachelle trouvés plus bas;

le couloir lui-même est probablement dû à la présence des schistes tendres du Rhétien. Puis sur le bord S du sommet des PRAVIS, les calcaires blancs (*niveau 4*) forment un assez grand escarpement (fig. 13) qui rappelle absolument les escarpements de Malm; mais sa base contient *P. Valoniensis* et repose sur les calcaires gréseux bruns du *niveau 3* de l'Infracrétien qui m'ont fourni quelques fossiles. D'autre part, en suivant cette paroi vers l'E, j'ai pu observer la superposition du Lias spathique sur ces calcaires blancs jusque dans les escarpements qui dominent le haut du couloir du MAUPAS. Là, au pied des parois, apparaît le Rhétien formé d'alternances de schistes noirs et de bancs de calcaires noirs parmi lesquels des couches lumachelliennes à *Terebratula gregaria*; il re-

couvre vers le SW les calcaires dolomitiques du Trias qui forment le versant droit du ravin.

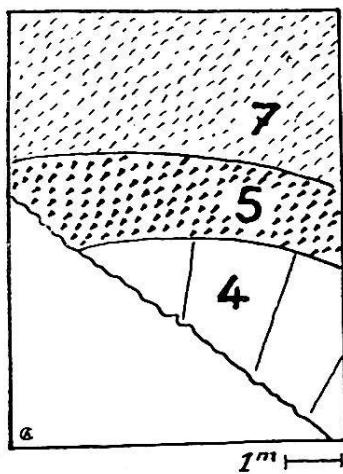


FIG. 10.

Couloir au NW de Pouilly.

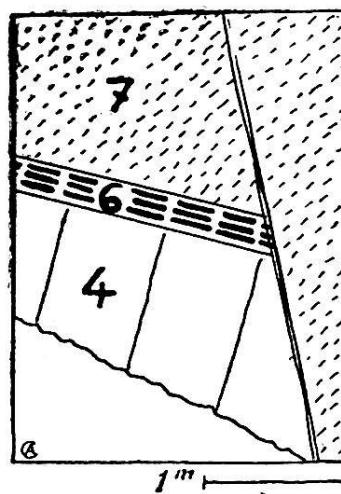


FIG. 11.

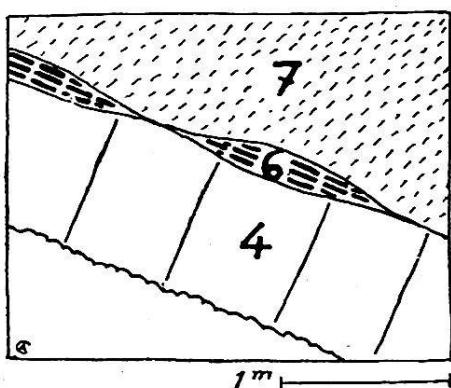


FIG. 12. — Haut du couloir au NW de Pouilly.

- 3 Niveau 3 de l'Infracéias
- 4 Calcaire blanc de l'Infracéias
- 5 Calcaire spathique grossier
- 6 Couche à fossiles sinémuriens
- 7 Lias spathique

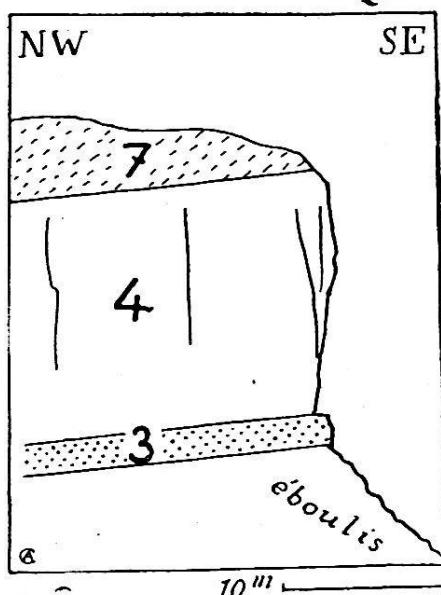


FIG. 13. — Escarpement sous les Prâvis.

En raison de sa grande épaisseur (100 à 200 m.) et de son homogénéité, le Lias spathique (*niveau 7*) joue un très grand rôle dans le relief des Brasses. C'est lui qui forme l'arête principale depuis Vers-Taux¹, par le sommet principal, le Château

¹ Dans une image de 1599, reproduite dans *Genève et Charles Emmanuel Ier*, par HENRI FAZY, cette arête des Brasses est indiquée sous le nom de « montagne de Vieu et d'Estaux ». La carte sarde porte « G. des Taux ». *Tau* = le houx; on en trouve précisément quelques buissons à Vers-Taux.

Cornu et l'arête de la Conquête. Ce n'est que dans l'extrémité méridionale de la chaîne, entre Vers-Taux et Previère, que l'arête est composée de Dogger, tandis que le Lias ne forme plus qu'un ressaut dans le versant occidental. La plupart des points saillants que l'on remarque sur la face W des Brasses sont précisément dus à des affleurements de Lias. Tel est le cas de la côte très accentuée qui naît entre Prâbé et la Châr et descend dans la direction de Ville-en-Sallaz, du ressaut sur lequel se trouve la maison de Senoche, de l'épaulement qui borde le replat au N de la Groui, du rebord saillant du plateau des Brasses, du Cri du Jorat qui domine le Déluge de Viuz et enfin de la colline des Bons. Dans l'arête de l'Herbette le Lias est en partie recouvert d'une voûte de Dogger et, l'érosion n'étant pas assez avancée pour qu'il soit mis en relief, il n'apparaît qu'à l'W de la zone culminante, occupée par le Dogger (croix de l'Herbette).

Au-dessus de l'Herbette d'en haut, le Lias se présente en deux assises presque horizontales, dont la première forme un abrupt dans le bas de la pente, et dont la seconde occupe le plateau des Prâvis; entre ces deux assises s'intercale du Dogger, dont les calcaires à silex donnent lieu à une rupture de pente médiane.

Au N du Col de Vernand, le Lias forme deux crêtes qui se prolongent d'une façon assez continue vers le N: l'une commence un peu au-dessous de Lefer et va jusqu'à Chaîne d'Or, où elle fait saillie dans la partie W de la colline; l'autre commence au NE des Neus, passe à Ballavuârde, oblige un des ruisseaux à faire une cascade, puis remonte à la Turche; de là elle se poursuit dans le versant oriental du col de Chaîne d'Or.

Lias de la vallée de Bogève.

Tandis que pour l'Infracambrien nous avons constaté un développement à peu près uniforme dans les diverses zones des Préalpes qui nous occupent, la série du Lias proprement dit se transforme brusquement de l'intérieur vers l'extérieur. Ce fait est du reste général le long de la bordure externe des Préalpes médianes, et nous pouvons comparer, d'une part les Brasses à la zone du Grammont, d'autre part la vallée de Bogève à la zone de Meillerie et de la vallée inférieure de la Dranse. Alors qu'aux Brasses le Lias est constitué essentiellement par un massif puissant de calcaires échinodermiques,

dans la vallée de Bogève la série liasique est plus complète et se subdivise dans les deux niveaux suivants :

1^o Un calcaire foncé, gréseux, très siliceux, contenant souvent des silex individualisés. Cette couche correspond à la pierre de Meillerie, dont l'âge doit être, d'après Alph. Favre¹, en partie hettangien, en partie et surtout sinémurien et liasien ; elle lui est identique au point de vue lithologique. Je n'y ai trouvé en fait de fossiles qu'une Belemnite indéterminable.

2^o Des schistes foncés, gris noir, feuilletés ou plaquetés, qui m'ont donné les Ammonites suivantes :

Dumortieria Moorei, Lyc.
Harpoceras aalense, Ziet.
Harpoceras mactra, Dum.
Harpoceras radians, Rein.

Toutes sont du Toarcien supérieur et proviennent du grand affleurement qui se trouve sur la route de Viuz à Bogève vers Bréna.

Ces deux niveaux de Lias affleurent dans trois endroits de la vallée de Bogève seulement, et malgré de minutieuses recherches, je n'ai pas pu en trouver ailleurs que là où ils sont indiqués sur la *carte géologique de France*.

Au SW de VIUZ², un premier affleurement laisse voir des lits de 15 cm. d'un calcaire foncé, dur et grossièrement siliceux ; sur la place de Viuz se trouve un affleurement, mentionné par Jaccard, qui paraît être analogue.

Près de là, sur la nouvelle route qui monte de la gare au bourg de Viuz, dans le voisinage de la statue de Saint-François, le Toarcien affleure sous la forme de schistes noirâtres, qui alternent avec des lits également schisteux, mais un peu plus compactes.

Plus au N, les calcaires foncés et durs affleurent sur plusieurs points au NE des AULX, soit dans la pente de la colline, soit dans le lit même du Foron, où ils sont disposés en bancs épais (env. 30 cm.) ; au S de ces affleurements on les retrouve sur la rive gauche, dans deux carrières, à proximité de Bréna. C'est non loin de là qu'est situé le grand affleurement de schistes toaciens que l'on voit en passant sur la route ; il présente des bancs alternativement plus ou moins

¹ ALPH. FAVRE, loc. cit., p. 10, etc., 81, etc.

FAVRE ET SCHARDT, loc. cit., p. 461.

² Dans une excavation artificielle près des maisons dites « le Brochet ».

compactes, dont l'un m'a fourni toutes les Ammonites citées plus haut, tandis que tous les autres étaient absolument stériles.

Enfin, en face de BOGÈVE, dans une petite carrière sur la rive droite du ravin, on revoit ces calcaires extrêmement durs et siliceux, en lits de 10 cm. séparés par quelques feuilles de schistes irréguliers et résistants.

Dogger calcaire.

Au Môle les calcaires attribués au Dogger forment des masses considérables. Marcel Bertrand les décrit comme des calcaires à silex, un peu marneux, s'altérant facilement à l'air, et prenant alors une teinte claire, grisâtre, au lieu de gris bleuâtre plus ou moins foncé qui est la couleur en profondeur. Le terme extrême de cette altération serait une terre jaunâtre, remplie de fragments de silex. Ces calcaires n'ont point donné de fossiles, et, comme le toarcien manque dans cette région, M. Bertrand pense qu'ils pourraient peut-être représenter le Dogger et le Toarcien. En tous cas, au point de vue lithologique, il a nettement séparé ce calcaire à silex (Dogger) des étages entre lesquels il est compris : le « Lias calcaire à Pentacrine » au-dessous, et les « marnes schisteuses à Posidonies » au-dessus.

Pour le Chablais la stratigraphie établie jusqu'ici est moins précise que pour le Môle. E. Renevier¹, par exemple, note simplement que le Dogger est plus ou moins schisteux et ne peut pas être nettement délimité par rapport au Toarcien. D'après MM. E. Favre et H. Schardt², dans la Chaîne du Grammont (qui est dans la même zone que les Brasses) il est impossible de séparer le Dogger du Toarcien par suite du manque de fossiles et par le fait qu'il n'y a aucune différence pétrographique entre ces deux terrains. En sorte que ces auteurs ont désigné comme « Jurassique inférieur-Lias supérieur » les assises très puissantes qui se trouvent entre le calcaire noir à rognons siliceux du Lias (qui est en partie peut-être déjà toarcien) et le Malm. Cet ensemble se compose de lits minces de calcaire foncé ou grenu, séparés par des feuillets schisteux, et prend par suite un aspect lité. Quant aux couches de Klaus, dont il sera question dans le chapitre suivant, elles n'existent que dans les chaînes plus externes du Chablais (Pic de Borée, arête de Mémise).

¹ E. RENEVIER, *Géologie des Préalpes de la Savoie*, 1893. p. 13.

² E. FAVRE et SCHARDT, loc. cit., p. 466.

Aux Brasses, les couches attribuées par M. Bertrand au Dogger se retrouvent avec le même facies qu'au Môle et s'y distinguent avec la même facilité. Ce sont des calcaires noirs, dont la cassure a une apparence finement grenue. Ces couches varient passablement d'aspect et peuvent être rapportées aux deux types suivants : d'une part des *calcaires litéés* noirs, à grain fin, à cassure régulière, en bancs de 10 à 20 cm. d'épaisseur, alternant très régulièrement avec des lits un peu plus minces de *schistes* noirs à structure grossière ; d'autre part des *calcaires à silex*, moins fins, moins noirs et même parfois gris, siliceux, beaucoup plus durs, à cassure plus esquilleuse. Dans ce second type, les couches ne contiennent jamais d'intercalation schisteuse ; elles sont cependant souvent litées et dans certains affleurements les silex sont en telle quantité que la roche en est presque uniquement formée. Beaucoup d'affleurements offrent un type mixte entre ces deux extrêmes.

Les *calcaires litéés à schistes* me paraissent occuper une situation inférieure à celle des *calcaires à silex* et donnent lieu fréquemment, au contact du Dogger et du Lias, à une dépression ou un ravin, mais je ne puis affirmer cet ordre de superposition d'une façon certaine, parce que souvent l'une des formes du Dogger apparaît sans l'autre. On peut voir des dépressions liées à la base du Dogger dans le couloir sous les Echots, à l'extrémité S du massif vers Previère et Entreverges, et à l'arête de l'Herbette d'en bas.

Je possède trois coupes microscopiques du Dogger provenant de l'extrémité S de l'arête de Previère.

La première (coupe N° 24) a été faite dans un des bancs calcaires appartenant à la série des *calcaires litéés avec schistes* situé à environ 20 m. à l'E de la limite supérieure du Lias.

Sous le microscope cette couche se révèle comme formée d'une fine vase calcaire, au milieu de laquelle se détachent de grandes plages calcitiques, de formes et d'origines diverses. Les unes sont incontestablement le fait d'une recristallisation secondaire ; d'autres, très nombreuses, sont des débris échinodermiques de petite dimension ; d'autres enfin, en forme de bâtonnets, me paraissent représenter des spicules de silico-spongiaires calcifiés. Quelques spicules de spongiaires sont du reste encore siliceux.

La deuxième coupe (N° 25) provient d'un lit de schiste noir gréseux voisin du calcaire précité. Au microscope on voit

qu'il est formé d'une mosaïque de fragments brisés, à contours irréguliers, anguleux ou arrondis ; ce sont des morceaux de calcite dont l'origine probablement échinodermique se manifeste encore sur quelques échantillons par des pores ou un clivage (dimensions des débris : 0^{mm}12 à 0^{mm}2 ; maximum 0^{mm}5). Dans cette mosaïque de calcite on ne voit que *très peu de quartz* (3 à 6 fragments dans le champ du microscope). La vase n'occupe qu'une très petite place dans les interstices, qui sont orientés selon la schistosité.

La troisième coupe microscopique (N° 26) provient du calcaire à silex appartenant à un niveau supérieur du Dogger. Sous le microscope il se révèle comme un grès fin, formé de deux éléments principaux :

1^o des grains ronds de quartz, de dimensions assez égales (diamètre 0^{mm}08 ; de 4 à 37 dans le champ du microscope) ;

2^o des grains de calcite très purs, de même grosseur que les grains de quartz mais plus nombreux (34 à 36 dans le champ) et presque exactement sphériques. Le tout est contenu dans une vase très fine, mais peu abondante.

Malheureusement l'âge de ce complexe médico-jurassique ne peut pas être précisé, vu l'absence complète de fossiles. En particulier il est impossible de décider dès maintenant si la partie inférieure n'est pas encore liasique. Par contre, le fait qu'il est recouvert par les marnes schisteuses à Posidonies d'âge bathonien-callovien nous permet de fixer sa limite supérieure à peu près à la base du Bathonien, comme l'a déjà fait Marcel Bertrand.

La puissance du Dogger calcaire, autant qu'on peut la constater, est d'environ 200 m. ; elle n'est dépassée que par celle du Lias, mais elle diminue parfois jusqu'à n'avoir plus que 50 à 80 m., et même moins.

Le Dogger calcaire est particulièrement bien développé dans l'arête Previère-Vers-Taux, où il présente les deux niveaux que nous avons désignés plus haut : lité avec des bancs de schistes au voisinage du Lias, il devient siliceux et plus compacte à l'E. Le niveau inférieur lité se rencontre d'autre part dans les pentes au SE des Brasses, sous Ambion, sur le chemin de Pouilly à Grange-Neuve, puis dans la région d'Onion sur le chemin au-dessus des Pûzes, etc. Le niveau supérieur siliceux existe à l'épaule entre les Neus et la Mouille, au bas du chemin qui de Pouilly monte aux Nants, et surtout dans la région qui s'étend au N de Chaîne d'Or, où il représente seul le Dogger. Les quelques couches que l'on voit à

côté du château de Saint-Jeoire appartiennent à ce même niveau. Enfin, les masses de silex, presque sans roche, qui forment les petits sommets à côté de la Joux, vers le NE¹ et le NW², doivent être les restes de calcaires à silex décalcifiés.

Au point de vue du relief, le Dogger calcaire joue un rôle irrégulier, plutôt moins important que le Lias, et qui dépend tout à fait de la quantité de silex qu'il contient. Il crée parfois des saillies qui accompagnent les arêtes de Lias et se détachent de celles-ci grâce à la dureté moindre du Dogger inférieur. Par exemple, sur le flanc E de l'arête principale, depuis la Pointe des Brasses jusqu'au bout de l'arête de la Conquête, le Dogger forme à côté du Lias tantôt une simple terrasse, tantôt un renflement individualisé. C'est également ce que l'on peut voir sur le flanc SW de l'arête de l'Herbette, à partir de l'Herbette d'en bas. Le Dogger calcaire peut se présenter en parois de rocher, comme vers Previère ou comme au NW et au NNW de Pouilly, et il peut même dominer le Lias dans les cas où il contient suffisamment de silex. C'est ce que l'on voit à l'arête de Vers-Taux et à partir de la Turche vers le N, où il forme entre autres la colline de la Crinoline. Il crée aussi des ressauts, comme celui qui est situé à l'W de la Châr, ou celui que le ruisseau de Chaîne d'Or traverse au SW des Pûzes avant de descendre en cascade dans la zone plus creusée des marnes schisteuses à Posidonies.

Marnes schisteuses à Posidonies.

Au-dessus du Dogger calcaire on trouve dans la zone externe des Préalpes médianes des marnes schisteuses caractérisées en première ligne par *Posidonomya alpina*, Gras.

MM. E. Favre et H. Schardt³ les identifient aux couches de Klaus (Bath. et Call.) et les décrivent dans la région de Naye et d'Arvel comme des alternances de schistes et de calcaires, gris-bleu à la cassure, avec de petites taches noires. Quand le calcaire s'oxyde, il devient gris clair et jaunâtre, surtout quand il est marneux.

Ces couches contiennent des céphalopodes en très grand nombre, et certains de leurs gisements, comme ceux du Mo-

¹ Ce point (1442) est appelé « le Châr de la Joux » ; châr (masc.) désigne souvent une petite éminence.

² Cette colline (1457) porte le nom de « Vers les pierres de la Satt'nire », probablement en rapport avec la traînée de blocs de Malm épars sur sa pente N.

³ E. FAVRE et H. SCHARDT, loc. cit., p. 85.

léson ou des Verreaux, en ont donné une grande variété d'espèces. En général c'est *Lyt. tripartitum*, d'Orb. qui est le plus fréquent, avec *Posidonia alpina*, Gras. On y trouve également des traces de zoophycos.

Alph. Favre¹ mentionne les mêmes couches dans la montagne de Miribel, où elles se présentent sous la forme de calcaires gris marneux, ainsi que près d'une carrière au-dessus de Viuz et de Ville, où il a trouvé des fossiles calloviens.

Enfin, Marcel Bertrand trouve constamment au Môle, sous les calcaires grumeleux de l'Oxfordien, des couches auxquelles il donne le nom de *marnes schisteuses à Posidonies* et qu'il décrit comme des «calcaires marneux en petits bancs, formant de véritables schistes, où les silex ont disparu». Il n'y a trouvé que quelques moules d'Ammonites indéterminables, des *Cancellophycus* et quelques bivalves qui ne lui ont pas permis de déterminer exactement l'âge de ces couches, en sorte qu'il se contente de les attribuer au Dogger supérieur. Il signale en outre que ces schistes ont exceptionnellement une couleur rouge qui pourrait les faire confondre avec le Crétacique supérieur (la Châr en Môle). Nous verrons plus loin qu'il est plus normal de faire rentrer ces lits rouges dans l'Oxfordien et de conserver les marnes schisteuses à Posidonies comme une unité bien typique, où la couleur gris-jaunâtre est presque constante.

Dans le massif des Brasses, les *marnes schisteuses à Posidonies* forment un niveau très caractéristique. Elles sont tendres, gris jaunâtre et ponctuées de grains d'ocre, se délitent en fragments irréguliers et donnent naissance par désagrégation à une boue gluante et jaune, qui recouvre souvent les affleurements. L'aspect de ces couches est peut-être dû en partie à une dislocation tectonique, qui se révèle en particulier dans la déformation fréquente des fossiles.

Dans quelques affleurements qui paraissent moins tourmentés que les autres, les marnes schisteuses à Posidonies présentent un aspect un peu différent : ce sont des lits de marnes tendres, de 30 cm., alternant avec des bancs de 35 cm., plus durs, un peu plus foncés, avec une teinte brun rose. Tel est l'affleurement qui occupe une partie de la pente au-dessous de Vers-Taux, sur la rive droite du vallon de Vernand. Un autre affleurement, où une stratification nette a été conservée, se trouve dans un ravin à 300 m. au NNE de l'Aouille ; on y voit alterner, sur 12 à 13 m. d'épaisseur, des

¹ ALPH. FAVRE. *Recherches géologiques sur la Savoie*, §§ 289 et 292, 1867, vol. II, p. 12, etc.

couches de marnes schisteuses gris jaunâtre épaisses de 30 à 40 cm., avec des bancs plus calcaires à grain fin, à cassure régulière, également gris jaunâtre, qui ont 10 à 15 cm. d'épaisseur. Chacun de ces bancs est accompagné de deux lits très minces (3 cm.), plus durs, siliceux et rosés.

Il a été fait quatre coupes microscopiques dans les marnes schisteuses à Posidonies. La première (coupe N° 1) a été faite dans une partie un peu plus calcaire des schistes qui affleurent sur la rive gauche, au bas du Maupas ; on y voit des sections d'aiguilles fines et droites qui doivent être des spicules de spongiaires, et d'autres restes, plus fins encore et arqués, dont il est difficile de préciser l'origine (quelquefois 0^{mm}5 de longueur) ; ces éléments sont inclus dans une vase calcitique homogène qui contient, par places, de petits amas de limonite. Trois autres préparations ont été coupées dans des échantillons pris sur le chemin des Echots (N° 6), à 100 m. au NE du Rocher des Rosiers (N° 7) et à 200 m. à l'W de la Joux (N° 13) ; elles sont caractérisées par la présence des mêmes sections fines et arquées mentionnées dans la première préparation, qui se présentent en plus ou moins grand nombre dans une vase calcitique (elles ont 0^{mm}01 à 0^{mm}04 d'épaisseur, et on en compte au maximum 30 dans le champ du microscope).

Aux Brasses les marnes schisteuses à Posidonies sont de beaucoup le niveau le plus fossilifère. Elles m'ont fourni :

Nautilus sp.

Lytoceras tripartitum, d'Orb.

rive droite de Vernand ;
W de Lachat, NE de la
Mouille, rive droite
de Vernand, 300 m.
au S de Senoche,
350 m. à l'W de la
Joux ;

rive droite de Vernand ;
450 m. NW de la
Santa-Marion ;

idem.

NE de la Mouille ;

rive droite de Vernand ;
idem.

idem.

idem.

idem.

idem.

chemin des Echots ;

Macrocephalites macrocephalus, Sch.
Macrocephalites Herveyi, Sow.

Ecotraustes aff. *serrigerus*, Waag.

Oppelia Aspidoides, Opp.

Parkinsonia ferruginea (?) Opp.

Perisphinctes Hoffmanni (?) Gemm.

Perisphinctes sp.

Phylloceras disputabile (?) Zitt.

Phylloceras ex aff. viator, d'Orb.

Simoceras sp.

Belemnites sp.

Pleurotomaria sp. ind.
Posidonomya alpina, Gras.

NW de la Santa-Marion;
NW de la Santa-Ma-
rion, à 300 m. au S
de Senoche, chemin
des Echots, NE de la
Mouille, 350 m. à l'W
de la Joux, les Mo-
gets, à 300 m. ESE
de Senoche ;
rive droite de Vernand ;
chemin des Echots, sous
la Joux à 350 m. à
l'W.

Rhynchonella varians, Schlt. variet. indet.
Zeilleria ex aff. *obovata*, Sow.

D'après ces éléments faunistiques on doit admettre que les marnes schisteuses à Posidonies comprennent plusieurs niveaux paléontologiques, impossibles à séparer du reste sur le terrain, qui appartiennent en partie au Bathonien, en partie au Callovien. Nous pouvons considérer comme particulièrement certaine la présence du Bathonien supérieur et du Callovien inférieur.

L'épaisseur totale de ces couches est difficile à estimer : sur le chemin des Nants elle est réduite à quelques mètres ; aux maisons des Echots elle est d'une dizaine ou d'une vingtaine de mètres ; près de Chaîne d'Or et près de l'Aouille elle atteint un maximum de 170 m.

Les marnes schisteuses à Posidonies sont développées entre autres en deux grandes zones longues et étroites, orientées à peu près N-S :

La première commence au fond du vallon de Vernand et va jusque vers Chaîne d'Or ; un de ses meilleurs affleurements, où les schistes à Posidonies apparaissent sur toute leur épaisseur et contiennent d'assez nombreux fossiles, se trouve à 600 m. au N des Mottais dans un couloir qui finit sous la paroi de Dogger calcaire de Vers-Taux.

La deuxième zone, presque aussi longue que la première, commence à l'W des Prâvis et se poursuit par les Pûzes jusque bien au N de la Pesse ; à 300 m. à l'E des Neus elle se présente en belles couches verticales et schisteuses dans le fond d'un ravin ; au S des Pûzes elle a de beaux affleurements dans un élargissement du ravin, le long du ruisseau de Chaîne d'Or et, plus loin, ses schistes sont visibles sur la pente W du rocher de la Pesse et sur le flanc E de la Crino-line. Sur le versant E des Brasses, les marnes schisteuses à Posidonies forment vers les Echots une zone allongée du N au S qui affleure entre autres le long du chemin ; elles ap-

paraissent aussi autour du Rocher des Rosiers, et plus au N, vers l'Aouille, soit sur le chemin, soit dans un ravin au N du chalet. L'extension des marnes schisteuses à Posidonies semble être générale car, malgré bien des suppressions locales, on les trouve représentées dans tout le massif, du N (affleurement au-dessus de Fargueuse) jusqu'au S (affleurement au SW du Pont du Risso) et de l'E (la Trappe) jusqu'à l'W (les Mogets et Granges Neuves sur Pagnod).

Au point de vue orographique, il est naturel de trouver les marnes schisteuses à Posidonies formant des dépressions entre les autres assises plus dures. On trouve en effet un exemple très typique de ce fait dans le vallonnement qui commence aux Neus et se termine par le col occidental de Chaîne d'Or ; on peut aussi en constater un autre exemple le long du ruisseau de Chaîne d'Or, à 150 m. au S des Pûzes ; mais par contre, dans bien des cas, ces schistes occupent une pente quelconque (comme à 150 m. à l'E de la Ballavuârde) et même on les voit former deux petits sommets au NNW du rocher de la Pesse. Cette dernière circonstance peut probablement s'expliquer par le fait que le Malm les a recouverts jusqu'à une époque relativement récente.

Grâce à leur imperméabilité les schistes à Posidonies donnent parfois naissance à des sources (au-dessous du Rocher des Rosiers) ou à de petits marécages (400 m. au S de Chaîne d'Or).

Oxfordien.

D'après MM. E. Favre et H. Schardt, l'Oxfordien présente, dans les Préalpes médiennes du canton de Vaud, quelques différences selon les zones qu'il occupe.

Dans la zone du Moléson¹ (qui équivaut à celle de Bogève près des Brasses) il est puissant de 50 à 70 m. et peut généralement se séparer en une assise inférieure rouge et une assise supérieure grise qui ne contiennent pas la même faune ; il comprend, en outre, quelques lits compactes et, vers la base, quelques feuillets schisteux.

Dans la zone plus interne du Mont de Cray-Rochers de Naye-Arvel², qui équivaut exactement à celle des Brasses, l'Oxfordien est moins épais (au plus 15 à 20 m.) et se présente en une seule assise de calcaire noduleux, tantôt rouge,

¹ E. FAVRE et H. SCHARDT, loc. cit., p. 132.

² E. FAVRE et H. SCHARDT, loc. cit., p. 142.

tantôt gris, qui contient quelques lits compacts en forme de lentilles.

En Chablais, par exemple à Mémise et au Pic de Börée, il forme également une couche peu épaisse de calcaires noduleux, tantôt rouges, tantôt gris, dans lesquels les fossiles sont rares.

Au Môle M. BERTRAND ne l'a constaté que dans trois endroits, où il apparaissait à la base du Malm d'une façon discontinue comme un calcaire bréchoïde à taches rougeâtres.

Enfin, aux Brasses, Alph. Favre¹ mentionne des couches oxfordiennes au rocher du Turchon (avec *Perisph. plicatilis*), ainsi qu'à la carrière de Pouilly avec *Rhacophyllites tortisulcatus* (?), *Perisphinctes plicatilis*, *Peltoceras toucasianum* et *Aspidoceras perarmatum*.

D'après mes propres observations l'Oxfordien est représenté aux Brasses, comme dans les autres parties des Préalpes médiannes, par des calcaires grumeleux, formés de nodules de calcaire rosé à texture fine, séparés par des feuillets de schistes argileux rouge foncé qui épousent leurs contours. Il est facile à reconnaître et, malgré sa faible épaisseur, ses affleurements se voient de loin.

Il est accompagné bien souvent de calcaires durs ou de schistes rouges qui, rencontrés isolément, pourraient donner lieu à des confusions.

Les schistes rouges sont généralement interstratifiés dans les couches de calcaire grumeleux, ou contiennent quelques minces lits grumeleux qui permettent de les distinguer du Crétacique supérieur sans avoir recours à une coupe microscopique.

Les calcaires durs, au contraire, sont généralement indépendants des calcaires grumeleux et se placent à leur base en contact avec les marnes schisteuses à Posidonies. Leurs caractères sont du reste assez variables. Ils sont durs et siliceux, souvent avec de nombreux rognons de silex ; ils ont une cassure esquilleuse dont la texture est tantôt fine comme celle du Malm, tantôt beaucoup plus grenue ; ils ont une couleur gris très clair, souvent légèrement verdâtre.

Parmi les coupes minces qui ont été faites dans la série oxfordienne des Brasses, les deux premières ont été taillées dans des calcaires non grumeleux, rouges, qui appartiennent

¹ ALPH. FAVRE, *Recherches géologiques en Savoie*, 1867. — Tome II, p. 16.

probablement aux assises supérieures de l'Oxfordien. Ces coupes sont formées d'une vase fine comme celle du Malm et uniforme, dans laquelle, sauf quelques plaques échinodermiques, il n'y a pas de restes organiques. La première (coupe N° 12) a été prise à 100 m. à l'W de la Joux, et la seconde sur la face S de la Dârde. Celle-ci provient d'un calcaire rouge à taches vertes qui formait un banc peu épais interstratifié dans des calcaires verdâtres, des schistes rouges et des calcaires grumeleux.

Trois autres coupes ont été prises dans les calcaires durs de l'Oxfordien inférieur. La première (coupe N° 18) provient d'un banc dur et gréseux affleurant sur la face W de la Dârde. Elle est presque entièrement formée d'éléments détritiques ; ce sont des grains qui varient de 0^{mm}05 à 0^{mm}14 (au nombre de 80 à 130 dans le champ du microscope) ; ils comprennent surtout de petits débris calcaires, des plages de calcite incolore et, en beaucoup moins grand nombre, des grains de quartz (environ 20 dans le champ du microscope). Comme reste organique cette coupe ne contient qu'une section de Rotalidé.

Les deux autres coupes (N°s 9 et 14) proviennent de calcaires durs, verdâtres ou jaunâtres, contenant des silex, qui forment la base de l'Oxfordien sous le Rocher des Rosiers. Ces coupes sont caractérisées par l'abondance de spicules assez volumineux de Spongiaires, parmi lesquels on peut distinguer des aiguilles monoaxes et des tetraxon (70 à 120 dans le champ du microscope ; 0^{mm}03 à 0^{mm}20 d'épaisseur). La vase qui entoure ces spicules est calcaire et présente des corpuscules flous et opaques, qui ressemblent à de petites oolithes.

Parmi les affleurements d'Oxfordien qui se prêtent à une détermination précise des niveaux, il faut citer celui de la face N du Rocher des Rosiers où l'on peut voir sous l'escarpement de Malm et de haut en bas la série suivante :

1^o quelques mètres de calcaires grumeleux rouges ;

2^o des calcaires gris brun, durs et esquilleux ;

3^o des assises gris verdâtre contenant beaucoup de silex noir, soit en lits, soit en belles amygdales de 15 ou 20 cm. de long et dans lesquelles une coupe microscopique nous a révélé la présence de nombreux spicules de Spongiaires.

Un autre affleurement intéressant d'Oxfordien se trouve vers le promontoire rocheux qui domine le village de l'Avé-

ran. En marchant de l'W à l'E, c'est à dire en remontant dans la série stratigraphique, on trouve :

1^o le Dogger calcaire à cassure noire, qui affleure largement dans une carrière;

2^o un calcaire pétri de silex gris verdâtre à cassure esquilleuse qui, en l'absence des marnes schisteuses à Posidonies, recouvre directement le Dogger calcaire et forme la base de l'Oxfordien;

3^o des couches grumeleuses vertes et rouges, qui sont en contact direct avec le Malm.

L'Oxfordien peut avoir là une épaisseur d'environ 6 à 8 m., très probablement réduite par laminage.

Enfin, l'affleurement d'Oxfordien qui descend presque jusque sur la route au N du village de Pouilly est intéressant, non pas au point de vue des calcaires durs, qui y sont faiblement représentés, mais surtout au point de vue des schistes rouges qui sont intercalés dans les assises grumeleuses. Je donne de cette série oxfordienne une coupe détaillée (fig. 14) qui montre la position de ces schistes et le développement considérable que prennent les calcaires grumeleux; elle est comprise entre le Dogger calcaire et le Malm, et mesure environ 10 m. d'épaisseur.

Le Laboratoire de Géologie a fait préparer, en coupes microscopiques, cinq échantillons de cette série, qui m'ont permis d'arriver à une constatation intéressante. C'est que les schistes rouges de l'Oxfordien et les schistes rouges du Crétacique supérieur, qui sont identiques extérieurement, sont tout à fait différents en coupes microscopiques.

La coupe N° 27 a été faite dans une zone de schiste verdâtre de la base de l'Oxfordien (voir fig. 14). Sous le microscope cette roche se révèle comme formée d'une vase opaque, au milieu de laquelle se détachent, en très grand nombre, de petites sections claires, formées d'aiguilles un peu irrégulières, toutes placées parallèlement au plan de schistosité. Ces sections sont formées de calcite et s'éteignent en long; elles ont 0^{mm}10 à 0^{mm}20 de longueur et au maximum 0^{mm}01 d'épaisseur; il me paraît impossible de les rattacher avec certitude à aucun organisme, quoique leur origine organique ne fasse aucun doute. A côté de ces sections spiculiformes on en voit aussi beaucoup d'autres qui sont polygonales et probablement d'origine détritique.

La coupe N° 29, dont on trouvera la situation précise dans

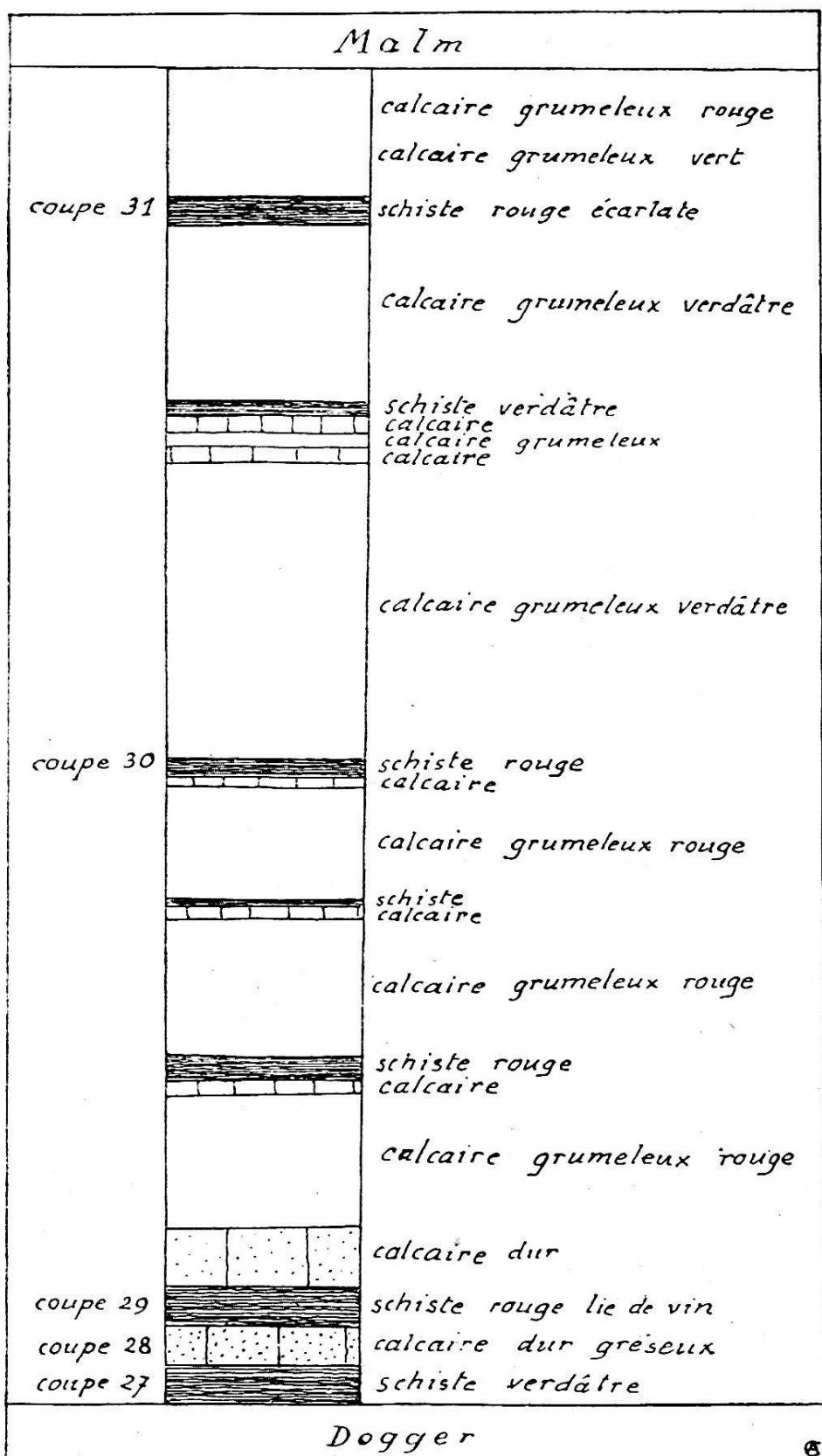


FIG. 14. — Série oxfordienne de la carrière de Pouilly.

la figure 14, a été faite dans un schiste d'un rouge foncé, couleur lie de vin. Ses caractères généraux sont les mêmes que ceux de la coupe N° 27, mais sa vase est parcourue par des veinules de pigment ondulées qui indiquent le sens de la schistosité.

Les coupes 30 et 31 (voir leur situation dans la fig. 14) sont absolument identiques entre elles. Elles sont constituées par une vase calcaire plutôt fine au milieu de laquelle ne se détachent que des fragments de calcite de petite dimension (diamètre maximum 0^{mm}03 ; environ 200 dans le champ du microscope) ; les sections spiculiformes manquent presque complètement. La vase est colorée par un pigment brun qui est plus spécialement concentré en veinules ondulées, parallèles au plan de schistosité.

Les quatre coupes ci-dessus ne montrent ni quartz, ni globigérines ; l'absence constante de ces dernières constitue un caractère différenciel particulièrement marqué avec le Crétacique supérieur. D'autre part, les nombreuses sections spiculiformes qui se montrent dans les schistes oxfordiens et dont il a été question plus haut n'apparaissent pas dans les schistes crétaciques.

Le calcaire dur de la base de l'Oxfordien dans lequel la coupe N° 28 a été prise (voir sa position dans la fig. 14) est très différent de ceux qui se trouvent dans la même position au Rocher des Rosiers et que nous avons étudiés plus haut. Il est d'un gris légèrement verdâtre, ne contient aucun silex et présente un grain beaucoup plus grossier. En coupe il est en très grande partie formé de vastes plages de calcite échinodermique (0^{mm}15 à 0^{mm}23) ; la vase calcaire qui remplit les interstices entre ces débris contient une section de *Textilaria*, un *Lagénidé* et quelques morceaux de glauconie.

Les fossiles trouvés dans l'Oxfordien sont peu nombreux et, sauf une Bélemnite hastée qui se trouvait à la surface d'un bloc éboulé des calcaires durs de l'Oxfordien inférieur, ils ont tous été récoltés dans les calcaires grumeleux de Pouilly. Ils appartiennent aux espèces suivantes :

- Peltoceras transversarium, Quenst.
- Oppelia trimarginata, Oppel.
- Phylloceras tortisulcatum, d'Orb.
- Perisphinctes aff. *Aeneas*, Gemm.
- Perisphinctes ex aff. *Navillei*, E. Favre.

D'après ces fossiles les calcaires grumeleux correspondent à la zone à *Peltoceras transversarium*, soit à l'Oxfordien

moyen de Lapparent et de la plupart des auteurs français, et à la couche inférieure du Lusitanien de M. E. Haug. Ils sont l'équivalent des couches grumeleuses très répandues à la base du Malm préalpin et des couches de Birmensdorf ou Spongitien du Jura.

La puissance de l'Oxfordien doit rarement dépasser 10 ou 15 m., et la plupart du temps il est moins épais.

Au point de vue orographique, les calcaires grumeleux et les schistes offrent peu de résistance à l'érosion, et lorsqu'ils sont au pied d'une paroi de Malm, comme c'est le cas au Rocher du Turchon, au Rocher des Rosiers et sur le chemin des Nants, ils se creusent suffisamment pour laisser le Malm un peu en surplomb. Lorsqu'ils sont redressés jusqu'à la verticale, comme cela se présente au-dessus des carrières de Pouilly, ils forment une cheminée entre le Malm et le Dogger. Les calcaires durs de la base de l'Oxfordien font généralement saillie, mais ils sont si peu épais qu'ils ne jouent aucun rôle dans la topographie générale.

Dans l'anticlinal le plus interne dont je me suis occupé (anticlinal du Mont), qui prolonge l'anticlinal Sur Cou-Pont du Risso de M. Bertrand, et forme la bordure interne du faisceau frontal des Préalpes médianes, l'Oxfordien manque sous sa forme typique. Ainsi les parois de Malm qui dominent la route de Pouilly au SE des maisons de Sur Châble n'ont pas d'Oxfordien à leur pied.

Est-ce que ce niveau, qui est si bien représenté aux carrières de Pouilly, serait tout à fait supprimé mécaniquement en cet endroit? Ou bien y a-t-il là un changement de facies et un acheminement vers celui de la zone du Dogger à *Mytilus*, qui n'est pas bien éloignée à l'E et qui ne comporte point d'Oxfordien? L'absence de ce niveau dans l'anticlinal de la Trappe rend vraisemblable la seconde alternative, qui pourra devenir certaine si l'on constate aussi au sommet de la montagne du Mont l'absence d'Oxfordien. Quoi qu'il en soit, on trouve, au pied de la paroi de Malm qui domine la route de Pouilly, à la place que devrait occuper l'Oxfordien, différents bancs qui se succèdent de bas en haut dans l'ordre suivant sur une épaisseur totale de 4 m. :

1^o un calcaire vaseux gris foncé, devenant brunâtre à l'air;

2^o un calcaire gris noir avec quelques facettes brillantes de calcite et de petites taches noires et rouges de 1 mm. environ;

3^o un calcaire gris spathique avec des points noirs analogues à ceux de la couche précédente.

Ces couches ne se présentent pas ailleurs dans les Brasses, de sorte que je ne suis pas à même de décider si elles appartiennent à l'Oxfordien ou au Dogger.

Malm.

Dans les chaînes externes des Préalpes médianes, le Jurassique supérieur est représenté par les calcaires clairs et massifs du Malm.

D'après MM. Favre et Schardt, il se divise souvent, en particulier dans la bordure SE du synclinal de la Gruyère, en deux niveaux distincts, et comprend alors : 1^o des calcaires gris à rognons siliceux qui représentent les couches à *Aspidoceras acanthicum*; 2^o des calcaires tithoniques puissants et régulièrement lités en bancs épais. Dans d'autres parties de cette même zone, comme à l'arête de Naye par exemple, le Malm est indivisible et il est rempli, dans toute son épaisseur, de rognons de silex informes. En Chablais, le Malm s'épaissit des plis les plus externes (Borée) vers l'intérieur (zone du Grammont); il reste formé ici de calcaires gris clair avec de nombreux rognons de silex qui équivalent, d'après MM. Favre et Schardt, à la zone à *Aspidoceras acanthicum* et au Portlandien.

M. BERTRAND mentionne le Malm dans le Môle comme un calcaire compacte et sans fossiles, où aucune subdivision ne semble possible; il constate que très souvent ce niveau est totalement supprimé et il attribue ce fait à un manque de sédimentation¹.

Dans le massif des Brasses, le Malm prend la forme habituelle de calcaires massifs sans stratification apparente, dont les affleurements sont visibles de loin, grâce à leur couleur claire. A la cassure, il a un grain extrêmement fin et une teinte tantôt presque blanche, tantôt un peu grise, rosée, rouge ou jaunâtre, mais toujours claire. Il contient souvent des veines de calcite blanche, mais je n'y ai jamais trouvé de silex. Sa limite avec l'Oxfordien n'est pas partout également franche.

En coupe microscopique, il se présente comme une vase extrêmement fine, rubanée et égale, contenant des sections

¹ M. BERTRAND, loc. cit., p. 27 et 28.

de coquilles à parois minces, en forme d'ampoules largement ouvertes d'un côté, qui correspondent à *Calpionella alpina*, Lorenz¹ (= *Lagena sphaerica*, Steinmann et *Lag. ovalis*, Steinm.). Ma préparation microscopique a été faite sur un échantillon de Malm très blanc provenant de l'extrémité N du rocher du Turchon.

Il est intéressant de constater que, sur deux points du versant oriental des Brasses, d'une part à l'W de Pouilly, d'autre part au N d'Onion, j'ai trouvé, interstratifiée dans le Malm compact, une couche oolithique; au N d'Onion, les oolithes irrégulières atteignaient jusqu'à 1 cm. de diamètre. Ces couches oolithiques peuvent être considérées comme une première apparition du facies néritique du Malm, qui va prendre un grand développement plus à l'E dans la zone dite du Dogger à *Mytilus*.

L'épaisseur du Malm varie de 100 m. à 0 m.; par places ces variations peuvent être attribuées à des phénomènes tectoniques, mais cette explication ne paraît pas pouvoir s'appliquer à tous les cas.

Ainsi dans le ravin de Vernand le Malm est totalement absent et le Crétacique supérieur, qui forme ici deux zones parallèles, est directement en contact avec le Dogger. Le phénomène a été mentionné par Marcel Bertrand au Môle dans une zone qui prolonge exactement celle de Vernand, et, dans la continuation de cette même zone au N, le Malm fait partout défaut, sauf sur un point, au NE des Neus. La continuité même de cette lacune parle en faveur d'une importante érosion infracrétacique plutôt que d'une suppression tectonique.

J'envisage comme une confirmation de cette manière de voir le fait que, dans le versant oriental des Brasses, entre la zone dont nous venons de nous occuper et le vallon de Sur Châble, on constate à la fois la puissance très réduite et très irrégulière du Malm et l'absence fréquente des formations infracrétaciques.

C'est en raison de ce fait que le Malm ne joue, dans tout ce territoire, qu'un rôle orographique tout à fait secondaire.

Contrairement à ce qui a lieu dans cette partie des Brasses, nous trouvons, à l'E d'une ligne passant par Sur Châble, le

¹ THEOD. LORENZ, Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. Südlicher Raeticon, 1901 (fig. 1).

rocher du Colu et les Plaines-Joux, un Malm d'une épaisseur considérable et régulière.

Cette région correspond aussi à des formes de plis plus normales, bien différentes de celles du massif des Brasses. Ici le Malm est conservé en de larges voûtes, dont il forme la carapace, et joue par ce fait un rôle orographique important.

Le Malm a tendance à former des lapiés. Jaccard l'a déjà mentionné à propos du Rocher des Rosiers, où le manque de végétation met ce fait bien en évidence. Le sommet de la colline de Sur Châble, du rocher du Colu, le sommet du Replat, du rocher du Villy, etc., présentent aussi ce phénomène quoique très peu marqué. Par contre la tête de rocher qui domine l'entrée des Plaines-Joux à 400 m. à l'W du Replat, en présente un exemple plus typique et plus déchiqueté. Mais d'une façon générale ces lapiés sont peu étendus et ont peu d'intérêt.

Crétacique inférieur.

Le Crétacique inférieur (Néocomien), dans les Préalpes médiennes du Chablais, n'est développé, d'après MM. Favre et Schardt¹, que dans la zone externe, où il comprend des calcaires en couches minces riches en silex, avec, par places, des intercalations marneuses toujours très peu épaisses. Les fossiles y sont rares (Belemnites, Ammonites, Aptychus) et ce niveau se confond à la base avec le haut du Malm, tandis qu'à sa partie supérieure il est nettement séparé des Couches rouges par un mince lit ferrugineux de couleur rouge, rempli de rognons siliceux. M. Bertrand ne mentionne pas le Crétacique inférieur dans son étude du Môle, mais E. Renevier l'a reconnu aux Brasses².

Pour compléter les données fournies par E. Renevier, je vais passer en revue quelques-uns des affleurements les plus caractéristiques de Crétacique inférieur.

Le meilleur de tous se trouve dans les rochers qui se dressent juste derrière le village de l'Avéran. Le Crétacique inférieur s'y trouve compris normalement entre le Malm et le Crétacique supérieur et forme une série de couches de 15 à

¹ Loc. cit., p. 484.

² Voir *Carte géologique de France et Géologie des Préalpes de la Savoie*, E. RENEVIER, 1893.

20 m. d'épaisseur totale. A la base ce sont des lits de calcaires dont les uns sont verdâtres, sublithographiques et plutôt tendres, les autres semblables au Malm par la couleur, mais un peu lités et remplis de rognons de silex ; ces lits de calcaires ont environ 7 cm. d'épaisseur et les feuillets de schiste qui les séparent sont si minces qu'on les aperçoit à peine. Plus haut ce sont des calcaires sublithographiques grisâtres plus homogènes, presque sans silex, mais qui contiennent les pellicules foncées si fréquentes à ce niveau dans les Préalpes.

Sur le flanc E du rocher du Colu, et notamment sur le sentier qui monte de la Villiaz à la Pesse par les rochers, les affleurements de Crétacique inférieur sont nombreux ; les uns montrent des calcaires verdâtres ou gris avec des bancs de silex, les autres des calcaires sublithographiques gris vert ou jaunâtres avec des rognons de silex très contournés, ou bien, plus rarement, des calcaires blancs semblables au Malm, mais contenant des bancs de silex, qui se succèdent à des intervalles de 5 ou 10 cm.

Tout le long du flanc oriental de la colline qui s'élève à 1 1/2 km. à l'ENE de Bogève (dite le bois des Pointes), le Crétacique inférieur forme de nombreux affleurements où il se présente comme un calcaire gris avec des lits de silex. C'est aussi sous cette forme qu'on le trouve sur le chemin qui va d'Onion aux Plaines-Joux en passant derrière le Rocher du Villy, ainsi qu'aux chalets de la Pesse où il fait légèrement saillie.

J'ai étudié au microscope une coupe prise dans un calcaire sublithographique sans silex affleurant à 400 m. au NW de l'Herbette d'en haut. Ce calcaire apparaît comme une vase extrêmement fine et uniforme, semblable à celle du Malm, mais plus opaque. Elle contient très peu d'organismes : une grande plaque échinodermique (1^{mm}5 de long), un Radiolaire très petit, mais d'une netteté parfaite (diamètre 0^{mm}1), quelques petits disques de quartz et 3 ou 4 *Textilaria* de très petites dimensions.

Crétacique supérieur.

Les Couches rouges qui représentent le Crétacique supérieur dans les Préalpes médianes du Chablais sont des schistes gris à leur partie supérieure, rouges à la base et bigarrés au milieu, qui sont parfois mêlés de calcaires gris ver-

dâtre à grain très fin. Toutes ces couches sont remplies de globigérines, d'orbulines ou de textilaires dont, tantôt les unes, tantôt les autres prédominent suivant les coupes. D'après MM. Favre et Schardt¹, elles sont nettement séparées du Néocomien par une couche très rouge avec des rognons siliceux. D'après M. Bertrand, le Crétacique supérieur est également représenté au Môle, par les couches qui, par places, prennent l'aspect de « schistes d'un rouge foncé avec noyaux (ou fragments?) de schiste d'un gris clair². »

Aux Brasses, le facies du Crétacique supérieur reste le même que dans les régions avoisinantes et la distinction de différents niveaux dans ses couches est rendue impossible par le fait que ces formations apparaissent constamment en zones extrêmement comprimées.

J'ai fait faire neuf coupes microscopiques différentes du Crétacique supérieur des Brasses, de façon à pouvoir examiner soit des facies divers, soit des échantillons provenant de zones tectoniques différentes.

Les globigérines qui se présentent dans ces coupes semblent être de deux espèces bien distinctes. Les unes, que l'on pourrait rapprocher de *Globigerina conglobata*, Brady³, sont relativement grosses, avec des loges qui peuvent avoir en moyenne 0^{mm}19 de diamètre (0^{mm}26 au maximum); elles ont des coques épaisses et montrent, lorsqu'elles sont suffisamment bien conservées, des pores et des tubercules qui donnent un contour crénelé à leurs sections. Les autres, plus petites (loges de 0^{mm}08 à 0^{mm}09 en moyenne), ont des coques beaucoup plus minces où les tubercules ne sont pas visibles. On trouve, en outre, des textilaires dont les unes sont de très petite dimension (loges de 0^{mm}08) et les autres, moins nombreuses, sont plus grosses et rappellent *Textilaria globulosa*, Ehrenb⁴. Enfin, les pulvinules (*Pulviluna tricarinata*, Quereau⁵) sont aussi un des éléments importants de cette faune car, sur les neuf préparations étudiées, six en contiennent en plus ou moins grand nombre.

Il est intéressant de constater que les échantillons étudiés

¹ E. FAVRE et H. SCHARDT, loc. cit., p. 485.

² M. BERTRAND, loc. cit., p. 12.

³ ARN. HEIM, Monographie der Churfürsten Mattstock Gruppe. *Matériaux de la carte géologique suisse*, 50^e livraison, 1910, p. 117 et 174.

⁴ ARN. HEIM, loc. cit., p. 174.

⁵ E. QUEREAU, Klippenregion von Iberg. *Matériaux pour la carte géologique suisse*. 33^e livraison.

peuvent être classés en deux séries qui se correspondent au point de vue faunistique et au point de vue lithologique. Les échantillons de la première série, plus calcaires, d'un grain très fin, tantôt gris vert, tantôt rouge, contiennent tous de petites globigérines à coquille mince, des pulvinules et des textilaires de dimensions variées (ce dernier genre manque dans l'une des coupes). Les échantillons de l'autre série, au nombre de trois, sont schisteux, d'un grain plus grossier et de couleur rouge intense ; leur faune, très différente de la précédente, est formée presque exclusivement de grosses globigérines à parois épaisses, auxquelles se mêlent, seulement par places et toujours en faible quantité, les petites globigérines à coquilles minces. Quant à la densité de cette faune, elle présente tous les degrés de variation depuis celui où l'on ne compte qu'une dizaine de coques dans le champ du microscope, jusqu'à celui où les coques se touchent les unes les autres et où la roche a l'air d'en être pétrie.

La vase qui les contient est quelquefois formée de calcite finement granulée, comme celle que l'on voit à l'intérieur des coques ; mais, le plus souvent, elle est tout à fait fine et opaque, tantôt uniforme et grise, tantôt inégale et colorée par un pigment brun jaune qui lui donne un aspect un peu marbré. Deux coupes (sur neuf) possèdent quelques débris de quartz et une coupe contient quelques morceaux de glauconie. Dans une autre coupe, les globigérines présentent divers degrés d'altération : d'abord leurs pores sont conservés et elles ont un contour denté assez net ; puis, elles prennent l'aspect de sphères de calcite largement cristallisées, recouvertes de quelques lambeaux de coquille ; puis les mêmes sphères de calcite apparaissent sans aucune couverture, et finalement elles ne figurent plus que comme des sphères de calcite granulée à peine différentes de la vase qui les entoure.

Le Crétacique supérieur recouvre de grandes surfaces dans le bassin d'Onion et dans les montagnes peu élevées qui l'avoisinent au N et au S ; mais, dans le massif même, il apparaît plutôt en zones étroites, orientées à peu près N-S.

L'un de ses affleurements les plus intéressants, au point de vue tectonique, est formé par une petite paroi de rocher (voir fig. 18) à environ 300 m. au NE de l'Herbette d'en haut¹. On y voit des calcaires gris schisteux, en bancs sépa-

¹ Cet affleurement est bien connu, au moins par ouï-dire, des paysans de la contrée, qui prétendent qu'autrefois des gens de Bogève y ont cherché de l'or (!). Il y a, en effet, au pied de l'escarpement, une excavation peu profonde qui paraît artificielle et contient encore quelques morceaux de bois.

rés par des lits feuillettés, et qui contiennent de grosses concrétions de pyrite limonitisée (10 à 15 cm. de longueur). Dans cette même région, sur les flancs de l'arête de Lachat, le Crétacique supérieur présente par places l'aspect, mentionné par M. Bertrand au Môle, de schistes rouge foncé, criblés de petits morceaux de schiste vert, aplatis suivant le plan de schistosité et ayant un diamètre moyen de 1^{mm}5. Dans aucun des affleurements de Crétacique supérieur de la région je n'ai trouvé de fossiles macroscopiques.

L'épaisseur du Crétacique supérieur est presque impossible à estimer car, dans bien des synclinaux, il est comprimé et même laminé jusqu'à n'avoir plus que 30 à 50 m. (vallon de Vernand, les Neus, Ballavuärde), tandis que, dans d'autres endroits (NE de Viuz, arête de Lachat, bassin d'Onion), il est représenté par des couches assez puissantes qui font supposer qu'il doit être originellement épais.

Au point de vue orographique, il est facilement attaqué par l'érosion, qui y découpe souvent des ravins à versants raides; il donne lieu aussi à des dépressions aux formes douces, comme celle qui descend des Neus vers le N ou celle de la Mouille, où il est du reste recouvert par du glaciaire. Comme couche imperméable, le Crétacique supérieur joue, aux Brasses, un rôle moins important qu'on ne pourrait s'y attendre à cause de la position très redressée dans laquelle il se trouve généralement. Les seules vraies sources auxquelles il donne naissance sont celles de Vernand et de la Mouille, ainsi que celles qui sont à 300 m. au NE des Rôties d'Aval. Ailleurs il ne donne lieu qu'à de faibles suintements qui sont récoltés d'une façon primitive, ainsi que cela se passe pour les « fontaines » situées à l'W de la Santa-Marion, sous la Châr, au NE des Lavouets, au NE de l'Herbette d'en haut, à 400 m. au NW de ces mêmes chalets, à la sortie du vallon de Sur Châble, à 100 m. au NE des Mottais, etc.

Flysch.

Aux Brasses, le Flysch n'apparaît pas dans le massif lui-même, mais seulement dans les parties basses qui le bordent à l'E et à l'W. La première de ces deux zones est formée par le Flysch des Préalpes médianes qui recouvre normalement la série mésozoïque des Brasses dans le bassin d'Onion tandis que la seconde appartient encore aux Préalpes externes avec les Voirons et le Mont Vouan, et se trouve chevauchée par le Trias des Brasses dans la vallée de Bogève.

Le Flysch du bassin d'Onion n'apparaît que dans deux affleurements, qui sont déjà indiqués sur la *Carte géologique de France*. Le premier se trouve au S d'Onion vers l'entrée de la gorge du Risso, l'autre, limité du reste à une seule excavation artificielle, est situé au N d'Onion, au bas du hameau des Chavannes. En outre les débris de Flysch qui constituent l'unique matériel du chemin qui relie les Chavannes à la Villiaz permettent de supposer une zone continue de ce terrain, comme celle qui est dessinée sur la *Carte géologique de France*. Ces deux affleurements ne comprennent que des grès quartzeux, disposés en bancs très épais, d'aspect cristallin, de couleur gris brun et d'un grain régulier, avec de rares paillettes de mica peu apparentes.

Le Flysch qui affleure à l'W des Brasses se présente sous différents aspects. On y rencontre soit des grès à paillettes de mica, d'un grain assez fin, formant des bancs souvent très épais (40 cm.), soit des marnes très tendres de couleur brune, dont la cassure est jaunâtre et dont les fissures sont remplies de patine noire ; soit enfin des alternances de marne et de grès gris cendré.

Dans cette région, le Flysch est presque uniquement localisé sur le versant droit de la vallée de Bogève. Malgré les prairies qui recouvrent entièrement tout ce territoire, on trouve de nombreux affleurements : sur la route qui monte de Bogève au Col du Perret ; le long des ruisselets bordés d'arbres qui sillonnent les pentes entre Bogève et Bois et qui taillent leur lit dans le Flysch sur des centaines de mètres de longueur ; dans la berge du Foron en face de l'extrémité du Déluge de Viuz ; au SW de Bois, derrière la colline des Aulx, vers les Crêts¹, dans le ravin du Vorpex où le Flysch, sous la forme de bancs de grès, bute probablement par faille contre les corgneules triasiques et le gypse. Enfin dans certains endroits où il n'y a pas d'affleurements, comme au stand de Bogève, le paysage comporte dans sa topographie et sa végétation des caractères qui sont tellement ceux du Flysch, que la présence de celui-ci ne fait aucun doute.

Comme affleurement important au point de vue tectonique, je tiens à citer celui qui se trouve dans les pentes dominant Ville-en-Sallaz au NNE, vers la limite des prés et des forêts. De bas en haut, on rencontre ici, sur une épaisseur totale de 10 m. environ : 1^o des grès fins et gris, en bancs et pla-

¹ E. RENEVIER, *Préalpes de la Savoie*, p. 10.

quettes fort solides, contenant des paillettes de mica ; 2^o des alternances irrégulières de marnes très tendres, à cassure jaunâtre et à fissures remplies de patine noire, et de schistes durs, gréseux et ondulés, de couleur gris noir.

Ce Flysch est recouvert directement par des calcaires dolomitiques du Trias. Ceux-ci alternent d'une façon très curieuse avec des lits peu épais de grès tendres, plaquetés, verdâtres, micacés, qui ressemblent étonnamment à certains grès molassiques. Je ne puis voir dans ces intercalations que des écailles arrachées à la partie supérieure du Flysch sous-jacent et enchevêtrées mécaniquement avec la base de la masse chevauchante des Préalpes médianes.

Le Flysch doit être certainement très épais, mais sa puissance est impossible à évaluer. Dans la vallée de Bogève, il forme des pentes douces que dominent les monticules triasiques des Aulx et du Perret, ou la crête de Macigno du Mont Vouan.

Quaternaire.

Le Quaternaire n'a pas fait pour moi l'objet d'une étude détaillée ; je me suis contenté d'établir dans les dépôts de ce système une distinction sommaire en alluvions, moraines et matériaux éboulés.

Dans la vallée de Bogève, les dépôts glaciaires sont très développés, surtout sur son versant oriental. Le cours du Foron en amont de Bogève est entièrement creusé dans des argiles glaciaires à petits cailloux striés ; à Fargueuse l'irrégularité de la pente est due à un ancien glissement du placage glaciaire ; le ravin qui côtoie le Déluge de Viuz au N, et dont la partie supérieure est entièrement creusée dans des dépôts glaciaires, montre parfois des blocs striés de 1 m. de diamètre.

Le Déluge de Viuz¹ n'est pas un éboulement à proprement parler, mais un glissement du placage glaciaire ; on ne trouve en effet dans sa niche d'arrachement, en fait de roche en place, qu'un petit abrupt de Lias, et la masse éboulée contient des éléments très divers, parmi lesquels il y a beaucoup de blocs striés. Les formes de ce glissement, dont je n'ai pu rendre tous les détails sur ma carte, sont tout à fait typiques ; ainsi dans sa partie inférieure sa surface est hérissée

¹ Cet éboulement date du 29 juillet 1715. ALPH. FAVRE, *Recherches géologiques en Savoie*, 1867, tome II, page 12.

d'une multitude de petits monticules coniques et on y voit même un petit lac au NE de Pallud; son front est bifurqué en deux langues qui atteignent le Foron. En aval de Bogève les argiles glaciaires à cailloux striés affleurent, par places, dans les berges du Foron; ainsi à l'W de Pallud et en aval de Bréna.

Les dépôts glaciaires de la vallée de Bogève sont surtout formés d'éléments locaux (beaucoup de Lias, de Dogger et de Malm, et même du Crétacique supérieur) auxquels sont mêlées en petite quantité des pierres d'origine plus éloignée (Malm des Hautes Alpes, grès de Taveyannaz et brèche du Chablais). Alphonse Favre, qui signale déjà ces dépôts morainiques¹, a montré qu'on pouvait les attribuer aussi bien au glacier de la Dranse arrivant par Lullin, qu'à celui du Giffre franchissant la partie basse des Brasses. Parmi les observations que j'ai pu faire, aucune ne me permet d'adopter une de ces hypothèses plutôt que l'autre.

Dans les **parties hautes de la montagne** on trouve peu de glaciaire, sauf sur les replats du chalet des Brasses et de la Châr, sur le versant S de la Comba-des-Neus et dans le vallon de la Mouille (près des Neus).

Dans le creux de **Vernand** les pentes d'éboulis occupent une assez grande place, mais le glaciaire est aussi passablement développé; il est caractérisé par la prédominance des éléments locaux et par une très faible proportion du matériel argileux.

Alphonse Favre y mentionne pourtant plusieurs roches d'origine haut alpine et même du granit.

La région de **La Tour**, qui est située en dehors de ma carte, au S d'Entreverges, possède un système de moraines frontales du glacier du Giffre déjà mentionné soit par Alph. Favre, soit par M. Lugeon², et que M. E. Brückner³ rattache à la phase de retrait du stade de Bühl. Directement au N de ces moraines, l'éperon liasique qui domine les maisons de Previère, récemment mis à nu par une exploitation de gravier, montre une surface moutonnée et striée sur une dizaine de mètres de hauteur.

¹ ALPH. FAVRE, loc. cit., tome I, p. 143.

² M. LUGEON, Recherches sur l'origine des vallées dans les Alpes occidentales, *Annales de Géographie*, 1901, tome X, p. 410.

³ A. PENCK & E. BRÜCKNER, *Die Alpen im Eiszeitalter*, 1909, tome II, p. 573.

Dans la vallée d'**Onion** les dépôts de moraine de fond sont bien développés et très épais, car le Risse est dominé, soit au pont de la Trappe, soit un peu en aval d'Onion, par des berges très élevées qui en sont uniquement formées. On y voit, à part des éléments locaux, du grès de Taveyannaz, des calcaires à Orthophragmina, du Malm des Hautes Alpes et surtout de nombreux blocs de brèche du Chablais qui, au SE d'Onion, atteignent des dimensions assez considérables. La situation générale de cette vallée, ainsi que la composition des moraines qui s'y trouvent, confirment l'idée que la langue de glacier qui y a pénétré venait de la région de Mieussy.

Le bassin de **Saint-Jeoire**, avec ses petites collines « enterrées » dans une terrasse d'alluvions, mériterait une étude détaillée que je n'ai pas eu le temps d'entreprendre; j'ai seulement noté quelques détails en passant. Au pied de la pente SE du Turchon se trouve un dépôt morainique qui, contrairement à ce qui existe partout ailleurs dans le massif des Brasses, est presque entièrement formé de roches cristallines, entre autres de granit du Mont-Blanc. C'est donc une moraine du glacier de l'Arve, comme l'ont déjà admis Alph. Favre¹ et M. Douxami après lui. Ce dépôt doit être plus ancien que les moraines de La Tour et appartenir à une époque voisine du maximum würmien, pendant laquelle le glacier de l'Arve occupait une partie du bassin du Giffre.

A 4 ou 500 m. à l'E de la carrière de Pouilly se trouve, un peu au-dessus de la rive gauche du Risse, un dépôt de delta dont les couches sont inclinées vers l'aval et surmontées par un dépôt torrentiel grossier. Un autre dépôt de delta, avec des éléments plus fins et correspondant aussi à un courant dirigé N-S, est visible au bord de la terrasse à 400 ou 500 m. à l'E de la Ravoire. Près d'Entreverges, on en voit encore un autre avec des couches inclinées vers le SW. Enfin un dépôt de delta très régulier, formé de sable et de petit gravier, dont les couches alternantes sont inclinées (30°) vers le NW, est exploité dans la partie supérieure de la terrasse qui domine le Pont du Risse, à 300 m. au SE des maisons de Chounaz. Ces différents deltas lacustres, dont la surface est à environ 600 m. d'altitude, me semblent s'être déposés dans un lac temporaire occupant le bassin de Saint-Jeoire, retenu d'un côté par le glacier de l'Arve qui barrait la vallée de

¹ ALPH. FAVRE, loc. cit., tome II, p. 142.

Marignier, et de l'autre par les moraines et le cône de transition de La Tour par où ce lac devait s'écouler. Les deltas lacustres de Pouilly, de la Ravoire et d'Entreverges auraient été formés par le Risso sortant des gorges d'Onion, et le dépôt lacustre de Chounaz par le Giffre à la sortie de la gorge de Mieussy.

Des poudingues très durs apparaissent aussi dans quelques endroits au flanc des terrasses du Risso, mais leur cimentation est probablement due à l'action de sources incrustantes, comme celle qui a revêtu de tuf la terrasse de Pouilly.

Je répète, en terminant, que mes observations concernant ces dépôts quaternaires demandent, sur beaucoup de points, à être confirmées par une étude détaillée et ne peuvent avoir qu'un caractère préliminaire.

Il faudrait encore ajouter quelques mots au sujet des blocs erratiques que j'ai rencontrés dans le massif des Brasses. Ce sont d'abord quelques morceaux de grès de Taveyannaz trouvés aux Echots et, à la même altitude, près de l'Herbette d'en haut ; c'est ensuite une énorme dalle d'un calcaire schisteux de couleur sombre, appartenant probablement à l'Hauterivien des Hautes Alpes, situé près des Neus (alt. 1420) ; puis un bloc assez gros du grès carboniférien de Tanninge, à demi enfoui dans le terrain, près du Col de Vernand (alt. 1420) ; enfin un bloc de quartzite de 2 ou 3 m. de long, posé en évidence au sommet de la colline 1340 (dite : le bois des Pointes) au NE de Fargueuse.

TECTONIQUE

Au point de vue tectonique, le territoire qui fait l'objet de cette étude peut être divisé en zones dirigées à peu près du N au S, qui se succèdent de l'W à l'E dans l'ordre suivant :

1^o Une zone frontale, occupant la vallée de Bogève et le bas des pentes des Brasses, où le Trias chevauche sur le Flysch, et qui comporte trois plis imbriqués en écailles.

2^o Une zone comprenant le côté occidental de la partie culminante des Brasses, formée des anticlinaux N^{os} 1, 2 et 3, qui sont des plis élevés et comprimés, mais peu déjetés.

3^o Une zone de plis plus largement chevauchants (4, 4^b et

4^e) qui forme essentiellement le versant oriental des Brasses et une partie de la région culminante.

4^o Une zone bordant le synclinal de Flysch de Mieussy, dont les plis (5, 6 et 6^b) sont plus bas et plus simples.

Il est intéressant de constater, dès maintenant, qu'on retrouve ainsi, dans les Brasses, une succession d'éléments tectoniques rappelant celle que M. Bertrand a trouvée au Môle. Nous verrons plus loin que cette concordance est moins simple qu'elle ne paraît à première vue, compliquée qu'elle est par des phénomènes de relayement.

Nous allons entreprendre l'étude de ce faisceau de plis en allant de l'W à l'E, c'est-à-dire en partant des anticlinaux les plus externes pour terminer par les plus internes.

Vallée de Bogève et base occidentale des Brasses.

La vallée de Bogève est caractérisée par le chevauchement des masses du Trias et du Lias sur le Flysch appartenant aux Préalpes externes (Voirons et Vouan). Le Flysch a des plongements un peu irréguliers, mais qui sont généralement dirigés vers l'E ou le SE, et le plan de chevauchement a la même inclinaison générale.

L'état de démantèlement très avancé de cette bordure externe des Préalpes médianes et l'extension des dépôts quaternaires empêchent de suivre la tectonique de cette zone dans le détail. On peut seulement reconstituer quelques profils locaux.

La meilleure coupe que l'on puisse faire de cette région (profil IV) traverse la vallée vers la moitié de sa longueur, entre la colline des Aulx à l'W et la Santa-Marion à l'E. Elle comprend trois zones triasiques qui prennent plutôt la forme d'écailles isoclinales que de plis.

La première de ces zones est celle qui forme la colline des Aulx avec le versant droit de la vallée du Foron, entre Buquigny et le Vorpex. Elle débute à la base par les corgneules du Trias, sur lesquelles se superposent régulièrement les calcaires dolomitiques, le Rhétien, l'Infracrétien et le Lias (facies Meillerie), qui plongent très fortement vers l'ESE, et enfin les schistes toarciens affleurant à Bréna. Dans les seuls endroits où l'on puisse voir le contact du Trias avec le Flysch

sous-jacent, aux Crêts et au Vorpex, on ne trouve pas trace de jambage renversé.

L'écaille suivante, que j'appellerai écaille de Pagnod, se compose d'un Trias très épais, de Lias et de Dogger calcaire plongeant d'environ 30° au SE.

Sur cette série se superpose la troisième zone triasique, qui forme la base de ce que j'appellerai l'anticlinal des Granges-Neuves. Il prend encore la forme imbriquée et son Trias repose directement sur le Dogger précité; d'autre part, son jambage normal a subi lui aussi un laminage tel, que le Lias y est complètement supprimé et que le Dogger calcaire y est réduit à une couche irrégulière de 1 à 2 m. entre le Trias et le Malm.

Le synclinal qui lui succède du côté de l'E présente, au contraire, dans le versant N de la Comba-des-Neus, un développement régulier qui contraste avec l'allure des éléments voisins; il est formé de charnières concentriques de Dogger, de Malm et de Crétacique supérieur. Tandis que ces charnières sont reliées à l'anticlinal sous-jacent par un jambage normal très aminci, elles se rattachent, au contraire, avec l'anticlinal sus-jacent par un jambage renversé, de puissance normale et même épaisse par des replis secondaires. Dans toute cette zone, le plongement reste de 20 à 30° à l'ESE.

En cherchant le prolongement des trois écailles que nous venons d'étudier dans la direction du N (profil XIV), on arrive à la conclusion que la colline du Perret (1055), dont le Trias s'enfonce normalement sous le Lias de Bogève, équivaut à l'écaille des Aulx, que le retour de Flysch près du Col du Perret doit représenter la base de l'écaille de Pagnod, et que les masses triasiques qui s'étendent à partir de là dans la direction de l'E, doivent contenir à la fois l'écaille de Pagnod et celle des Granges-Neuves, qu'il est impossible de délimiter dans ce secteur.

Dans la direction du S., le prolongement des trois écailles offre certaines difficultés. La première d'entre elles se poursuit assez clairement par la zone triasique des Aulx-Buquigny et par les affleurements liasiques de Viuz; on peut aussi lui attribuer les marnes schisteuses à Posidonies des Mogets. L'écaille de Pagnod se retrouve dans les affleurements triasiques des pentes dominant les Mogets. Quant à la dernière écaille, elle ne se retrouve pas, car la région de la Groui, à l'E des Mogets, se relie à une autre zone tectonique dont nous parlerons dans les chapitres suivants.

Anticlinal N° 1.

L'élément tectonique le plus apparent que l'on rencontre sur le versant externe des Brasses est la longue zone de Crétacique supérieur qui débute au NE de Viuz, passe vers la Santa-Marion et se poursuit jusqu'au N de la Vagière.

Ce Crétacique supérieur avait été interprété par E. Renevier comme l'axe d'un synclinal bordé de chaque côté par une bande de Malm et il a été reporté comme tel sur la carte. Nous avons vu plus haut (p. 512—513) que les calcaires blancs marqués en Malm par Renevier sont de l'Infracrétacique. En outre, vers la Santa-Marion, ces calcaires blancs sont séparés du Crétacique supérieur par une zone de corgneules. C'est pourquoi j'ai remplacé l'interprétation de Renevier par la notion d'un bombement anticlinal de la nappe des Brasses et de son soussoubasement, faisant surgir au cœur de ce pli une lame de Crétacique supérieur¹.

Anticlinal N° 1 au N de la Comba-des-Neus.

Nous commencerons par étudier ce curieux anticlinal (N° 1) dans la région de la Santa-Marion, où il se présente d'une façon particulièrement nette.

Dans le voisinage immédiat de la Santa-Marion, le Crétacique supérieur est séparé du synclinal des Granges Neuves, comme nous l'avons vu plus haut (p. 555), par un jambage renversé qui comprend (fig. 15) : 1^o des corgneules, 2^o des calcaires blancs de l'Infracrétacique, 3^o du Lias spathique épaissi par un repli secondaire, 4^o du Dogger, 5^o du Malm. Le tout plonge fortement vers l'ESE. Ce profil se poursuit vers le N jusqu'aux Rôties d'Aval et à la Vagière, vers le S jusque dans le ravin de la Comba-des-Neus.

Le jambage E de ce bombement anticlinal présente une complication de plus; en effet, au lieu de voir le Crétacique supérieur en contact avec le Trias, on trouve qu'il en est séparé par une série presque complète qui comprend, de l'W à l'E, c'est-à-dire à partir du Crétacique : 1^o un peu de Malm,

¹ Des lames de charriage, entraînées dans le plan de chevauchement, ont été observées entre autres par M. FR. JACCARD dans son étude sur *La région de la Brèche de la Hornfliuh* (Bulletin des Laboratoires de Géologie, etc., de l'Université de Lausanne, 1904. N° 5, p. 137, 141, 166, 170, etc.). Mais il s'agit en général d'écailles beaucoup moins épaisses que celle du pli N° 1 des Brasses.

2^e du Dogger calcaire, 3^e du Lias spathique. Cette série est évidemment un reste de jambage renversé de la nappe des Brasses et il faut se représenter qu'elle est sous-jacente au Trias de cette nappe, comme le Crétacique supérieur, et qu'elle a été relevée comme lui dans le grand bombement an-

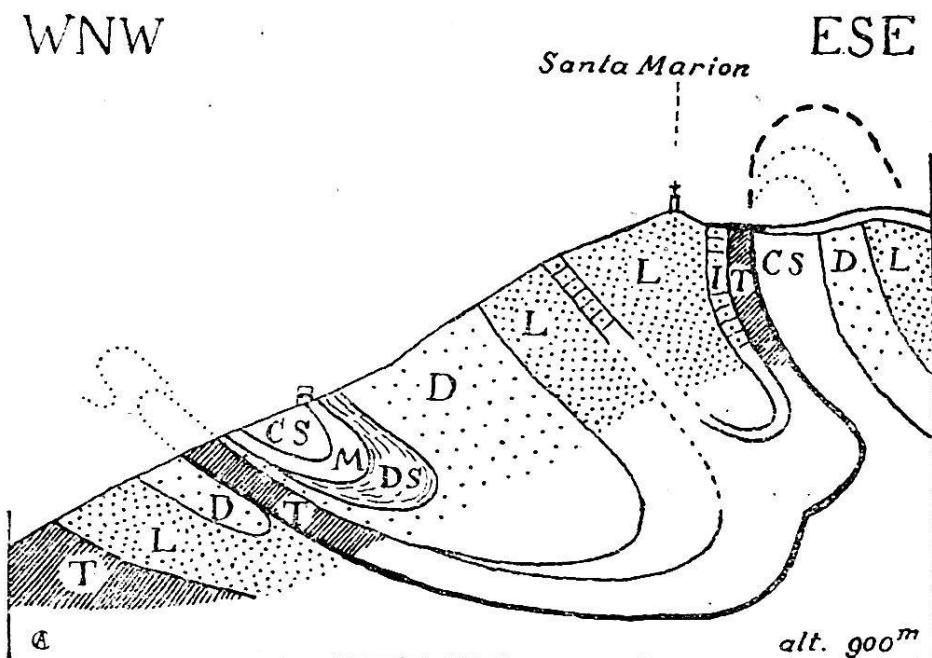


FIG. 15. — Synclinal des Granges-Neuves.

T Trias I Infracrétacique L Lias D Dogger calcaire DS Marnes schisteuses à Posidonies M Malm CS Crétacique supérieur

ticinal du pli N° 1. Le fait qu'il n'y a aucune différence lithologique entre ce reste de jambage renversé et les assises des Brasses elles-mêmes n'infirme pas du tout cette interprétation, et par contre, l'épaisseur très faible du Malm et l'aminissement de l'ensemble des couches vers le N jusqu'à disparition complète, sont tout à fait conformes à cette idée.

Anticlinal N° 1 au S de la Comba-des-Neus.

Dans les pentes qui dominent Viuz vers le NE, le Crétacique supérieur réapparaît dans une situation qui permet de le raccorder avec la zone supracrétacique de la Santa-Marion, quoique le raccord ne soit pas visible en surface entre la Châr et la Comba-des-Neus.

Comme dans le profil de la Santa-Marion, on voit s'intercaler, entre le Crétacique supérieur et le Trias de la nappe des Brasses, une écaille renversée de Lias et de Dogger, mais

ici (fig. 17) cette écaille est développée sur le jambage externe de la voûte crétacique et manque du côté de l'E. Entre les deux profils, vers la Châr, il semble du reste que cette même écaille couvre anticlinalement le Crétacique, en formant ainsi un pont entre les deux jambages opposés, dans lesquels nous la trouvons successivement vers le N et vers le S. Cette écaille peut être suivie constamment du plateau de la

W

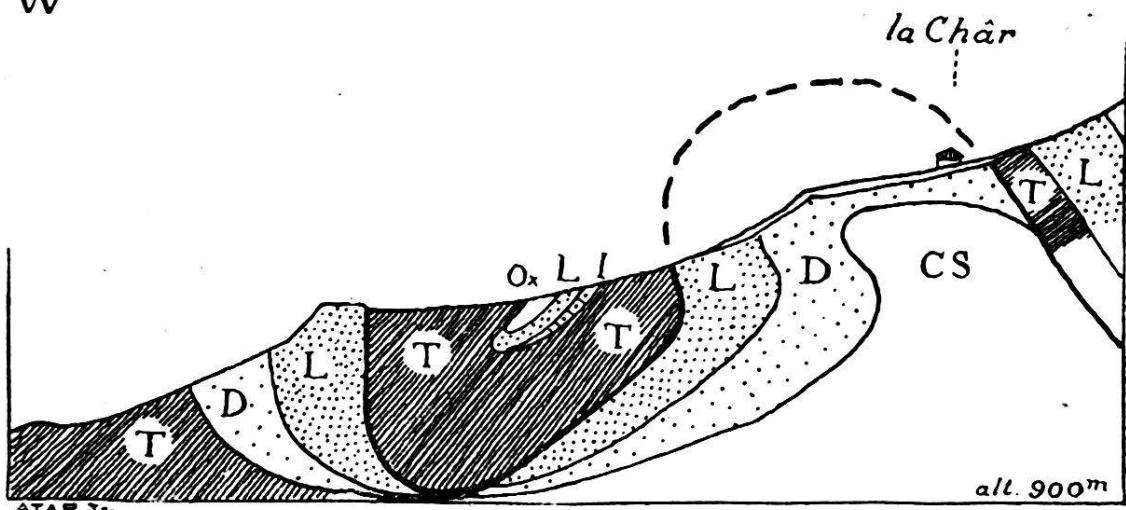


FIG. 16. — Profil passant au S de la Comba-des-Neus.

T Trias **I** Infracrétacique **L** Lias **D** Dogger calcaire **Ox** Oxfordien
CS Crétacique supérieur

Châr, par Senoche et Prâmion, dans la direction de Thézier, montrant toujours la superposition sur le Crétacique supérieur d'une série renversée de Dogger, de Lias et de Trias.

D'autre part, à environ 500 m. à l'E des Mogets, on rencontre, après le Trias, une série toute semblable de Dogger, Lias et Trias (fig. 16). L'analogie de cette coupe avec celle de Prâmion semble nécessiter un raccord entre elles. Dans ce cas-là, le Trias, qui est développé dans une zone importante entre la Comba-des-Neus et Senoche, doit correspondre à la fois aux deux zones triasiques des Granges-Neuves et de la Santa-Marion (profil IV), confondues par suite de la disparition par déchirement de tout le synclinal intermédiaire. Le seul reste de ce synclinal que j'ai pu trouver au S de la Comba-des-Neus, consiste en quelques mauvais affleurements d'Infracrétacique, de Lias et de calcaires rouges oxfordiens entourés de Trias, qui apparaissent à environ 300 m. au N de la Groui (profil III).

Ainsi, comme le montrent les profils III et IV, le Trias de la base de la nappe des Brasses s'enfonce synclinalement dans

un soubassement formé d'une écaille jurassique renversée et d'une écaille supracrétacique. Tandis qu'au N de la Comba-des-Neus ce synclinal est profondément enfoncé à l'E et rempli de terrain mésozoïque, au S de cette coupure il est beaucoup moins profond et le Trias y subsiste pour ainsi dire seul.

Le phénomène des déchirements longitudinaux paraît

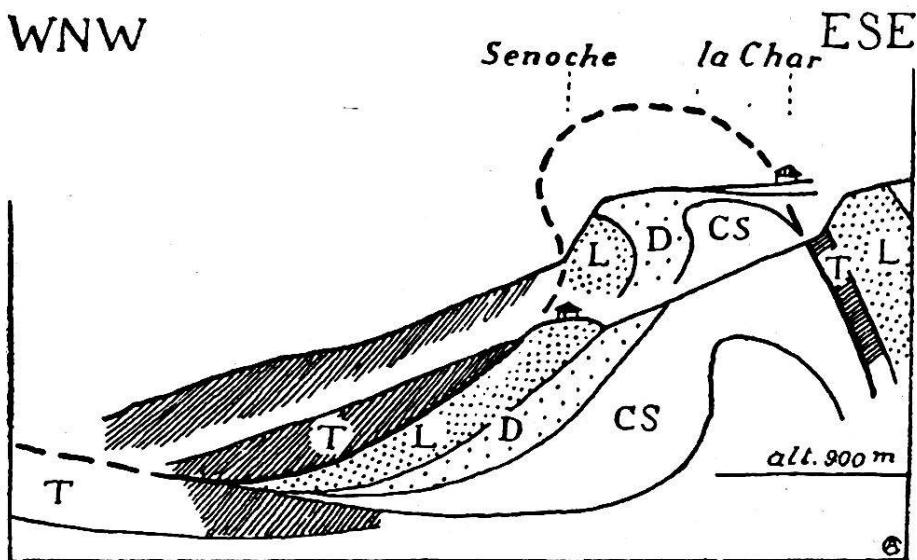


FIG. 17. — Profil passant par Senoche.

T Trias L Lias D Dogger calcaire CS Crétacique supérieur

prendre ici une grande importance ; c'est d'abord à cette cause que je crois devoir attribuer l'interruption brusque du synclinal jurassique-crétacique des Granges-Neuves à la Comba-des-Neus ; ensuite j'explique de la même façon l'absence de Lias et de Dogger dans le ravin qui descend de la Groui vers Thézier. Ici le déchirement coïnciderait avec un changement brusque dans le plongement des couches, qui sont inclinées d'environ 40° vers le NW au-dessous de Prâmion, tandis que, dans l'éperon liasique de la Groui, elles sont verticales.

Voyons maintenant, dans les pentes qui dominent Viuz, quelles sont les relations de la zone de Crétacique supérieur avec les éléments tectoniques qui la bordent à l'E.

Tout d'abord, à environ 300 m. à l'E de Senoche (profil II), on peut voir directement sur le Crétacique supérieur une mince couche de Trias plongeant à l'ESE sous une série normale de Lias et de Dogger. Ici encore le Crétacique supérieur joue par conséquent le rôle de soubassement relativement à

la nappe des Brasses. En opposition avec ce que nous avons vu, soit vers l'W, soit vers le N, tout reste de jambage renversé fait défaut.

En descendant de Senoche vers Ville, on peut observer une coupe fort curieuse, qui comprend de l'W à l'E les éléments suivants, plongeant tous presque verticalement vers l'E : 1^o une zone principale de Crétacique supérieur, 2^o du Malm ¹, 3^o de l'Oxfordien, 4^o des marnes schisteuses à Posidonies, 5^o du Dogger calcaire, 6^o du Lias, de l'Infracrétacique et du Trias qui paraissent broyés les uns avec les autres (le dessin de ces couches dans le profil II est très schématisé), 7^o une nouvelle zone de Crétacique supérieur très mince, sur laquelle s'appuie la série normale de Lias et de Dogger de Prabé-Ville. Ici l'écailler sous-jacente à la nappe des Brasses montre donc, sous le Crétacique, tous les termes du Jurassique et du Trias, très amincis et développés en une sorte d'anticlinal laminé. Ce curieux pli doit correspondre au cœur de la zone anticlinale crétacique que nous avons suivie jusqu'à la Vagière.

Enfin, plus bas que tous les affleurements de Crétacique supérieur, à environ 600 m. au SSW de Senoche, on trouve une couche de Flysch (voir p. 550) recouverte par du Trias avec lequel elle est en contact visible. Celui-ci doit évidemment appartenir à la même écailler que les couches dont il a été question plus haut et qui forment anticlinal au milieu du Crétacique supérieur; le Flysch placé sous ce Trias correspond au soubassement de tout le système chevauchant des Brasses, qui a été probablement relevé ici par une dislocation en forme d'écailler ou de pli. La présence du Flysch, dans cette position, est une preuve de plus que la zone de Crétacique supérieur de la Santa-Marion n'est pas un synclinal de la nappe des Brasses, mais au contraire, un relèvement anticlinal de son soubassement.

Résumé général sur la tectonique de l'anticlinal N° 1.

En résumé, l'anticlinal N° 1, au lieu d'être formé d'une série homogène et stratigraphique, se compose d'éléments hétérogènes, superposés tectoniquement et finalement ployés en un anticlinal. Cette série complexe comprend, de la base au

¹ Carrière des Clavères à 300 m. au SSW de Senoche.

sommet (profil II) : 1^o une couche de Flysch; 2^o une écaille mésozoïque normale, mais laminée, allant du Trias au Crétacique supérieur; 3^o une écaille renversée de Dogger et Lias ayant appartenu au jambage renversé de la nappe des Brasses; 4^o la série normale de la nappe des Brasses.

Comme forme, l'anticlinal N° 1 se présente avec deux aspects assez différents : dans la région de Viuz, il est semblable à une voûte évasée (profils II et III); à partir de la Santa-Marion, il est beaucoup plus comprimé et déjeté à l'W (profils IV, VII, IX et X).

Synclinal 1—2.

Le synclinal qui sépare l'anticlinal N° 1 de l'anticlinal N° 2, dont nous nous occuperons plus loin, est peu profond. Il comprend, dans sa partie méridionale, une zone de Lias et de Dogger calcaire qui va de Ville à Prâbé (profil II); après une longue disparition, sous les dépôts quaternaires, il réapparaît à 300 m. au S du chalet des Brasses sous la forme d'un affleurement de Dogger (profil IV); finalement, à 600 m. au N de ce chalet, il est marqué par des couches de Lias spathique et d'Infracrétacique faisant saillie entre deux zones triasiques (profil VI). Il se poursuit jusque vers les Bons, au N desquels il meurt par suite de la fusion des anticlinaux N°s 1 et 2 (profils IX et X).

Ce synclinal s'enfonce, en général, vers l'E ou l'ESE, mais avec un plongement très fort qui se rapproche de la verticale, surtout dans la partie S.

Anticlinal N° 2.

L'anticlinal N° 2, auquel appartient la zone de Lias de l'arête principale, est un des plus réguliers du massif et, en même temps, un des plus élevés. C'est un simple pli chevauchant dont les assises plongent fortement vers l'E. Sa partie axiale est formée d'une zone de Trias, qui passe immédiatement à l'W de l'arête principale et qui n'affleure qu'au N et au S des pâturages de la Châr et des Brasses.

On trouvera une série de coupes successives de cet anticlinal dans les profils I, II, III, IV, VI et IX.

A son extrémité S, lorsqu'il débute près de Previère, l'anticlinal N° 2 est formé uniquement d'assises de Lias et de Dogger tout à fait verticales et d'une épaisseur extraordinaire (profil I).

Dans la région de Vers-Taux et de la Tassonnière (à 450 m. au SSE de Senoche) il comprend une étroite zone triasique, sur laquelle s'appuient, vers l'E, l'Infracrétacique et le Lias du jambage normal¹, tandis que vers l'W (profil II), le jambage renversé n'est représenté que par quelques bancs de Lias spathique qui reposent sur le Dogger du synclinal 1—2. Dans le jambage normal le Lias et le Dogger sont extrêmement puissants, tandis que le Malm et le Crétacique inférieurs sont absents entre les marnes schisteuses à Posidonies et le Crétacique supérieur de Vernand.

Dans la région de la Pointe des Brasses (profil III), à part le Trias qui est caché sous les éboulis, la série est la même que vers la Tassonnière. Mais, vers les Neus (profil IV), on trouve sur un court espace des plongements vers l'W, qui sont tout à fait exceptionnels dans cet anticlinal.

A partir du Château-Cornu, le Lias s'abaisse énormément, et, en même temps, le pli prend la forme d'un simple anticlinal déjeté vers l'W. Son cœur triasique, qui chevauchait sur le Dogger au NW du Château-Cornu, s'élargit sensiblement un peu plus au N (profil VI) et se trouve bordé, à l'W, par l'Infracrétacique et le Lias dont il a été question plus haut. Ces dernières couches plongent de 50° environ vers l'E, et le jambage normal dans son ensemble plonge faiblement vers l'E et vers le NE.

Finalement, vers les Bons, la voûte de Lias semble se refermer complètement sur le Trias, de sorte que vers la colline de la Vagière, l'anticlinal, s'il existe encore en profondeur, n'est plus différencié en surface (profil X).

La direction générale de l'anticlinal № 2 est le NNE. Dans l'extrême méridionale de la chaîne, il prend une direction N-S, qui marque une tendance à la courbure des axes vers l'E signalée dans les plis du Môle.

Synclinaux 2-3'-3.

La zone synclinale qui sépare les anticlinaux № 2 et № 3 est formée de deux replis synclinaux, marqués sur presque toute leur longueur par deux bandes de formation crétacique. Ceux-ci, bien distincts dans la partie S, se rejoignent et se confondent tout à fait sur une faible longueur au S des Neus, puis se séparent de nouveau au N de ce point par suite du développement d'un repli intermédiaire assez important (3');

¹ Voir Lias, p. 46 et fig. 4 et 5.

enfin ils disparaissent tous deux sous les dépôts quaternaires, après Chaîne d'Or. Ces deux synclinaux présentent entre eux des différences assez constantes, soit au point de vue stratigraphique, soit au point de vue tectonique. Ils ont en commun l'absence presque continue de Malm et leur étroitesse¹. Mais, tandis que celui de l'W a des marnes schisteuses à Posidonies sur toute sa longueur, celui de l'E ne possède, en fait de schistes, que ceux du Crétacique supérieur; puis, tandis que le premier a une position verticale, ou tend même à s'enfoncer vers l'W, le second montre, au S du Col de Vernand tout au moins, un plongement vers l'E; enfin le second est beaucoup plus étroit que le premier et même, au S de Chaîne d'Or, sur une longueur de 700 m., il disparaît totalement par laminage.

Si nous considérons ces deux synclinaux dans le vallon de Vernand (profil II), nous trouvons celui de l'W formé d'une bande de Crétacique supérieur bordée, de part et d'autre, de marnes schisteuses à Posidonies et de Dogger calcaire. Il commence si brusquement au N des Mottais, qu'il semble qu'il y ait là un décrochement E-W, n'ayant que quelques mètres de rejet, mais suffisant pour expliquer cette brusque apparition; cette faille pourrait être en relation avec le changement de direction que nous avons mentionné ci-dessus dans l'anticlinal N° 2.

Le synclinal de l'E commence assez haut dans le flanc de la vallée et n'est qu'une étroite bande de Crétacique, pincée dans le Dogger calcaire, avec un peu de calcaire dur oxfordien². Dans le fond du vallon de Vernand, les dépôts glaciaires cachent tout, mais les sources qui avoisinent les maisons sortent peut-être du synclinal de l'E.

Dans la région du Col de Vernand et des Neus (profil III) les deux synclinaux sont confondus en une seule zone de Crétacique supérieur reposant à l'W sur des marnes schisteuses à Posidonies et plongeant à l'E sous le Lias renversé de l'anticlinal N° 3.

Un peu plus au N, sur l'arête qui s'élève du Col de Vernand à la Pointe des Brasses, on constate un plongement

¹ Ces deux caractères se retrouvent dans le synclinal de Crétacique supérieur que M. Bertrand a reconnu dans le flanc du Môle au SE de La Tour et dans lequel il signale les mêmes particularités, loc. cit., p. 27. Ce synclinal n'a malheureusement pas été porté sur la *carte géologique de France*.

² Dans cet endroit j'ai recueilli un échantillon de brèche de friction où l'on voit de petits morceaux de calcaire dur oxfordien pris dans une pâte rouge de Crétacique supérieur.

vers l'W dans les marnes schisteuses à Posidonies ; il marque une tendance de la zone synclinale à se diviser en deux pointes divergentes (profil IV). Du reste, immédiatement au-dessous de ce point, à 100 m. au N des Neus, les deux digitations sont de nouveau définitivement séparées ; celle de l'W est formée d'une bande de marnes schisteuses à Posidonies, comprise entre du Dogger calcaire et du Lias ; celle de l'E ne possède pas de marnes schisteuses à Posidonies et ne contient que du Crétacique supérieur et un peu de Malm.

A partir de Ballavuârde (profil V), le repli anticlinal intermédiaire (3') est assez accusé et donne lieu à une crête liasique continue. Par contre la digitation synclinale de l'E s'amincit rapidement vers le N et n'est bientôt plus indiquée que par du Dogger calcaire. Un peu plus loin, dans la partie N de la colline de Chaîne d'Or, ce synclinal réapparaît, chevauché par du Trias et représenté par du Crétacique supérieur et des roches résistantes que j'ai attribuées aux calcaires durs oxfordiens (profil VIII) ; je suppose donc que cette disparition momentanée est due à un déchirement des deux jambages syncliniaux, entre deux plis déjetés en sens inverse. Cette interprétation est figurée dans le profil VI.

Les deux syncliniaux 2-3'-3 frappent à première vue par leur sinuosité ; leurs axes, dirigés tout d'abord vers le NNE dans leur partie méridionale, tendent vers le NE au-dessous des Neus, puis s'incurvent avant Chaîne d'Or de façon à prendre finalement la direction du NNW dans leur extrémité septentrionale. Cette inflexion ne peut pas être attribuée à une simple influence du plongement des couches et des variations d'altitudes, car dans toute la région comprise entre les Neus et Chaîne d'Or, les plongements sont presque verticaux. C'est bien une sinuosité de l'axe lui-même, due à la poussée plus forte des anticlinaux chevauchants de la Pesse et des Prâvis.

Anticinal N° 3.

L'anticinal N° 3 est assez semblable à l'anticinal N° 2 par sa dimension, mais présente des formes beaucoup plus irrégulières. Sa trace sur la carte est donnée en gros par la zone liasique de l'arête de l'Herbelote, puis par la zone de Trias qui va du Col de Vernand, par Ballavuârde, jusqu'à Chaîne d'Or.

Il débute, entre Saint-Jeoire et Entreverges, par une zone

liasique principale se continuant jusque sous l'Herbette et accompagnée à l'E par une voûte liasique secondaire qu'on doit considérer comme un simple repli. Dans cette partie de la montagne l'anticlinal est déjà chevauchant (profil I), car j'ai constaté sur deux points, à la base du Lias, la présence du Trias directement en contact avec le Dogger sous-jacent.

Le jambage normal comprend un Dogger calcaire très puissant, probablement épaisse par le repli précité, puis une série complète d'Oxfordien, de Malm, de Crétacique inférieur et de Crétacique supérieur; le Dogger calcaire forme toute la crête et le versant oriental de l'arête de l'Herbette, et les autres assises le recouvrent depuis l'Herbette d'en haut jusqu'au bas des pentes vers Pouilly.

A 500 m. au NW de l'Herbette d'en haut, l'anticlinal N° 3 ne se montre plus que comme une zone étroite de Lias, presque directement recouverte vers l'E par des calcaires durs oxfordiens et du Crétacique inférieur. Cette zone de Lias cesse brusquement près de là, coupée par un petit abrupt qui est peut-être dû à une faille transversale. Dans le prolongement de la zone liasique, les pentes sont complètement couvertes de glaciaire.

Ce n'est que près du Col de Vernand que l'on voit réapparaître l'anticlinal N° 3 (profil III). Il se présente ici avec une forme très comprimée et des jambages incomplets. L'étroite zone de corgneules, qui forme le cœur du pli, repose à l'W sur du Crétacique supérieur, par l'intermédiaire d'un jambage renversé, constitué par une assise presque verticale de Lias; dans le jambage normal, qui recouvre le Trias à l'E, le Lias est au contraire absent et on n'y voit figurer que le Dogger calcaire, les marnes schisteuses à Posidonies et une mince couche de Malm.

Plus au N, entre les Neus et Ballavuârde, la voûte de Lias paraît momentanément se fermer sur le Trias, puis elle se rouvre un peu plus loin ; le Lias est alors supprimé dans le jambage renversé et forme au contraire une couche épaisse dans le jambage normal (profils V et VI). Les rares plongements que l'on puisse observer dans ce secteur sont presque verticaux. Plus au N (à 450 m. au S de Chaîne d'Or) le jambage occidental de cet anticlinal réapparaît sous la forme d'une couche de Lias spathique, pincée entre le Trias et le Dogger.

A Chaîne d'Or (profil VIII), le Trias de l'anticlinal N° 3 repose au contraire directement sur le Crétacique supérieur

du côté du NW, tandis qu'à l'E il est couvert par une série très épaisse de Lias et de Dogger. A partir de là la zone triasique disparaît sous le revêtement quaternaire qui couvre toute la région plus au N, tandis que le Lias et le Dogger du jambage normal affleurent encore dans la chaîne de collines qui sépare les vallons de Chaîne d'Or et de la Pesse (profil X).

Au point de vue de sa direction, l'anticlinal N° 3 peut être divisé en trois tronçons. Toute sa partie méridionale (d'Entreverges à l'Herbette d'en haut) est dirigée N-S et les nombreux plongements vers le SE que l'on y constate proviennent de l'élévation très rapide de l'axe dans cette partie de l'anticlinal. Dans le secteur médian, compris entre l'Herbette d'en haut et Ballavuârde ou la Turche, l'axe du pli forme un arc convexe vers l'W dont la corde serait dirigée vers le NNE. Cette sinuosité me semble due à la poussée que les plis chevauchants, situés plus à l'E., ont produite sur cette partie de l'anticlinal N° 3. Enfin le tronçon N (la Turche, Chaîne d'Or, Grange-Pagnou) prend une direction légèrement NNW, que l'on constate, plus ou moins, dans tous les anticlinaux de cette région et qui marque une tendance des éléments internes à remplacer les éléments externes dans la direction du N.

Synclinal 3-4.

Ce synclinal, un des plus continus des Brasses, est marqué par une zone de Crétacique supérieur passant à l'E du Col de Vernand et se dirigeant vers la Pesse.

Il débute à une certaine altitude dans les pentes qui font face à Saint-Jeoire. Il est représenté là essentiellement par les masses de Crétacique supérieur entourant Lachat, qui s'étendent jusque près des Nants et se joignent du côté de l'Herbette d'en haut avec les couches presque horizontales de Crétacique supérieur qui forment le revêtement de l'anticlinal N° 3. Dans cette région le synclinal 3-4 est profond, déjeté et même couché et ses couches plongent généralement vers l'ESE. Sa charnière, située au-dessous de Lachat et des Nants, présente un repli, marqué par un retour de Dogger entre deux zones oxfordiennes affleurant sur le chemin de Pouilly à Grange-Neuve.

Du côté de l'E le synclinal est chevauché par l'anticlinal N° 4, qui le recouvre sur toute sa largeur et repose sur le Crétacique supérieur jusque dans la région de l'Herbette. En

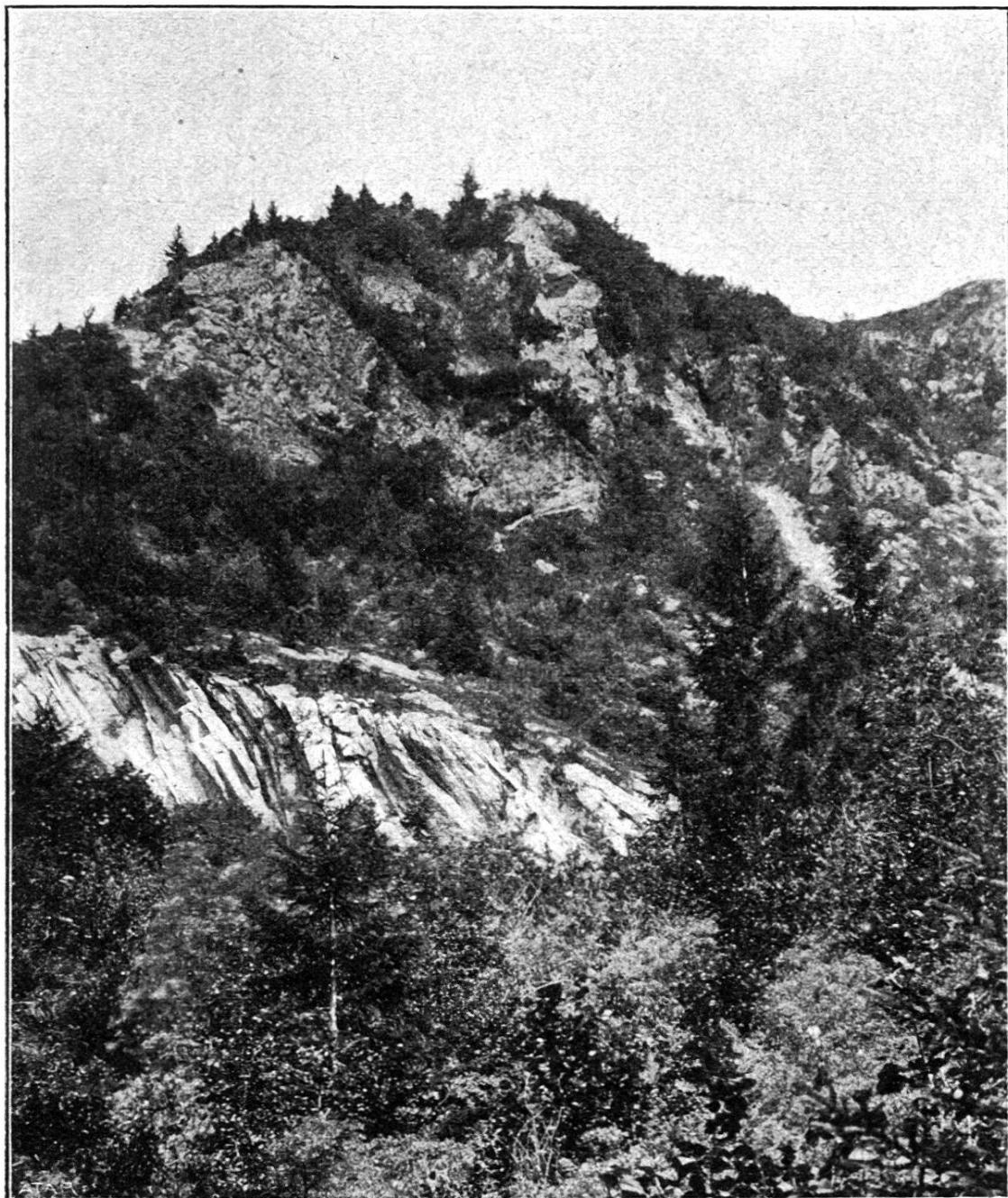
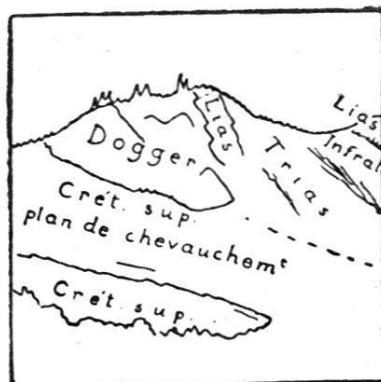


FIG. 18. — Couches du Crétacique supérieur coupées par le plan de chevauchement et surmontées par la masse chevauchante des écailles du Maupas. Vue prise du ravin de Lachat vers le NW.



regardant les pentes au-dessus de Lachat, on se rend facilement compte de ce chevauchement, car on peut voir, grâce à un affleurement très net (escarpement à 250 m. au NNW de Lachat), que les couches fortement redressées du Crétacique supérieur ont été coupées par le plan de chevauchement du pli N° 4 et supportent en discordance du Trias et du Lias, mêlés d'une façon compliquée (fig. 18 et 19).

De l'Herbette d'en haut, la zone de Crétacique intercalée entre le pli N° 3 et le pli N° 4 se poursuit, sous une forme amincie, jusqu'à 400 m. au NW des chalets, puis elle disparaît sous les éboulis; mais on la retrouve vers l'arête de Vernand, à 250 m. au S du Col. Dans cette partie culminante, située vers la Crête de Vernand et dans la combe de la Mouille (profil III) le synclinal prend la forme d'un pli déjeté, plongeant vers l'ESE, et possédant ses deux jambages de Malm qui le rendent très visible sur le terrain, malgré les dépôts glaciaires qui, par places, cachent complètement le Crétacique supérieur. Sa présence, dans ce secteur, est du reste indiquée très correctement sur la *carte géologique de France*.

A partir du bas de la Mouille, dans la direction du N, ce synclinal reste marqué par une bande axiale de Crétacique supérieur. Du côté de l'W ces couches s'appuient contre un jambage complet de Jurassique très redressé et même plongeant à l'W. Du côté de l'E (profil IV) elles sont recouvertes, sur environ 500 m. à partir de la Mouille, par un jambage renversé de Dogger calcaire et de marnes schisteuses à Posidonies. Ici les affleurements sont beaucoup moins complets et il n'est pas possible d'établir de coupe précise, mais on doit admettre que ce Dogger et ces marnes schisteuses à Posidonies appartiennent à l'anticlinal N° 4, qui recouvre le synclinal 3-4 jusqu'au moment où, par l'abaissement considérable de son axe, le pli prend extérieurement la forme d'une simple voûte de Dogger (à 900 m. de la Mouille), puis de Malm, 200 m. plus loin (profil VI). Les plongements à l'W que l'on constate dans ce synclinal crétacique doivent être dus à un pli en retour de l'anticlinal N° 3, en relation avec l'abaissement de l'anticlinal N° 4, et, en général, avec l'ensellement transversal d'Onion.

Dans le secteur compris entre les Pûzes et la Pesse, l'abaissement de l'anticlinal N° 4 est tel, que le Jurassique n'apparaît plus du tout en surface et que le Crétacique supérieur du synclinal 3-4 se joint en une seule masse avec celui du synclinal d'Onion.

Mais cette fusion n'est que très momentanée; déjà à la Pesse

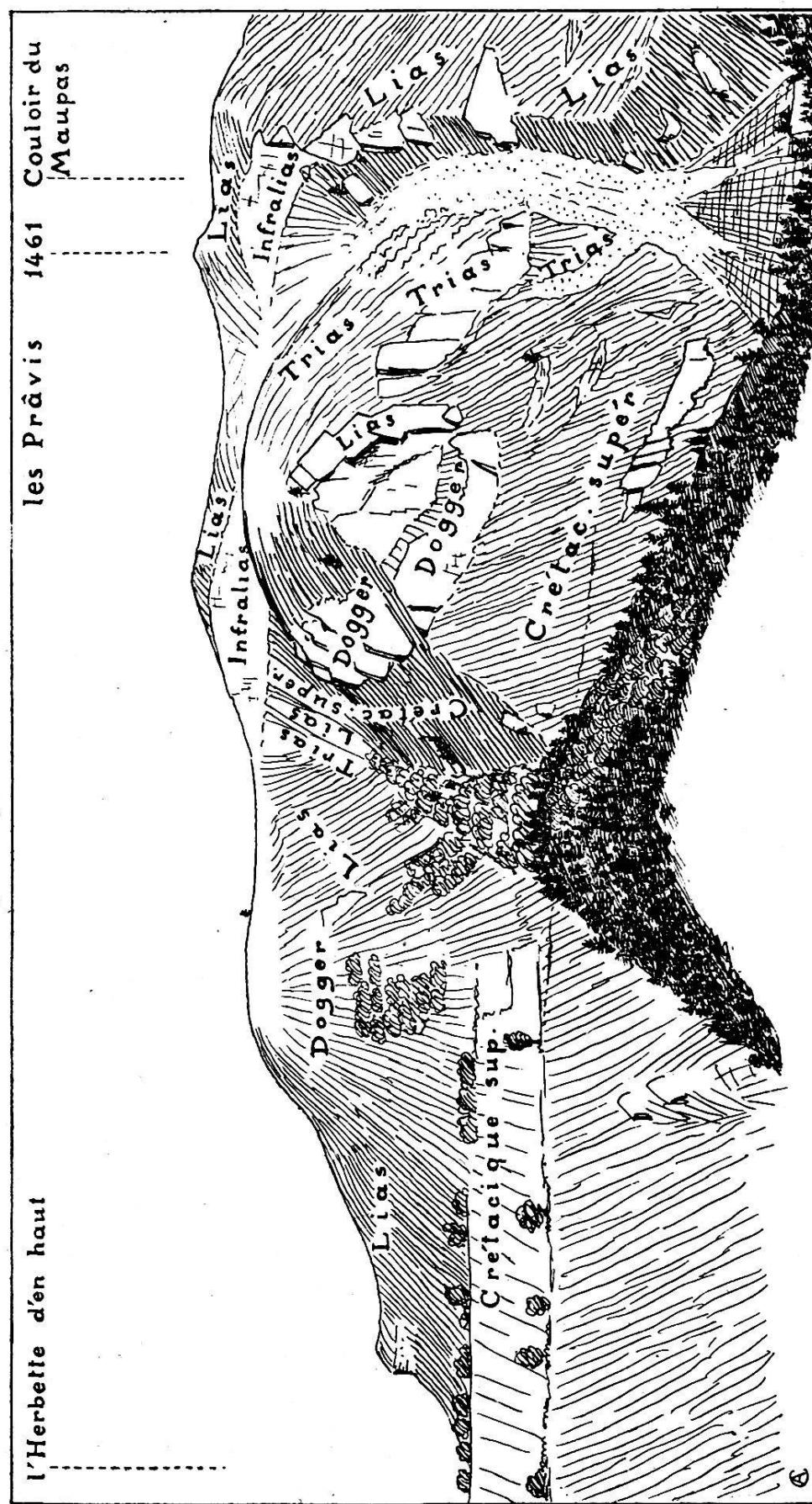


Fig. 19. — Région du Maupas et des Prâvis vue du Turchon.
A gauche l'échelle 4'; au centre les écailles du Maupas; au-dessus et à droite le chevauchement principal du pil n° 4

(profil VII) le synclinal 3-4 est de nouveau individualisé par la brusque résurgence de l'anticlinal N° 4. Son jambage occidental est formé d'une série complète plongeant fortement à l'W (60°) et dont le Malm proémine au rocher de la Pesse (monticule à l'W des maisons). La partie axiale du synclinal est formée de Crétacique supérieur, tandis que le jambage oriental se réduit à une couche de Crétacique inférieur, appuyée à l'E sur la voûte naissante des marnes schisteuses à Posidonies.

Au N de la Pesse, l'anticlinal N° 4 a repris toute l'ampleur d'un pli chevauchant à cœur triasique, et il écrase le synclinal 3-4, dans l'axe duquel on ne voit plus qu'une bande de Malm à 400 m. au N de la Pesse et, plus au N, un grand affleurement de Crétacique inférieur (profils X et XI).

Quant à la direction générale de ce synclinal, le fait le plus intéressant à noter est son incurvation à convexité tournée vers l'E, en face du bassin d'Onion ; cette incurvation doit être de nouveau une conséquence de l'ensellement transversal déjà mentionné.

Pli chevauchant N° 4 dans la région de l'Herbette et de la Joux.

La zone synclinale que je viens de décrire marque, dans le massif des Brasses, une limite très importante entre les plis plus externes, qui ont conservé des formes relativement simples, et les plis plus internes, qui sont devenus très compliqués par suite de leur resserrement intense. Ces derniers sont imbriqués et présentent, en outre, des variations d'ampleur extraordinairement rapides.

Le plus considérable de ces plis est un grand anticlinal chevauchant, dont la partie frontale forme la région culminante de la Joux. Comme la détermination exacte de sa racine présente certaines difficultés, nous commencerons par étudier la partie chevauchante de cet anticlinal (région de l'Herbette et de la Joux) ; nous chercherons ensuite ce qui peut correspondre à sa racine dans le versant oriental des Brasses, puis nous interpréterons les éléments tectoniques qui lui succèdent à l'E (zone de Pouilly à l'Aouille) ; enfin nous chercherons la continuation de ces plis vers le N, après leur disparition momentanée dans le bassin d'Onion (la Pesse, les Plaines-Joux).

Nous avons vu que les chalets de l'Herbette d'en haut se trouvent sur la voûte de l'anticlinal N° 3 formée de Dogger

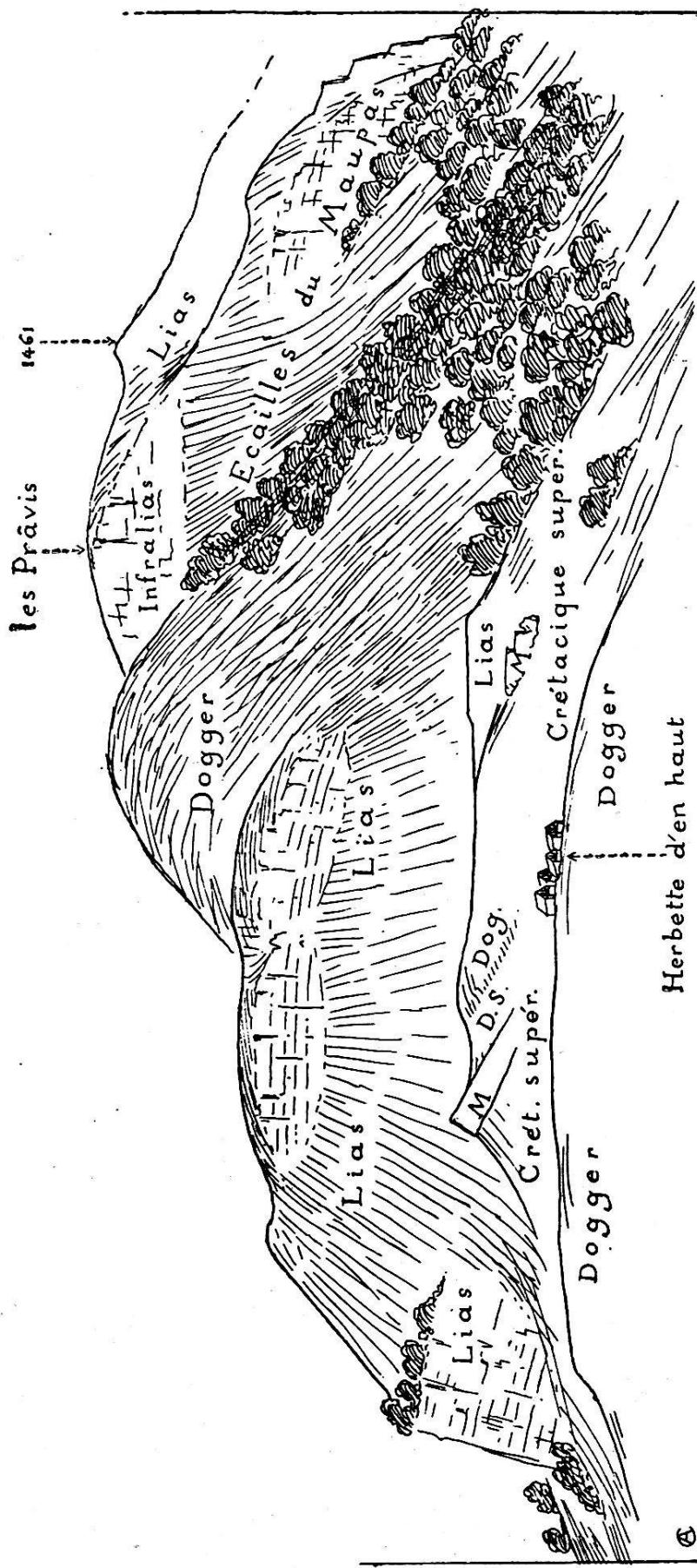


FIG. 20. — Vue de l'Herbette d'en haut vers le N.
De bas en haut : Dogger et Crétacique d'en haut vers le N.
jambage renversé ; Lias et Dogger de l'écaille 4' ; Infracéias et Lias du chevauchement principal du pli n° 4.

calcaire recouvert directement par le Crétacique supérieur. Lorsqu'on regarde de là vers le N, on voit comme deux marches d'escalier dans l'arête qui monte vers les Prâvis (voir la silhouette de cette arête dans la fig. 19). Elles correspondent l'une à une couche de Lias, l'autre à des calcaires du Dogger ; ces assises, très puissantes et presque horizontales, forment une série normale qui repose sur le sommet de l'anticlinal N° 3 par un chevauchement facile à constater (fig. 20). En effet, à environ 200 m. au NE de l'Herbette d'en haut, on voit d'abord le Crétacique supérieur en couches horizontales, nettement sous-jacentes aux assises du Lias dont nous venons de parler ; ce Crétacique contient ici quelques lits charbonneux et donne lieu à plusieurs sources. Puis dans le voisinage immédiat des chalets, on peut voir que le Lias est séparé du Crétacique par un reste de jambage renversé, formé d'un banc de Malm (qui est indiqué sur la *carte géologique de France*), d'une lame peu épaisse de marnes schisteuses à Posodonies et de Dogger calcaire. La couche de Malm, épaisse de 2 à 3 m., est brusquement redressée, de façon à plonger de 45° vers l'E ; elle fait une saillie bien visible à environ 100 m. au NW des chalets, tandis que les autres couches, à peine inclinées vers l'E, ne forment qu'un petit ressaut rocheux au NNE des maisons.

Quant aux assises normales de Lias et de Dogger calcaire qui constituent l'écaille chevauchante, elles sont horizontales, ou plongent très faiblement vers l'E. En les suivant vers le NE, où il serait normal de trouver leur continuation du côté de leur racine, on les voit buter contre une couche de Trias verticale, dont nous parlerons plus loin, et cesser brusquement ; il s'agit donc bien d'une écaille intercalée entre le dos du pli N° 3 et la base du chevauchement principal du pli N° 4 (voir profil II). Cette écaille, que nous appellerons écaille 4', doit représenter un premier front de l'anticlinal N° 4 qui, arrêté dans son mouvement en avant, a été dépassé et recouvert à son tour par le chevauchement principal (voir fig. 23).

* * *

Pour trouver la partie principale du pli chevauchant, il faut gravir l'arête au-dessus de l'Herbette d'en haut, jusque sur le Dogger de l'écaille 4'. On voit alors une nouvelle couche de Lias, qui donne lieu à un dernier ressaut et constitue tout le plateau des Prâvis.

A la base de cette masse chevauchante se trouvent des calcaires blancs de l'Infralias qui s'effilent vers l'W, tandis que,

dans la direction de l'E ils augmentent beaucoup d'épaisseur et forment une grande paroi blanche, bien visible de Saint-Jeoire (fig. 13). Ici les calcaires blancs ne chevauchent plus sur l'écailler 4', mais reposent horizontalement sur une série de couches redressées dont il sera question dans la suite (écailles du Maupas).

Un peu plus loin, au NE, ces couches chevauchantes de Lias et d'Infralias s'inclinent assez brusquement de façon à descendre le long du couloir du Maupas (profil II) où l'Infralias repose normalement sur du Trias. On suit ainsi le Lias jusqu'à l'altitude de 1200 m., où il disparaît, enlevé par l'érosion qui a mis à nu le Crétacique sous-jacent.

Le Lias de l'anticlinal N° 4, qui forme ainsi le sommet des Prâvis et les pentes au N du couloir du Maupas, est recouvert au NE par une série normale de Dogger calcaire, de marnes schisteuses à Posidonies, d'Oxfordien et de Malm, dont les assises, plongeant à l'ESE, sont coupées obliquement par le versant oriental du plateau de la Joux. Cette série complète forme une inflexion synclinale dont le Malm du Rocher des Rosiers occupe le centre (profil III). Le Lias qui affleure aux Miaz doit se raccorder par dessous cette inflexion synclinale avec la zone liasique qui passe à 200 m. au SE du Rocher des Rosiers et avec le Lias des Prâvis. Si l'on repère, en altitude, ces couches de Lias aux Prâvis et aux Miaz, on constate une descente longitudinale déjà bien marquée, qui fournit le premier indice d'un phénomène que nous verrons se produire d'une façon beaucoup plus accusée plus au N.

Parmi les phénomènes curieux que l'on observe sur le plateau de la Joux, il faut signaler une traînée de blocs de Malm (fig. 21 et 22) qui s'étend transversalement à la direction des plis à partir du Rocher des Rosiers vers l'WNW; elle passe sur le flanc N des collines 1442 (dite « Châr de la Joux ») et 1457 (dite « Vers les Pierres de la Chattonnière ») et franchit finalement la crête à l'extrémité de cette colline pour venir descendre quelque peu sur les pentes de Vernand. On peut envisager cette traînée comme le reste d'une zone de Malm faisant partie du revêtement de l'anticlinal N° 4, qui aurait peut-être été protégée par une petite faille. Mais l'infexion de cette traînée, dans le haut du vallon de Vernand, est assez défavorable à cette interprétation, et je me demande si nous ne sommes pas en présence d'une moraine locale, déposée par une langue du glacier du Giffre qui franchissait le Col de Vernand. Cette traînée représenterait le bord gauche

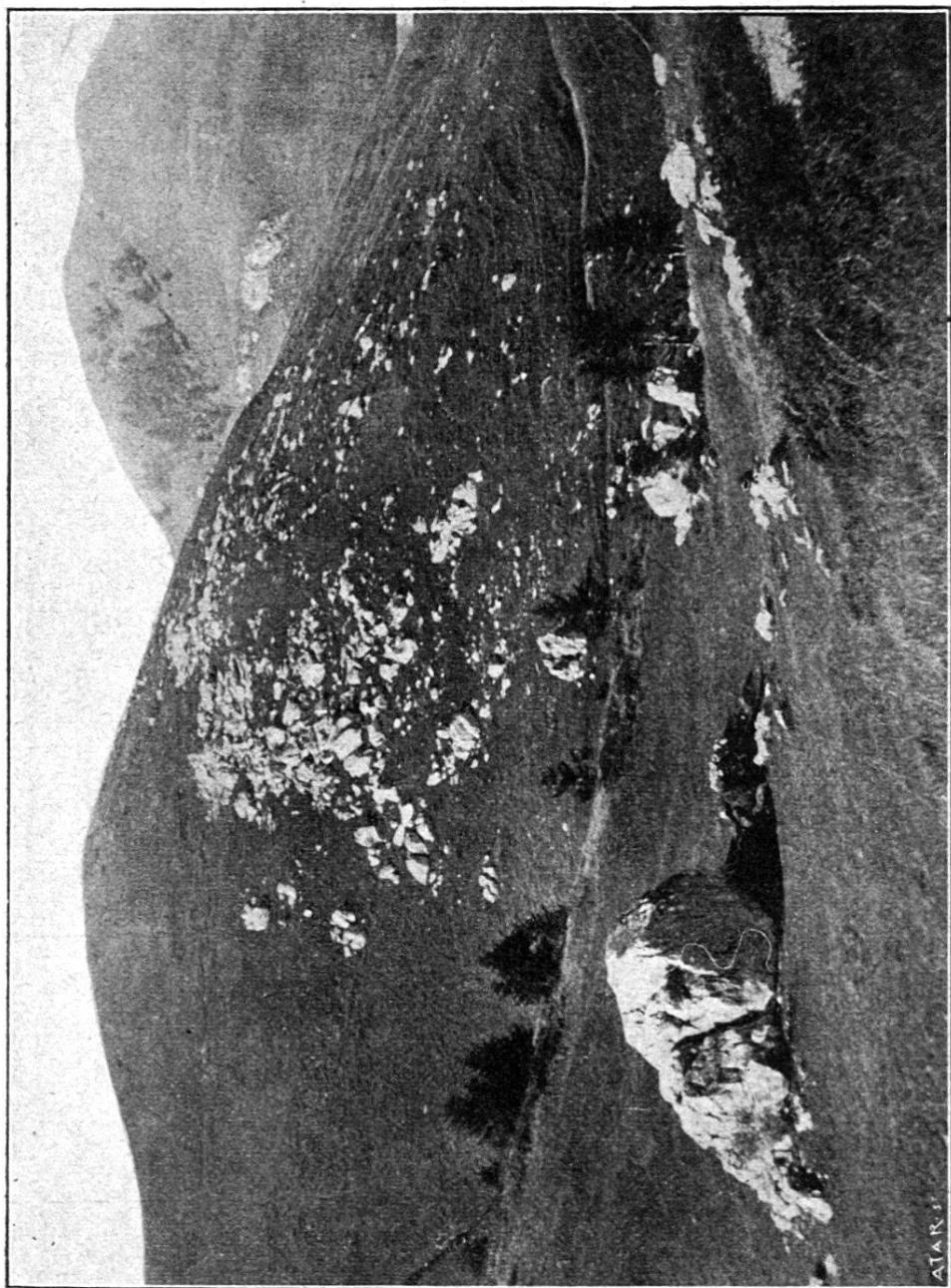


FIG. 21. — Trainée de blocs de Malm sur le bord septentrional du plateau de la Joux.
Vue prise du point 1452 dans la direction du point 1457; dans le fond, le sommet des Brasses.

du glacier qui, à un moment donné, aurait été chargé de blocs de Malm par un éboulement du Rocher des Rosiers. Le fait qu'on ne trouve pas d'autres roches avec ce Malm n'infirme pas cette manière de voir, car la langue supposée du glacier du Giffre devait résulter d'une bifurcation de celui-ci contre l'angle du Rocher des Rosiers et elle ne pouvait par conséquent pas posséder de moraine latérale d'origine lointaine.

Cherchons à fixer maintenant la position du front de la masse chevauchante de l'anticlinal N° 4.

Tout d'abord, au NW des Prâvis, où la base du chevauchement n'apparaît pas nettement, il me semble que le chargement du pli principal doit se faire sur les marnes schisteuses à Posidonies, qui affleurent immédiatement sous le Lias à l'W de la Joux (il s'y trouve aussi un petit lambeau d'Oxfordien) et qui doivent représenter l'enveloppe frontale de l'écailler 4'. Dans la direction de l'W le chevauchement du pli principal est nettement délimité par le synclinal de Crétacique supérieur 3-4, qui passe près du Côt de Vernand et à la Mouille, où il apparaît bordé de Malm (profil III). Au NE de la Mouille, la partie frontale du pli N° 4 est marquée par les marnes schisteuses à Posidonies et le Dogger calcaire reposant sur le synclinal 3-4, dont il a été question dans le chapitre précédent (profil IV). Quant à l'écailler 4', il est impossible, à cause du manque d'affleurements, de savoir quelle est son extension vers le N. Elle doit probablement se terminer assez rapidement, ou disparaître en profondeur par un plongement d'axe, car, dans toute la région au NW de la Joux, rien ne semble indiquer sa présence.

Sur le versant SE des Prâvis, l'anticlinal chevauchant principal, avant de s'étendre sur l'écailler 4', recouvre horizontalement une série de couches fortement redressées à laquelle j'ai fait allusion à la page 573

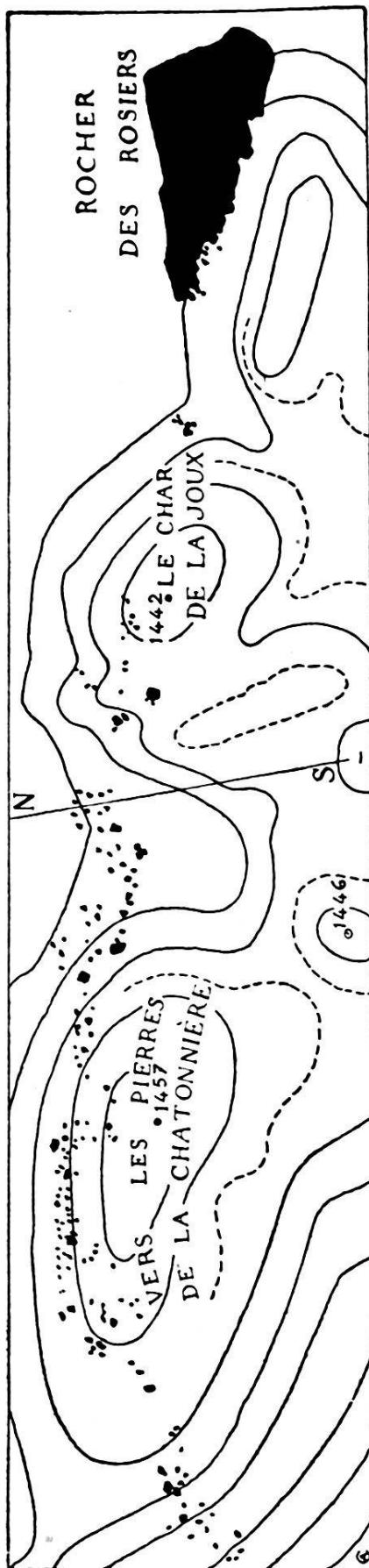


FIG. 22. — Plan du bord septentrional du plateau de la Joux montrant la traînée de blocs de Malm (équidistance 10 m).

et qui forment un système d'écailles compliquée, compris entre le couloir du Maupas et l'écaille 4'. Nous les appellerons les écailles du Maupas.

Ces couches se présentent dans l'ordre suivant, à partir du Trias du Maupas, c'est-à-dire du NE au SW (profil II, fig. 18 et 19) :

1. Infracrétacique, calcaire blanc ;
2. Lias faisant saillie dans l'escarpement et plongeant fortement vers l'E ;
3. Dogger calcaire, assez épais ;
4. Crétacique supérieur se joignant vers le bas avec celui de l'arête de Lachat ;
5. Lias ;
6. Trias ;
7. Lias s'appuyant à l'W sur le Dogger de l'écaille 4' et représentant sans doute l'extrémité du Lias de l'écaille 4' retroussée contre son Dogger.

Toutes ces couches sont amincies par laminage, surtout le Crétacique supérieur, qui paraît avoir à peine 1 ou 2 m. d'épaisseur dans sa partie supérieure.

Quant au mode de formation de cette structure compliquée, il faut, je crois, se la représenter de la façon suivante : un lambeau de jambage renversé, sous la forme d'une écaille de Lias et de Dogger, est resté pris dans le plan de chevauchement du pli N° 4 (I, fig. 23) ; cette écaille, avec le Crétacique sous-jacent, a été ployée pendant la poussée de ce pli par une dislocation de forme anticlinale (II, fig. 23), qui s'est intercalée entre l'écaille 4', ralentie dans son mouvement, et la partie principale du pli N° 4 ; puis cette dislocation s'est accentuée (III, fig. 23) ; enfin le pli N° 4 proprement dit, poussant toujours à l'W, a passé par-dessus ce faux anticlinal en le rabotant et a recouvert l'écaille 4' (IV, fig. 23). L'importance de cette dislocation est démontrée par le fait que le Crétacique supérieur qui se raccorde visiblement vers le bas avec la grande région de Crétacique supérieur de l'Herbette et de Lachat, se poursuit vers le haut jusque sous l'escarpement des Prâvis.

Les dessins de la fig. 23 sont forcément schématiques ; en réalité les couches sont très irrégulières, soit dans leurs épaisseurs soit dans leurs directions. D'autre part l'échelonnement que j'ai admis dans les phases de dislocation de cette région ne doit pas être compris d'une façon trop absolue. En fait, il faut se représenter que les mouvements décrits successivement se sont produits simultanément, et il paraît bien

probable que le chevauchement de l'anticlinal N° 4 sur l'anticlinal N° 3 a eu lieu en même temps que la surrection de ce dernier pli.

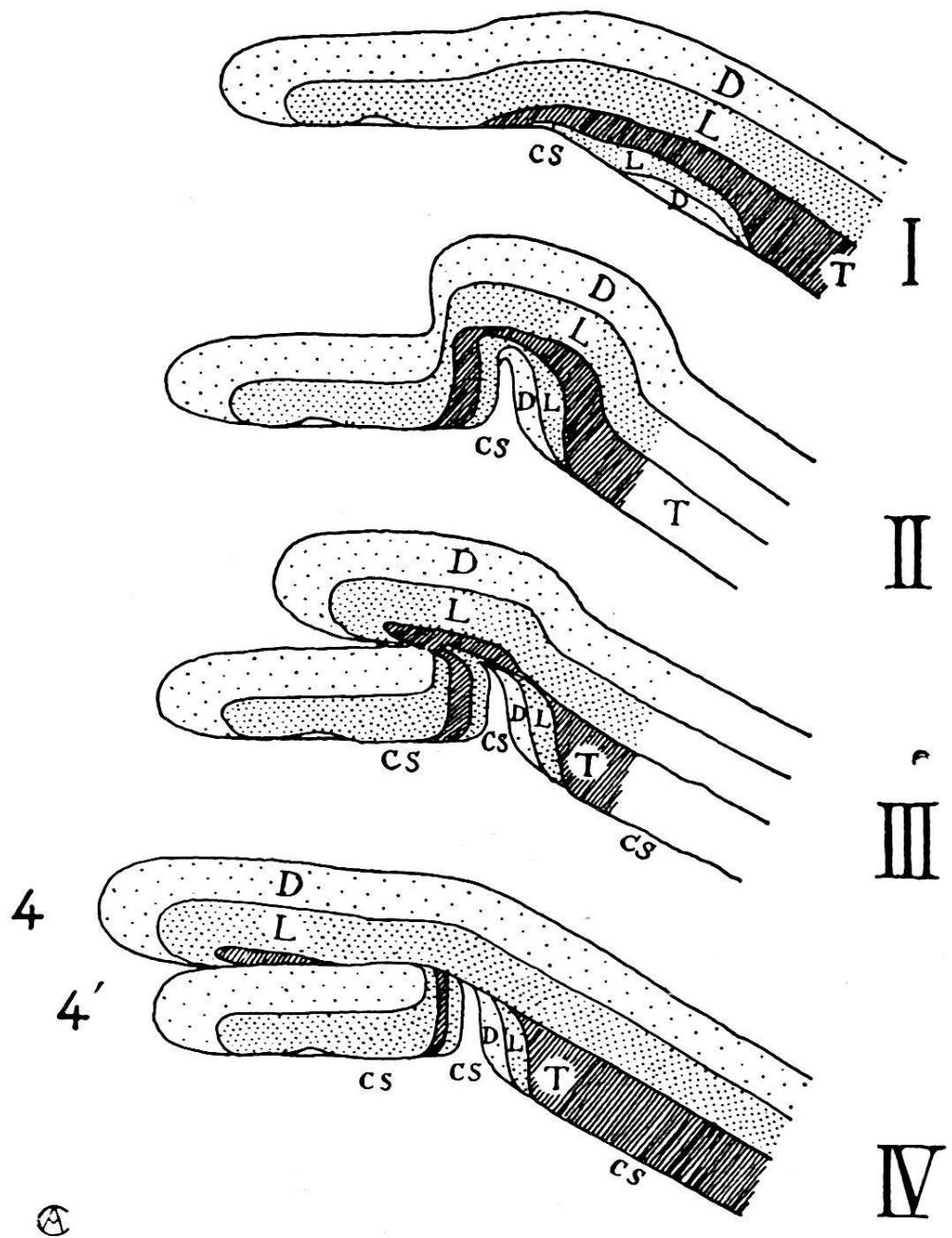


Fig. 23. — Schéma montrant la formation de l'écaille 4' et des écailles du Maupas.

En plus des complications déjà mentionnées, on constate de petites différences dans la direction des axes : la lame de Crétacique supérieur est dirigée vers le NNE, alors que le Lias situé plus à l'E est presque exactement N-S ; on peut donc admettre, en relation avec ce fait, un effillement vers le N du Dogger intercalé entre ces deux couches, et probablement de toute l'écaille.

Racine du pli chevauchant N° 4 dans le versant SE des Brasses.

D'après tout ce que nous avons vu, l'anticlinal N° 4 est couché sur le Crétacique supérieur de l'Herbette et de Lachat ; la racine de ce pli doit donc être cherchée à l'E de ce Crétacique supérieur. Là nous trouvons, dans les pentes qui dominent Pouilly, un faisceau de plis très serrés dans lequel cette racine n'apparaît pas d'emblée d'une façon certaine. Nous allons donc examiner tout d'abord ce faisceau pour lui-même et voir ensuite lequel de ses éléments doit être raccordé à l'anticlinal N° 4.

La première zone anticlinale à considérer affleure sur le chemin qui conduit de Pouilly aux Nants (profil II) ; elle se compose d'une série normale de Lias et de Dogger, qui plonge à l'ESE et qui chevauche vers l'W sur une charnière synclinale représentant la pointe la plus interne du synclinal 3-4.

L'anticlinal suivant (profil III) est marqué par une zone liasique chevauchante, d'une élévation assez considérable, qui s'étend depuis les escarpements au NW de Pouilly jusqu'aux Echots. En cet endroit la voûte de Dogger se ferme complètement au-dessus du Lias, de sorte que nous avons affaire à un simple anticlinal déjeté, d'importance secondaire.

Enfin, un troisième anticlinal se développe au N de Pouilly, entre le Dogger des Echots et le vallon crétacique de Sur Châble, et s'étend jusqu'à l'arête de l'Aouille. Le Trias y forme une zone très importante qui chevauche vers l'W sur le Dogger, tandis qu'il porte vers l'E une série complète.

Ce dernier anticlinal, à cause du développement qu'y prend le Trias, paraît être le plus important du faisceau interne des Brasses ; il semble en outre se placer dans le prolongement du grand pli chevauchant du Môle ; enfin, on constate une analogie assez frappante entre la coupe de l'arête de l'Aouille dans ce pli et celle du Rocher des Rosiers dans le pli N° 4. Ces divers arguments pourraient faire admettre, à première vue, que le pli N° 4 s'enracine dans cette zone anticlinale, et qu'il aurait subi des inflexions secondaires très considérables, en se mouvant sur les plis sous-jacents. Mais cette manière

de voir ne me paraît pas soutenable pour les raisons suivantes¹ :

Le raccord longitudinal que l'on devrait admettre entre le Trias de l'Aouille et celui qui forme, au S, le soubassement du Rocher des Rosiers n'existe pas. Au contraire, entre le Rocher des Rosiers et les Echots, le Lias, plongeant fortement au SE, ne forme qu'un repli anticlinal (profil III) qui disparaît dans la direction du N, revêtu par une voûte de Dogger. A plus forte raison le Trias n'apparaît pas dans le versant oriental du Rocher des Rosiers. Quant à l'analogie, signalée plus haut, entre l'Aouille et le Rocher des Rosiers, elle est très incomplète, puisque le Lias et surtout l'Oxfordien sont en partie absents à l'Aouille, tandis qu'ils sont bien représentés autour du Rocher des Rosiers.

Ainsi, il ne nous reste plus qu'à envisager comme la racine du pli chevauchant N° 4 la zone isoclinale située au bas du chemin qui conduit de Pouilly aux Nants.

On pourrait objecter à cette manière de voir l'absence du Trias et de l'Infracéias, ainsi que la réduction très accusée du Lias lui-même au-dessous des Nants. Mais par contre, le raccord entre la racine et la masse chevauchante du pli N° 4 est démontré par la continuité du Dogger. Celui-ci peut être suivi, en effet, depuis le bas des rochers à 500 m. au NW de Pouilly, par les Nants et les Echots ; au NW de ces chalets on le voit tourner autour du repli anticlinal de Lias, puis prendre une direction SW et se superposer au Lias du Maupas. Le Dogger de l'anticlinal N° 4 est donc continu, depuis sa racine jusque dans sa partie culminante.

Ce Dogger calcaire, reproduisant la forme en voûte du Lias sur lequel il repose, affleure jusqu'à près du ravin de l'Aouille, supportant à l'E et à l'W des marnes schisteuses à Posidonies.

Le Lias, à la base de cette série, affleure d'une façon beaucoup moins continue, à cause de son amincissement tectonique et surtout de l'extension des éboulis. Il montre pourtant un affleurement intéressant, un peu au-dessous de la maison inférieure des Nants. En ce point on peut voir, de l'W à l'E, avec un plongement vers l'ESE et sur une largeur totale de 15 à 20 m. : 1^o du Lias spathique représentant évidemment un reste de jambage renversé, 2^o des calcaires

¹ C'est précisément cette hypothèse que j'ai exprimée dans la note publiée en décembre 1911 dans les *Archives des Sciences physiques et naturelles*. Une étude plus complète m'a amené à l'abandonner.

blancs de l'Infracrétien et 3^e du Lias spathique très siliceux et bréchoïde en position normale. Dans les pentes qui montent de cet affleurement vers le Rocher des Rosiers, on trouve bien encore de petits pointements de Lias, mais si restreints qu'il est impossible de les considérer avec certitude comme roche en place; aussi ne les ai-je pas distingués sur ma carte des éboulis qui les entourent. Je considère pourtant comme probable que le Lias remonte depuis les Nants jusqu'à la zone liasique au SE du Rocher des Rosiers et que la couche de Lias est continue depuis la racine jusqu'au Lias du Maupas. En outre, partout où l'on peut voir des plongements dans le Lias, ils sont toujours dirigés vers le SE, ou l'ESE, avec une inclinaison presque semblable à celle de la pente.

L'absence du Trias dans la racine du pli N° 4, qui paraît d'abord une difficulté, peut s'expliquer par une compression énergique de cette racine, qui s'est fait sentir surtout sur l'élément le moins résistant du pli, les calcaires dolomitiques. Le Trias apparaît seulement dans les pentes à l'E du Maupas (profil II), à l'endroit où doit passer à peu près l'axe du repli anticinal que nous avons constaté déjà dans le Lias et le Dogger de la même série.

Au bas du couloir du Maupas on voit affleurer avec le Trias une masse de marnes schisteuses à Posidonies, qui sont un lambeau pris dans le plan de chevauchement.

Anticlinaux plus internes que le pli chevauchant N° 4.

Maintenant que nous avons fixé les limites du pli chevauchant N° 4 au S, à l'E et à l'W, il nous faut, avant de considérer sa prolongation vers le N, examiner les éléments tectoniques plus internes qui viennent s'appuyer sur lui du côté de l'E.

C'est tout d'abord le **synclinal 4-4^b** (profil III), qui est marqué par une bande de marnes schisteuses à Posidonies, commençant au NE des Nants et passant aux Echots. Le contact entre ces schistes, plongeant à l'ESE, avec le Dogger calcaire sous-jacent, peut se voir, soit sur le chemin montant aux Echots, soit un peu plus au N, au haut d'un couloir. Cette zone se prolonge au delà des Echots par quelques affleurements dans la forêt jusque dans la partie basse des pentes, où elle est largement découverte au bas d'un dévaloir.

Ce synclinal est fortement comprimé, presque vertical ; son axe dirigé vers le NNE s'abaisse rapidement vers le N ; dans sa partie méridionale il est chevauché directement par le Lias de l'anticlinal 4^b ; vers sa terminaison septentrionale il disparaît sous le pli plus interne, fortement chevauchant, que nous appellerons l'anticlinal 4^c.

L'anticlinal 4^b (profil III), dont le cœur est marqué par une couche de Lias qui se dresse en parois abruptes au NW de Pouilly et s'étend jusqu'aux Echots, a été décrit plus haut, et sa disparition à partir de ce point, grâce au plongement de son axe vers le N a été déjà mentionnée. Dans la partie la plus profondément érodée de ce pli, soit dans le couloir qui s'élève au NW de Pouilly, c'est l'Infracalias qui chevauche directement sur le Dogger calcaire. Plus haut, dans la direction des Echots, le Lias proprement dit recouvre les marnes schisteuses à Posidonies. Partout le plongement vers l'ESE est fort.

L'anticlinal 4^c est beaucoup plus considérable que le précédent ; c'est un pli chevauchant dont le cœur triasique forme une longue zone qui débute au N de Pouilly et se poursuit jusqu'à l'W de l'Aouille. Il présente des différences de formes très accusées entre sa partie S et sa partie N que nous allons examiner successivement.

Dans toute la partie S de ce pli (profil III), le Trias est en contact direct vers l'W avec le Dogger calcaire du pli 4^b. La racine est ici fortement amincie, de sorte que le Lias y manque complètement et que le Dogger y est très réduit ; d'autre part elle est verticale et même renversée par places, et les calcaires dolomitiques, de même que le Crétacique supérieur du vallon de Sur Châble, plongent souvent à l'W. Cet écrasement et ce renversement des couches doivent être dus à la poussée que la tête très peu élevée de l'anticlinal 5 aura exercée sur la racine du pli 4^c.

Le secteur du pli 4^c situé au NW de Sur Châble (fig. 24) comporte des difficultés particulières, à cause de la complication tectonique qu'il présente et de la faible extension des affleurements, qui sont d'autant plus difficiles à raccorder entre eux que toutes ces pentes sont couvertes de forêts. Ce sont les couloirs entaillés dans ces pentes qui fournissent les meilleurs affleurements.

Dans le plus méridional on peut voir, de l'W à l'E, d'abord le Dogger calcaire du dos de l'anticlinal 4^b, plongeant à l'E,

puis une couche de Lias très redressée et surmontée par du Trias. Nous avons donc ici un chevauchement du Trias de l'anticlinal 4^c sur le dos du pli 4^b, avec intercalation d'une écaille de Lias (fig. 24, profil inférieur).

Le même Lias affleure sur le versant N du couloir, formant des pointements très restreints, il est vrai, mais qui permettent de constater la superposition du Lias sur le Dogger, avec plongement dans le sens de la pente. Le Lias se poursuit d'autre part vers le N jusque près du couloir suivant, recouvrant toujours le Dogger (fig. 24, 2^e profil). Là cette zone liasique cesse brusquement, probablement supprimée par un étirement longitudinal, et dans ce couloir (fig. 24, 3^e profil) on relève de l'W à l'E la coupe suivante : 1^o les marnes schisteuses à Posidonies, presque verticales, du synclinal des Echots (4-4^b) ; 2^o quelques mètres de Dogger calcaire très broyé, et 3^o le Trias de la base du pli 4^c, qui débute par des calcaires dolomitiques et comprend ensuite des corgneules. Ici, le pli 4^c chevauche donc déjà sur le synclinal 4-4^b ; son jambage renversé est supprimé, ou réduit à une mince zone de broyage de Dogger.

Dans les pentes qui se trouvent au NW des couloirs que nous venons de mentionner, une autre couche de Lias apparaît en plusieurs affleurements ; dans l'un de ceux-ci elle recouvre un banc de calcaire blanc de l'Infraclias à *Pecten valoniensis* (fig. 24, profil supérieur) ; on peut donc admettre que le Lias de ces affleurements fait partie d'une série normale, d'autant plus que sur certains points le Trias apparaît aussi dans des positions que l'on peut envisager comme sous-jacentes. Mais ce Trias paraît être peu épais et par places il manque complètement à la base du Lias.

En résumé ces couches triasiques et liasiques, comme j'ai pu m'en convaincre après des visites répétées dans cette région compliquée, appartiennent au pli chevauchant 4^c dont nous avons constaté la racine au N de Pouilly. Cet anticlinal a recouvert à la fois l'anticlinal 4^b, le synclinal 4-4^b et le dos de l'anticlinal N° 4, mais l'érosion intense qu'il a subie n'en a laissé subsister que des lambeaux de jambage normal ou de jambage renversé, qui sont plaqués contre la pente.

Dans sa partie septentrionale, située au N du ravin de l'Aouille, l'anticlinal 4^c est beaucoup moins érodé à cause de sa plongée longitudinale vers le N, et prend une extension notamment plus grande. Malgré les dépôts quaternaires qui remplissent le profond ravin de l'Aouille, il faut admettre

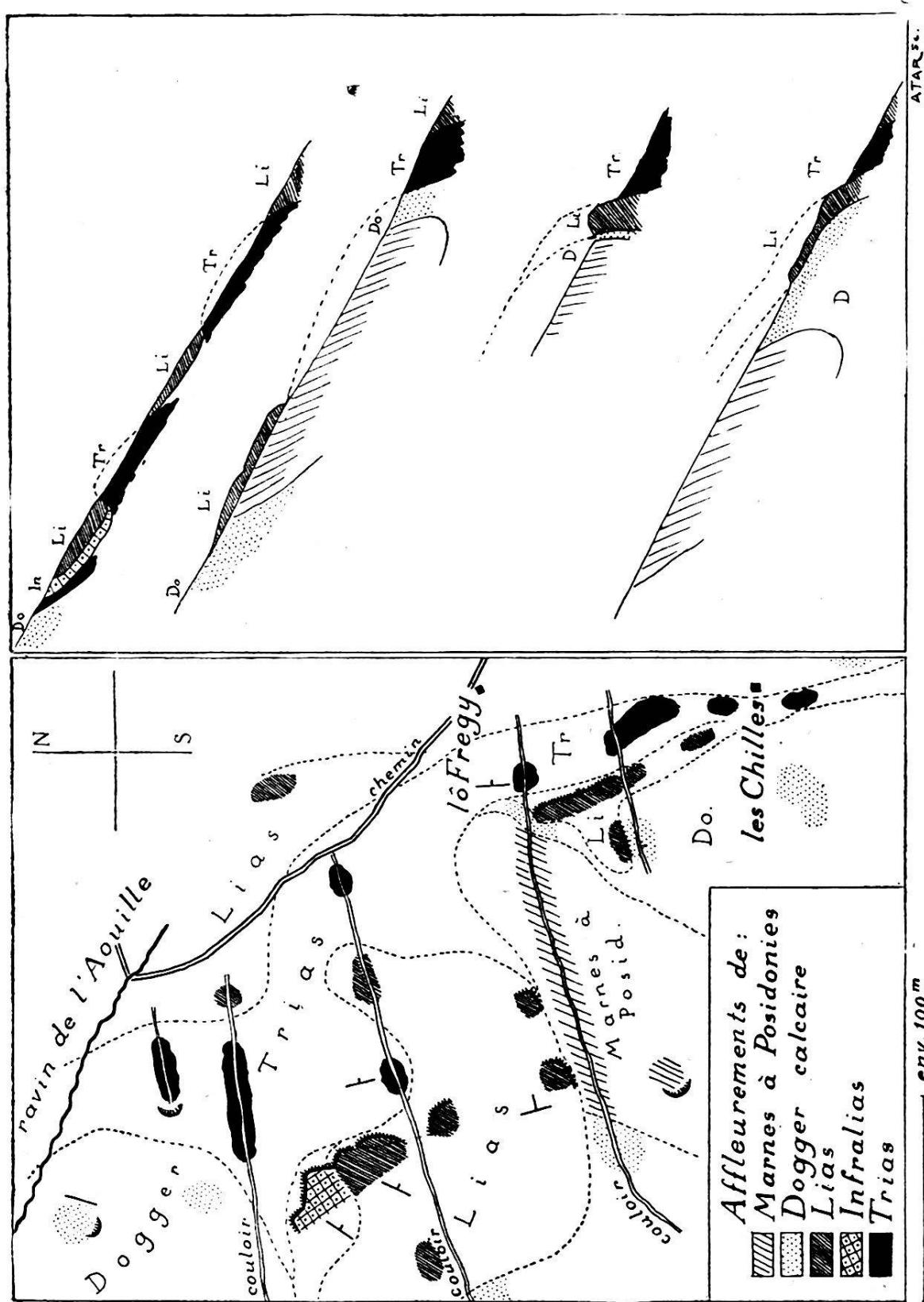


Fig. 24. — Restes de l'anticlinal N° 3 dans les pentes à l'W de Sur Châble. Les espaces sans affleurements sont laissés en blanc. Les lignes ponctuées indiquent les limites probables des terrains.

que la zone de Trias, que nous venons de suivre depuis le vallon de Sur Châble jusque tout près de ce ravin, se prolonge dans les affleurements triasiques qui forment l'arête à l'W de l'Aouille et s'enfoncent presque verticalement dans le flanc du ravin (profil IV). Ici encore le Trias chevauche directement vers l'W contre le dos de l'anticlinal N° 4 formé de Dogger.

Quant à la série jurassique du pli 4^c, elle présente ici diverses particularités curieuses. D'abord le Trias de l'Aouille est surmonté directement vers l'E par des marnes schisteuses à Posidonies ; le Lias et le Dogger calcaire sont donc complètement supprimés et ne se retrouvent que plus au N. Ce déchirement très local ne peut être expliqué que par un étirement longitudinal, provoqué par l'incurvation du front du pli. Il est possible aussi qu'il existe dans l'axe du ravin de l'Aouille une dislocation, au N de laquelle on verrait le pli N° 4 se resserrer sensiblement et le pli 4^c avancer davantage à l'W.

Dans sa partie septentrionale, le pli 4^c, montre en outre deux replis dorsaux d'importance très inégale. En effet, à l'E des marnes schisteuses à Posidonies de l'Aouille, on rencontre : 1^o une mince zone de Dogger calcaire ; 2^o du Lias en bancs presque verticaux ; 3^o une importante masse de Dogger calcaire, au milieu de laquelle s'intercale, au-dessus de l'Avéran, un étroit synclinal de marnes schisteuses à Posidonies ; 4^o de l'Oxfordien ; 5^o du Malm ; 6^o du Crétacique inférieur, et 7^o du Crétacique supérieur. L'anticlinal marqué par la zone de Lias est ouvert jusqu'au Trias dans le bas de la pente à l'W de l'Avéran et forme le repli principal ; le second repli anticlinal, beaucoup moins important, se trouve dans la zone de Dogger qui précède le Malm de l'Avéran.

La disparition du pli 4^c dans le bassin d'Onion se fait si brusquement qu'on est tenté de l'expliquer par une faille transversale, longeant le pied des rochers vers l'Avéran et se prolongeant vers l'W jusque dans le front du pli N° 4. Pourtant il est certain que cette faille ne joue pas le rôle principal dans l'abaissement du pli, qui résulte surtout d'une véritable plongée longitudinale, et nous devons avoir ici un phénomène symétrique de celui que l'on constate au N du bassin d'Onion, où la plongée de la carapace de Malm est très visible.

A propos de l'enfoncement du pli 4^c vers le bassin d'Onion, je voudrais revenir sur la terminaison du pli N° 4 dans

cette région. Ce pli, qui formait un grand chevauchement de Trias et de Lias dans le plateau de la Joux, se réduit vers le N à une voûte de Dogger, puis de Malm, comprise entre le pli 4^e et le Crétacique supérieur du synclinal 3—4 (passant à la Mouille). La modification apparente de sa tectonique vers le N peut être due en grande partie à la conservation de sa carapace jurassique, qui ne laisse voir que les formes plus simples des niveaux supérieurs, tandis que le Trias en profondeur présenterait toujours un plissement énergique et chevauchant (profil VI). En outre, le relayement de l'anticlinal N° 4 ne doit être qu'apparent, car le secteur S de l'anticlinal 4^e, avant d'avoir été détruit par l'érosion, a dû s'étendre largement sur le pli N° 4, comme dans son secteur N.

Continuation des anticlinaux 4, 4^b et 4^c au N de l'ensellement transversal d'Onion.

Le bassin d'Onion forme un ensellement transversal des plus typiques et des plus brusques ; grâce à son état d'érosion relativement peu avancé, il conserve encore d'épaisses couches de Crétacique supérieur et de Flysch, sous lesquelles on voit disparaître tout un faisceau d'anticlinaux. La plongée des axes vers l'ensellement est très rapide. Ainsi, le front de l'anticlinal N° 4, entre le plateau de la Joux et les pentes au-dessous des Pützes, soit sur une distance de 1500 m., subit un abaissement d'au moins 500 ou 600 m. ; le dos de ce même pli s'abaisse encore plus rapidement vers le NE, à partir du Rocher des Rosiers. De même, tous les éléments du pli 4^e s'enfoncent rapidement dans le bassin d'Onion et, sur la bordure de celui-ci, la descente doit être presque verticale et prendre la forme d'une flexure ou d'une faille, car à proximité immédiate du Lias et du Dogger on peut admettre, d'après les formes du terrain, la présence du Crétacique supérieur.

Dans la bordure septentrionale de l'ensellement, la plongée longitudinale des axes vers le S est encore plus frappante, et les surfaces de Malm qui forment les pentes du Replat ont des inclinaisons encore plus fortes, pouvant aller jusqu'à 50°.

En relation avec cet ensellement nous constatons une série de formes tectoniques intéressantes. Il y a d'abord la tendance des plis plus externes à se déverser vers l'E, c'est-à-dire vers l'intérieur. Elle est très marquée dans tous les

rochers qui dominent la Villiaz (profil VII), et on peut voir (profil VI) que cette tendance se répercute jusque dans le synclinal 2-3. Il y a ensuite l'ennoyage des plis très accusés du Lias et du Trias dans un revêtement de Crétacique en apparence très simple. Enfin il y a l'intervention d'un certain nombre de failles, comme celle qui existe probablement à l'Avéran et celles qui coupent les pentes du Replat.

L'anticlinal N° 4, le plus occidental des plis qui subissent un enfoncement dans le bassin d'Onion, disparaît complètement entre les Pûzes et la Pesse ; mais comme la zone synclinale de Crétacique supérieur qui le borde à l'W se poursuit d'une façon continue jusqu'à la Pesse, on peut considérer avec certitude l'anticlinal qui naît en cet endroit, comme son équivalent (profil VII).

Ce pli apparaît d'abord brusquement près des maisons de la Pesse, probablement le long d'une courte fracture transversale, sous la forme d'une zone de marnes schisteuses à Posidonies intercalée entre le Malm à l'E et le Crétacique inférieur à l'W ; le plongement du Dogger vers l'W indique que sur ce point l'anticlinal est déversé vers le bassin d'Onion. A 150 ou 200 m. au N de la Pesse, cette zone anticlinale change de caractère et prend beaucoup d'ampleur (profil X) : le Trias apparaît et se prolonge en une zone toujours plus large vers le NNW. Ce Trias tend à se coucher vers l'W sur le Malm et le Crétacique inférieur du synclinal 3-4 (profil XI), tandis qu'à l'E il doit être redressé. Il supporte de ce côté un jambage normal presque vertical, dans lequel le Lias est absent, mais où le Dogger calcaire, très riche en silex, les marnes schisteuses à Posidonies, l'Oxfordien et le Malm forment une épaisse série.

Dans la région du col qui fait communiquer Bouthaucul avec Bogève, les relations entre le Lias et le Trias n'apparaissent pas très clairement. Il me semble cependant que le Lias forme ici un repli dans la masse triasique et qu'ainsi dans cet endroit le front de l'anticlinal N° 4 doit être digité (profil XII). La trace de cette digitation n'apparaît du reste que très localement et, un peu plus au N, on ne voit plus qu'une série normale de Lias, de Dogger et de Malm, dont le soubassement est caché sous le Quaternaire (profil XIII).

A l'E de cet anticlinal, qui équivaut donc au pli N° 4, surgit dans cette même région un autre anticlinal, dont l'apparition est marquée par un affleurement triasique à 800 m. au N de Bouthaucul. Ce pli représente à mes yeux un équivalent

de l'anticlinal 4^b, en ce sens qu'il occupe la position d'un repli dorsal de l'anticlinal N° 4 (profil XIII). Son cœur triasique chevauche à l'W sur le Malm de l'anticlinal N° 4 et se prolonge sans doute vers le N, car on trouve à 700 m. dans cette direction des corgneules dans une situation semblable. Ici s'arrêtent, pour le moment, mes observations, car je n'ai pas étudié le jambage normal de cet anticlinal, dont les couches, à l'exception du Malm qui forme crête, m'ont paru recouvertes de Quaternaire. Dans la direction du S, il est probable que le pli prend naissance dans un vallonnement au N de Boutaucul ; on peut, en effet, admettre comme vraisemblable la présence d'une zone anticlinale de marnes schisteuses à Posidonies dans cette dépression, qui est creusée entre du Malm à l'W et de l'Oxfordien à l'E (profil XI).

La troisième zone anticlinale de cette région, qui équivaut à notre anticlinal 4^c (Pouilly), apparaît aussi brusquement que les autres, sous la forme d'une zone de Trias assez épaisse affleurant aux Plaines-Joux (profil XIII). Elle surgit dans un vallon qui, au premier abord, a tout à fait l'apparence d'un vallon synclinal et qui est marqué comme tel sur les feuilles d'Annecy et de Thonon de la *carte géologique de France*. Un peu au N de cette localité (en dehors de ma carte) ce Trias chevauche à l'W sur du Crétacique supérieur qui forme le dernier terme d'une série normale, et aux Plaines-Joux il supporte vers l'E du Dogger calcaire et du Malm, formant le jambage normal de l'anticlinal, et enfin du Crétacique supérieur qui se raccorde avec celui de la Revena.

La terminaison S de cet anticlinal doit se trouver probablement dans le flanc oriental du rocher du Colu, sous la forme d'une zone d'Oxfordien dont les couches se dressent entre le Crétacique à l'E et le Malm à l'W (profil X). Cet Oxfordien presque vertical est en contact, du côté oriental, avec du Crétacique inférieur plongeant à l'W ; il y a donc ici une tendance très nette au déversement, et même au chevauchement, vers le bassin d'Onion.

Quant à la partie culminante du rocher du Colu, elle représente donc un synclinal perché (4^b-4^c) dont le prolongement se trouve dans les affleurements de Malm et de Crétacique inférieur d'une colline située à 700 m. plus au N.

Anticlinaux 5, 6 et 6^b.

Il nous reste à voir maintenant les anticlinaux plus internes qui séparent le faisceau proprement dit des Brasses de la zone de Flysch de Mieussy.

Les collines rocheuses qui dominent la gorge du Risso à l'E de Sur Châble, ainsi que la partie de la montagne du Mont qui figure sur ma carte, semblent, à première vue, représenter l'extrémité N d'un pli assez simple qui se prolonge vers le SE en formant une ligne de faîte importante le long du cours inférieur du Risso. M. Bertrand l'avait désigné sous le nom d'anticlinal 6^a. En réalité cette zone est plus compliquée qu'elle n'en a l'air, et nous pouvons y reconnaître, à l'E de Sur Châble, la présence de deux anticlinaux superposés de formes assez différentes.

Le pli inférieur (notre anticlinal N° 5) est une voûte déjetée, dont la structure apparaît nettement à l'E de Pouilly : son cœur triasique supporte, du côté de l'E, les assises assez épaisses du Lias, du Dogger et du Malm de la montagne du Mont et, du côté de l'W, il s'appuie, par l'intermédiaire d'un jambage renversé vertical de Lias et de Malm, sur le Crétacique supérieur de Pouilly, équivalent de celui de Sur Châble. L'axe du pli s'abaisse fortement vers le N et, en remontant la gorge du Risso, on voit successivement se fermer les voûtes du Lias, du Dogger calcaire et du Malm.

C'est dans cette région de la gorge du Risso que l'on voit la superposition de notre anticlinal 6 sur la voûte du pli N° 5 que nous venons de décrire (profil III). Elle se manifeste par un retour du Malm par-dessus une lame de Crétacique supérieur laminé. Vers la chapelle de la gorge du Risso, en effet, on voit apparaître un paquet de Crétacique supérieur entre deux parois de Malm (fig. 25). Ce paquet fait partie d'une mince couche qui s'élève jusqu'à la vieille route, en suivant un couloir au-dessus de la chapelle ; après un léger décrochement vers le N, cette couche continue jusqu'au haut des rochers, où elle rejoint le Crétacique supérieur de Sur Châble ; elle n'a le plus souvent que 1 ou 2 m. d'épaisseur et doit à un laminage intense son aspect extrêmement feuilleté.

Cette zone synclinale se retrouve dans les parois de la rive gauche du Risso. Elle y affleure en un point situé à 350 m. au SE de la chapelle et il n'est pas impossible qu'elle suive, à partir de là, le pied d'une paroi qui s'abaisse vers le N, où

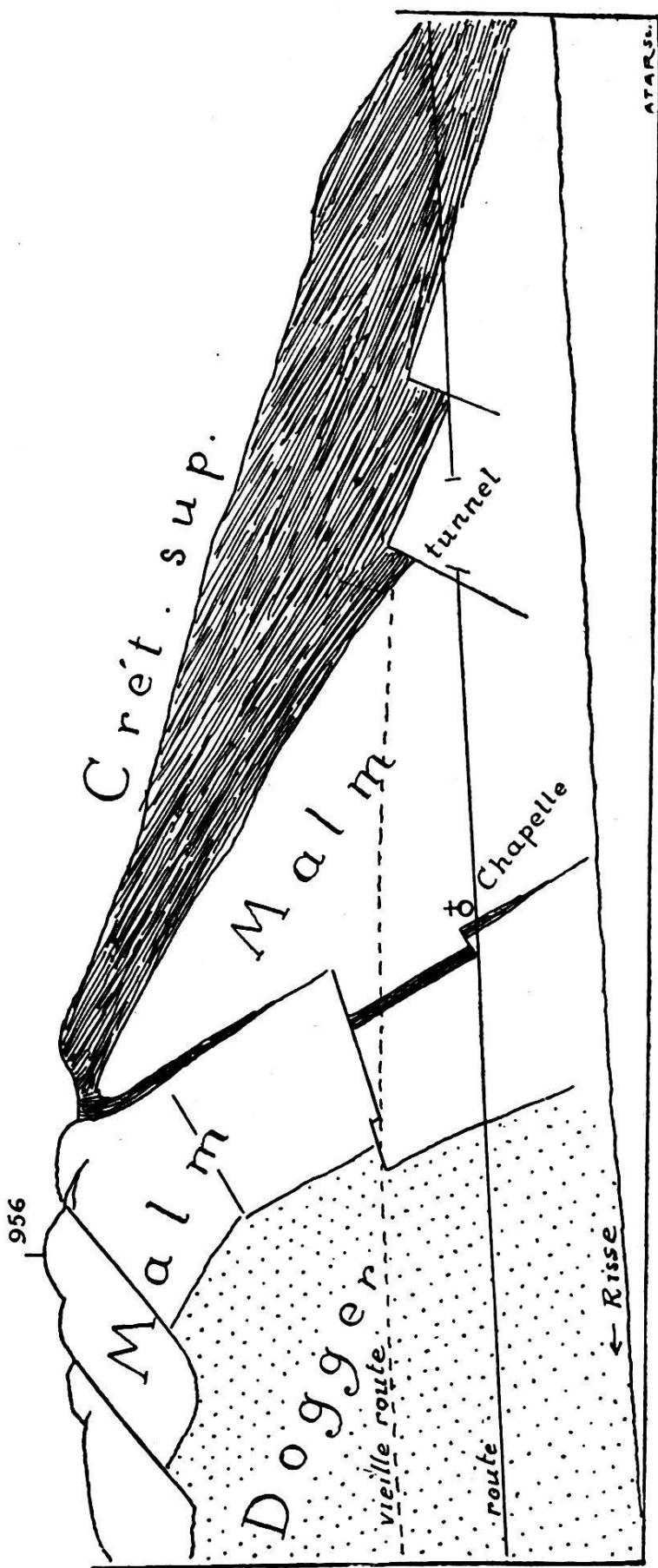


FIG. 25. — Gorge du Risse,
vue schématique des parois de la rive droite qui coupent obliquement les anticlinaux n°s 5 et 6.

elle serait cachée par les éboulis. Une seconde zone de Crétacique supérieur s'intercale dans le Malm de la rive gauche du Risso, à 400 m. environ au N de la première. Il semble qu'on ait affaire à un second synclinal semblable au premier. Dans ce cas, la zone anticlinale N° 6 comporterait deux digitations se relayant du S au N. En réalité, le Crétacique de la zone septentrionale est très localisé et ne se continue pas dans la gorge du Risso, et je crois plutôt que les deux zones Crétaciques correspondent au même synclinal (5-6), qui serait décroché par une faille passant près de l'affleurement crétacique septentrional. Cette faille séparerait deux blocs, dont le plus septentrional serait relevé par rapport à l'autre.

Le pli N° 6 représente donc, dans cette hypothèse, un seul anticlinal couché de Malm, dont le front semble avoir une direction NNW-SSE, et qui est superposé à l'anticlinal N° 5 par l'intermédiaire d'un synclinal laminé de Crétacique supérieur. L'axe de l'anticlinal s'abaissant vers le bassin d'Onion, le Malm est bientôt revêtu de Crétacique supérieur ; et, presque dans le prolongement de cet anticlinal, on trouve un affleurement de Flysch dont le plongement vers le N (40°) indique combien est rapide l'enfoncement de cet élément dans l'ensellement transversal d'Onion. En relation avec cette plongée longitudinale, on constate dans les gorges du Risso, directement au N du tunnel de la route, deux failles transversales à rejet inverse, du reste peu considérables, qui ramènent deux fois le Malm au niveau du Crétacique supérieur (fig. 25).

M. Lugeon a signalé¹ à l'autre extrémité de la chaîne du Mont, dans la cluse transversale du Giffre, un synclinal de Malm, enfoncé en coin dans le Dogger. Il est plus que probable que ce synclinal est l'équivalent de notre synclinal écrasé de la gorge du Risso. L'axe de ce synclinal, qui la plupart du temps ne serait représenté que par un repli dans le Malm, longerait la chaîne du Mont, et la franchirait à un moment donné. Ainsi, les assises de la montagne du Mont appartiendraient à la fois à l'anticlinal N° 5 et à l'anticlinal N° 6. Le plus inférieur de ces éléments serait en même temps le jambage normal de l'anticlinal Champfleuri-Pouilly qui forme le flanc du Môle, ou tout au moins un repli dorsal de cet anticlinal.

Au N de la gorge du Risso, les anticlinaux N°s 5 et 6 dis-

¹ M. LUGEON, *La région de la Brèche du Chablais*, 1896. p. 20.

paraissent complètement sous le bassin d'Onion. Mais, au N de ce village, on voit se développer un large pli en forme de voûte qui culmine dans la montagne du Replat (profil XIII). Cet anticlinal, qui sort de l'ensellement transversal par un relèvement très rapide et se continue dans la direction du N tout le long de la vallée de Mégevette, doit représenter le prolongement des plis N°s 5 et 6, confondus en un seul anticlinal. Malgré les formes structurales très simples qu'y prend le Malm, ce pli correspond probablement en profondeur à des dislocations plus compliquées.

Le versant S du Replat présente plusieurs particularités intéressantes ; la plus frappante réside dans la plongée très rapide du Malm vers le S, qui donne à ce tronçon de chaîne une allure périclinale. La seconde particularité consiste dans le fait que le prolongement longitudinal au S est interrompu, et même localement compensé, par des flexures qui ont donné naissance à plusieurs môles allongés de l'E à l'W. Le plus typique forme le rocher du Villy¹, dont le Malm est incurvé en une voûte déjetée, qui tend à recouvrir au N une zone de Crétacique. Une seconde voussure du même genre correspond au long rocher qui se dresse au NE de la Revena ; ici la flexure du flanc N est remplacée par une série de failles parallèles, dirigées ESE-WNW, qui découpent le Malm en un grand escalier descendant vers le N et aboutissant à une zone de Crétacique inférieur (vallon dit « vers le Rogin »). Dans ces tranches affaissées le Malm a un faible plongement au S, qui se retrouve dans les couches du Crétacique inférieur. Enfin, un peu plus à l'E, dans l'axe de l'anticlinal suivant (6^b), une petite voûte de Malm semblable à celle du rocher du Villy, émerge du Crétacique supérieur entre Onion et la Trappe.

Entre la Revena et les Plaines-Joux, le Crétacique supérieur qui borde l'anticlinal 5-6 plonge généralement à l'W. C'est un phénomène semblable à celui que nous avons déjà vu au vallon de Sur Châble et qui provient à la fois de la présence de l'ensellement transversal d'Onion et de la poussée de l'anticlinal 5-6, dont la tête est venue s'enfoncer dans la base de l'anticlinal 4^c.

L'anticlinal de la Trappe, que je considère comme le prolongement probable de l'anticlinal Mieussy-Quinsy (6^b) de M. Bertrand, est un curieux môle, à allure périclinale et à

¹ Un *villy* est un gardeur de veaux.

direction E—W, dont la voûte est érodée jusqu'au Dogger calcaire. Le Malm de ce pli plonge très fortement, mais sans faille, soit au S, soit au N, sous le Crétacique supérieur. Vers l'E il s'abaisse avec une inclinaison plus faible dans la direction du grand synclinal de Flysch, et vers l'W il est déjeté contre le synclinal crétacique qui le sépare de l'anticlinal du Replat (profil XIII). Ce dôme a évidemment subi, outre les poussées générales E-W, des poussées encore plus fortes venant du N et du S, dues à l'incurvation des chaînes externes du faisceau et à la compression qui en est résultée pour les plis internes. Ces compressions longitudinales, prévalant sur les poussées E-W, ont ainsi provoqué la formation d'une sorte de brachyanticlinal transversal, intercalé entre l'ensellement d'Onion et celui de Mégevette. C'est également à ces compressions longitudinales qu'est dû le bombement transversal peu prononcé qui se dessine dans le sommet du Replat, à l'W de l'anticlinal de la Trappe, ainsi que la formation des trois dômes moins considérables que nous avons signalés plus haut dans les pentes S du Replat.

Raccords entre les plis des Brasses et ceux du Môle.

Comme nous l'avons déjà constaté dans l'introduction à cette étude, le faisceau de plis des Brasses doit être considéré comme le prolongement des plis du Môle, décrits par M. Bertrand.

Pour les anticlinaux externes, les raccords sont faciles à établir et ne font pas de doute ; du côté interne aussi, la continuité des deux derniers éléments est évidente. Par contre, dans la zone moyenne, les raccords présentent certaines difficultés, car les anticlinaux qui en font partie disparaissent complètement dans l'ensellement transversal de Saint-Jeoire et se développent très différemment d'un côté et de l'autre de celui-ci. Ceci, combiné avec l'extension du revêtement quaternaire, ne permet pas d'établir des raccords certains, dans cette zone médiane.

La numérotation que j'ai adoptée d'emblée pour les anticlinaux des Brasses concorde autant que possible avec celle que M. Bertrand a appliquée aux plis du Môle.

L'anticlinal N°1 des Brasses (fig. 26), qui correspond à la zone synclinale de Crétacique supérieur de la *carte géologique de France*, mais dont je crois avoir démontré la véritable nature,

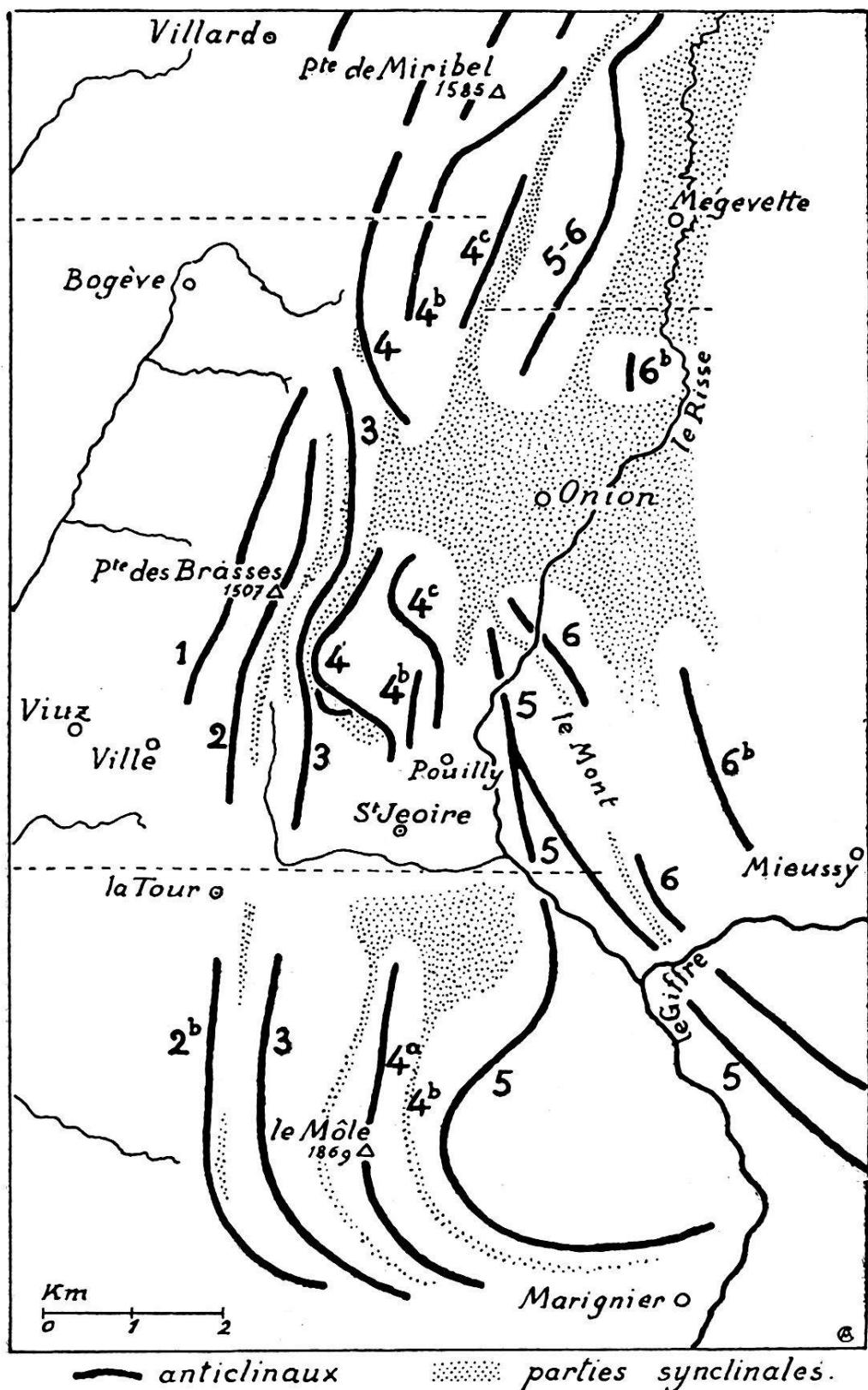


FIG. 26. — Raccord des plis des Brasses avec ceux des régions voisines. Les limites de ma carte sont indiquées par les lignes ponctuées.

n'apparaît pas au Môle, où il est probablement supprimé par l'érosion. A première vue, on pourrait comparer l'écaille qui forme le cœur de l'anticlinal N° 1, vers la Santa-Marion et au NE de Viuz, à l'écaille plissée anticlinaleme nt de Jurassique supérieur et de Crétacique qui, vers le Môle, se trouve directement à l'E du col de Réray. Mais tandis qu'au col de Réray la série jurassique et crétacique appartient, par son facies, aux Préalpes externes, l'écaille de l'anticlinal N° 1 des Brasses ne comprend que des facies des Préalpes médianes.

L'anticlinal que M. Bertrand désigne dans la base occidentale du Môle sous le nom de pli de Bovère-Ville, ou 2^b , est certainement l'équivalent de l'anticlinal N° 2 des Brasses. Comme lui, l'anticlinal de Bovère-Ville semble posséder un Dogger calcaire extraordinairement épais ; mais ce pli ne conserve pas au S de La Tour l'importance orographique qu'il a aux Brasses, car il n'affleure que dans le pied de la montagne.

Le synclinal 2-3 des Brasses est exactement aligné dans le sens du synclinal 2^b -3 de M. Bertrand. Le dernier affleurement de Crétacique supérieur qui le représente aux Brasses est à 3 km. seulement du premier affleurement du Môle (au SE de La Tour)¹. En outre, ces deux tronçons d'un même synclinal sont identiques quant à leur allure : tous deux sont formés d'une zone étroite et verticale de Crétacique supérieur, qui est directement en contact avec le Dogger sur ses deux flancs².

L'anticlinal N° 3 des Brasses correspond par conséquent exactement à l'anticlinal 3 du Môle, ou anticlinal de Riondet-Granges de La Tour. On pourrait objecter que cet anticlinal, qui est continuellement chevauchant aux Brasses, a la forme d'un simple pli déjeté au Môle. En fait, il est fort possible que le caractère chevauchant subsiste au Môle, mais qu'il ait échappé à M. Bertrand, à cause de l'insuffisance des affleurements ; du reste, s'il n'est réellement pas chevauchant, la différence de forme dans les deux tronçons s'expliquerait facilement par une diminution d'intensité dans le plissement.

Plus à l'E, le synclinal 3-4 des Brasses semble bien prolonger le synclinal 3-4^a du Môle ; ces deux synclinaux sont, en effet, dans le prolongement l'un de l'autre, et leur raccord est aussi corroboré par le fait que tous deux représentent

¹ Cet affleurement, qui figure dans la carte de M. Bertrand, n'a pas été porté sur la *carte géologique de France*.

² M. BERTRAND, loc. cit., p. 27.

des zones synclinaires particulièrement profondes et constantes. Ils forment une ligne tectonique de première importance, que nous sommes en droit de prolonger d'un massif à l'autre, d'autant plus que son passage au travers de la vallée de Saint-Jeoire est marqué derrière l'église par un affleurement de Crétacique supérieur, chevauché à l'E par du Dogger.

Après avoir posé ce jalon, je passe tout de suite à l'anticlinal N° 5, dont les raccords sont plus faciles à établir, quitte à revenir ensuite sur les éléments intermédiaires.

Nous avons déjà vu que la montagne du Mont, qui s'étend depuis la cluse du Giffre jusqu'au NE de Saint-Jeoire, est formée de deux éléments anticlinaux superposés, N°s 5 et 6; et nous avons dit que son élément inférieur (anticlinal 5) représente la série normale de l'anticlinal Champfleuri-Pouilly, ou un repli dorsal de celui-ci. En effet, la série normale de la base du Mont, ainsi que celle de la montagne de Sur Cou, située plus au SE, s'appuie sur le même Trias qui forme, dans le fond de la vallée de Marignier, la racine du pli Champfleuri-Pouilly, ou pli N° 5 du Môle. Ce Trias se retrouve au NW jusque vers Pouilly, où il forme le cœur de la voûte jurassique du pli N° 5. On peut donc considérer la série basale du Mont comme faisant partie, sur toute sa longueur, de la série normale de l'anticlinal 5 du Môle. Dans le bassin de Saint-Jeoire, la série renversée de cet anticlinal peut se voir soit au SE de Pouilly, dans le haut de la berge du Risso où son Lias et son Dogger reposent sur le Crétacique supérieur, soit dans l'éperon qui domine le Pont du Risso.

On voit donc que le pli N° 5, qui est fort élevé au Môle, s'enfonce longitudinalement vers le N, se ferme de plus en plus et se termine, à l'E du vallon de Sur Châble, en une voûte de Malm, recouverte par le pli N° 6.

Le synclinal de Sur Châble, qui se trouve immédiatement à l'W de l'anticlinal N° 5 et qui se prolonge dans les affleurements de Crétacique supérieur de Pouilly, serait donc le prolongement du grand synclinal déjeté Marignier-Môle (^{4^b}) qui est marqué au SE de Saint-Jeoire par des affleurements de Malm ¹.

¹ A propos de ces raccords avec le Môle, il est nécessaire de constater que le report de la carte spéciale de M. Bertrand sur la *carte géologique de France* n'est pas exact. Il s'est glissé, dans la transcription des couleurs conventionnelles, plusieurs erreurs qui en faussent complètement le sens tectonique.

Entre ce synclinal 4^b du Môle et le synclinal de l'Ecusson, que nous avons raccordé précédemment avec le synclinal 3-4 des Brasses, nous devons trouver la prolongation méridionale des anticlinaux de la Joux (4), des Echots (4^b) et de Pouilly-l'Aouille (4^c). Ces trois plis n'ont donc, pour tout équivalent au Môle, que l'anticlinal Marignier-Môle ou 4^a , le seul qui se développe entre les deux synclinaux précités.

Du reste on ne peut pas suivre vers le S la prolongation des trois plis des Brasses, car ils disparaissent dans les dépôts quaternaires dès qu'ils atteignent le bassin de Saint-Jeoire, et les affleurements qui surgissent dans ce territoire sont trop isolés pour servir à établir des raccords précis. Ils indiquent simplement l'existence de deux séries normales de Malm et de Dogger, plongeant vers le SE, l'une formant le rocher du Turchon, l'autre la colline à l'E de la Ravoire¹. Ces deux séries, qui sont, semble-t-il, dans le prolongement des trois anticlinaux des Brasses, montrent que ces plis s'enfoncent très profondément sous le bassin de Saint-Jeoire.

Les plongements vers le SE ou l'ESE, que l'on constate dans cette région, doivent être une combinaison d'une plongée transversale vers l'E, ou l'ENE, et d'un plongement longitudinal vers le S.

Il semble en outre, d'après la direction du Turchon, que ces formations jurassiques doivent être raccordées avec l'anticlinal Pouilly-l'Aouille (4^c), plutôt qu'avec tout autre ; du reste ce raccord hypothétique ne peut pas être démontré.

Quant au monticule qui s'élève à l'W de Pont du Risso, il est formé d'une zone de calcaire grumeleux oxfordien, intercalée entre deux zones de Dogger calcaire. Cette coupe reproduit celle que l'on trouve un peu au SE dans l'éperon du Môle qui domine le Pont du Risso ; on peut considérer ces deux coupes comme appartenant à des digitations du synclinal Marignier-Môle (4^b), qui est ici directement recouvert par le jambage renversé du grand pli Champfleuri-Pouilly (5).

En résumé, si du côté de l'W les plis du Môle et ceux des Brasses (anticlinaux N°s 2 et 3 et synclinal 3-4) se correspondent exactement, du côté de l'E au contraire le faisceau de plis se développe assez différemment dans les deux montagnes. Le synclinal Marignier-Môle-Sur Châble forme au milieu d'eux

¹ *La Ravoire* désigne généralement un lieu où pousse le chêne rouvre.

une ligne directrice importante. A l'extérieur de ce synclinal, les anticlinaux 4, 4^b et 4^c des Brasses s'amortissent très rapidement vers le S, s'ensellent vers Saint-Jeoire et se confondent dans le Môle en un seul pli, l'anticlinal 4^a. A l'intérieur, au contraire, le pli N° 5, tout à fait insignifiant aux Brasses, prend tout son développement au Môle. Il y a donc ici un véritable relayement des plis, en rapport avec l'ensellement transversal de Saint-Jeoire, et ces deux phénomènes me paraissent découler directement de l'incurvation des plis¹.

Prolongement des plis des Brasses vers le N.

Dans la direction du N, il est probable que les anticlinaux N°s 1, 2 et 3 des Brasses se continuent dans les régions très érodées de Villard et Habère-Lullin, où les dépôts quaternaires empêchent de les suivre. Les anticlinaux plus internes forment la suite orographique des Brasses dans les montagnes de Miribel et d'Hirmente.

L'anticlinal N° 4 se continue probablement en un anticlinal dont les pointements triasiques sont indiqués à 2^{km} 4 au NE de Bogève, puis à l'W du sommet de Miribel (à 800 m.), et enfin dans la partie NW de la montagne de Taramont; plus au N, ce pli semble se confondre avec un autre pli pour former l'anticlinal *Taramont-Bioge*.

Les anticlinaux 4^b et 4^c doivent se prolonger par les deux zones triasiques qui encadrent le sommet de la pointe de Miribel, puis par la montagne d'Hirmente.

Les éléments plus internes sont beaucoup plus continus : le synclinal 4^c - 5 qui débute aux Plaines-Joux, suit dans toute leur longueur les pentes de Miribel et d'Hirmente, et même, plus au N encore, il se retrouve dans le petit sommet 1364 situé au SE de Lullin. L'anticlinal 5-6 forme une voûte de Malm à l'W de la vallée de Mégevette et disparaît dans la partie supérieure de celle-ci, où il est relayé par la réapparition de l'anticlinal 6^b. C'est ce dernier qui forme une lentille de Malm à l'extrémité NE d'Hirmente, et une zone de Dogger passant au SE du point 1364 précité.

¹ Dans la note préliminaire publiée en décembre 1911, dans les *Archives des Sciences physiques et naturelles*, j'avais établi le raccord avec le Môle d'une façon assez différente pour ce qui concerne les anticlinaux 4, 4^b et 4^c. Je considérais alors la zone de Trias de Pouilly comme la racine du grand pli chevauchant n° 4 (la Joux), en sorte que ce dernier devenait l'équivalent du grand pli du Môle 5. Malgré tout l'attrait que présentait cette interprétation, une étude plus exacte m'a conduit à modifier, dans le sens indiqué ci-dessus, mon interprétation tectonique.

CONCLUSIONS

La série stratigraphique des Brasses peut être résumée dans le tableau suivant :

Facies du massif des Brasses.

Flysch :	Grès et marnes.	Epais.
Crétacique supérieur :	Schistes rouges et gris vert à Fossilinifères.	Epais.
Crétacique inférieur :	Calcaire verdâtre sublithographique, lité en bancs minces, avec ou sans silex.	Mince, développé d'une façon irrégulière dans la zone médiane, manquant soit à l'E soit à l'W.
Malm :	Calcaire blanc, massif, avec <i>Calpionella alpina</i> , Lorenz.	Epais dans les plis orientaux, mince ou absent dans les autres.
Oxfordien :	Haut : calcaire grumeleux rouge avec quelques interstratifications de schistes rouges, = zone à <i>Peltoceras transversarium</i> . Base : calcaire dur, gris verdâtre, très siliceux.	Paraît ne pas exister dans les plis N°s 5 et 6.
Marnes schisteuses à Posidonies :	Marnes schisteuses tendres, gris jaunâtre avec <i>Posid. alpina</i> , Gras et <i>Lytocer. tripartitum</i> , d'Orb. = Bathonien supérieur et Callovien inférieur certains.	Epaisseur très variable à cause des déformations tectoniques.
Dogger calcaire :	Calcaire noirâtre gréseux, lité, tantôt avec interstratifications de schistes, tantôt sans schistes mais contenant des silex, = niveau indéterminé, probablement Bajocien, peut-être aussi Toarcien.	Epais.
Lias :	<i>Niveau 7</i> : calcaire spathique échinodermique, gris = probablement Liasien et peut-être aussi une partie du Sinémurien supérieur. <i>Niveau 6</i> : calcaire spathique ou gréseux, pétri de Bélemnites, avec fossiles = Sinémurien certain.	Epais. Très mince.

Lias :	<i>Niveau 5</i> : calcaire spathique grossier = appartenant au Sinémurien ou à l'Infracrétacé.	Mince, rare.
Infracrétacé :	<i>Niveau 4</i> : calcaire blanc, extérieurement semblable au Malm, s'en distingue par des Polypiers, et <i>Pecten valoniensis</i> .	Peu épais, assez fréquent.
	<i>Niveau 3</i> : calcaire gréseux, brunâtre ou roux.	Peu épais, peu fréquent.
	<i>Niveau 2</i> : alternances serrées de schistes noirs avec des calcaires noirs ou des lumachelles = Rhétien certain.	Peu épais.
	<i>Niveau 1</i> : grès siliceux, gris foncé, extrêmement dur.	Peu épais, très rare.
Trias :	Congneules et calcaires dolomitiques.	Très épais.

Facies de la vallée de Bogève.

(Diffère de celui des Brasses par sa série liasique).

Toarcien :	Schistes gris noir à Ammonites = Toarcien supérieur certain.	Probablement épais.
Lias calcaire :	Calcaire foncé, gréseux, très siliceux (semblable à la pierre de Meillerie = peut-être en partie hettangien, et surtout sinémurien et liasien).	Epais.

Si nous cherchons à résumer maintenant les caractères tectoniques de la région des Brasses, tels qu'ils découlent de mes observations, nous constatons d'abord que le faisceau externe des Préalpes médianes comprend ici huit anticlinaux distincts, sans compter les écailles de la vallée de Bogève. Ces plis sont généralement déversés vers l'W, fortement comprimés et dirigés du SSW au NNE.

Dans l'ensemble de ce faisceau nous avons distingué une zone d'anticlinaux relativement droits, correspondant aux plis N°s 1, 2 et 3. Les deux derniers avaient déjà été reconnus assez exactement par E. Renevier. Quant à l'anticlinal N° 1, il avait été considéré jusqu'ici, à tort, comme une zone synclinale, à cause de son allure très spéciale, due à la présence d'une lame de charriage crétacique formant le cœur du pli et sur laquelle se moulent, en forme de voûte, les assises du Trias, du Lias et du Dogger.

Vers l'intérieur, les anticlinaux 4, 4^b et 4^c sont tous des plis chevauchants, et leurs jambages renversés sont presque

constamment supprimés, ce qui n'avait pas été reconnu jusqu'ici. Parmi eux, l'anticlinal N° 4 présente un chevauchement particulièrement étendu ; il possède à sa base un système d'écailles très compliqué et sa tête est en outre redoublée par une digitation imbriquée.

Les anticlinaux N°s 5 et 6 ont des formes superficielles beaucoup plus simples mais, comme nous l'avons vu plus haut, le pli N° 5 prolonge le principal anticlinal du Môle, et il est probable que ses formes superficielles simples sont dues surtout à une érosion peu profonde. Le pli N° 6 est le prolongement de la voûte qui borde le cours inférieur du Risse ; il tend à l'approche du bassin d'Onion à recouvrir le pli N° 5 dont il est séparé par un synclinal crétacique laminé qui n'avait été reconnu que très partiellement.

Le faisceau de plis des Brasses doit en outre un de ses caractères les plus frappants au fait qu'il est affecté par deux ensellements transversaux très prononcés.

Dans la région de Saint-Jeoire-La Tour un premier ensellement, déjà mentionné par M. Bertrand, affecte presque tous les plis, surtout ceux de la partie médiane du faisceau ; à partir de là les axes s'élèvent très rapidement, soit vers les Brasses, soit vers le Môle.

Dans la région d'Onion, se creuse un second ensellement, qui n'a, il est vrai, presque aucun effet sur les plis externes, si ce n'est pour provoquer le déversement d'une partie d'entre eux vers l'intérieur (vers l'E), mais qui affecte, d'une façon d'autant plus énergique, les plis internes en les faisant complètement disparaître sur une distance variant de 500 m. à 2 km. La réaction de l'ensellement transversal est particulièrement frappante en ce qui concerne le grand pli chevauchant N° 4 que l'on voit s'enfoncer totalement sous le bassin d'Onion, puis réapparaître au N de celui-ci (à la Pesse) avec une brusquerie qui semble incroyable. On constate en outre quelques failles, qui compliquent cet ensellement et qui en sont aussi la conséquence.

Enfin, la vallée de Mégevette, sans être un ensellement aussi important, contribue à donner au pli le plus interne (6^b) une forme en brachyanticlinal transversal tout à fait curieuse.

La formation de ces ensellements transversaux dépend de l'incurvation du faisceau de plis dont nous avons parlé pour les Préalpes en général. Cette inflexion ne se fait pas d'une façon continue et régulière : dans le massif même des Brasses,

où les axes sont presque constamment dirigés vers le NNE, elle prend plutôt la forme de deux coudes, correspondant l'un à l'ensellement de Saint-Jeoire, l'autre à celui d'Onion. Dans les Brasses, ses effets consistent à la fois dans un étirement des plis, qui a déterminé des suppressions de couches jusque dans les séries normales (anticlinaux 3, 4 et 4^c), et surtout dans une compression longitudinale des plis internes. Ceux-ci ont dû s'onduler dans le sens de leur longueur et ont ainsi formé une série de bombements et d'ensellements transversaux alternants.

Geologie der Gebirge südlich von Muotatal. Kaiserstock und Wasserberg.

Von WALTER HAUSWIRTH aus Gsteig.

Vorwort.

Die Anregung zu nachfolgender Arbeit wurde mir im Winter 1910/11 von Herrn Prof. HEIM zuteil. Nachdem ich mich mit der das Gebiet betreffenden Literatur vertraut gemacht hatte, verwendete ich im Sommer 1911 zirka 12 Wochen und im Vorsommer 1912 noch zirka 2 Wochen zur Terrainaufnahme. Die übrige Zeit war bis zum August 1912 der Ausarbeitung der Arbeit gewidmet.

Für seine stete Anteilnahme an der Arbeit, für mannigfache Anregung und meisterhafte Anleitung, sowohl in Begleitung im Terrain, als auch während der ganzen Ausarbeitung, bin ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. ALBERT HEIM zu allerhöchstem Dank verpflichtet.

Unter gütiger Leitung von Herrn Prof. Dr. H. SCHARDT wurde der stratigraphische Teil redigiert und die darin waltende Einteilung nach seinen Wünschen vorgenommen. Ausserdem begutachtete er die gesamte Arbeit und erwies ihr reges Interesse. Für seine wohlwollende Hilfe sei ihm an dieser Stelle bestens gedankt. — Danken möchte ich hier auch Herrn Prof. Dr. L. ROLLIER, unter dessen geschätzter Leitung die Fossilien bestimmt wurden und der mir etliche nachträgliche Bestimmungen gütigst besorgte.

Zürich, im Dezember 1912.

Der Verfasser.