

Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 20 (1884-1885)
Heft: 90

Artikel: Études géologiques sur le Pays-d'Enhaut vaudois
Autor: Schardt, Hans
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-260130>

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: 12.01.2026

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

ÉTUDES GÉOLOGIQUES

SUR LE

PAYS-D'ENHAUT VAUDOIS

PAR

HANS SCHARDT



PRÉFACE

S'il m'est permis d'éprouver quelque satisfaction en voyant achevé un travail qui m'a occupé pendant plus de deux ans, ce n'est pas sans une grande hésitation que je le livre à la publicité, car, malgré tous les soins que j'y ai mis, malgré tous mes efforts pour me placer à un point de vue entièrement indépendant, il ne m'a pas toujours été possible de trancher toutes les questions qui se sont posées à mon esprit. Bien des points sont restés dans le doute. Mais si ce travail n'a pas la prétention d'épuiser le sujet, j'ose du moins espérer qu'il pourra servir utilement à de futures recherches.

Le Pays-d'Enhaut n'est pas sans littérature géologique. Il a été exploré par le professeur B. Studer. Ses montagnes ont été citées et décrites dans les mémoires incomparables de ce savant (*Die Geologie der westlichen Schweizeralpen*, publié en 1834, et *Die Geologie der Schweiz*, publié en 1853). Les travaux de cet éminent géologue rendent en quelque sorte superflue la publication de mes *Etudes géologiques*. Si leur lecture m'a souvent fait éprouver une certaine déception, en y retrouvant une à une les observations que je pensais avoir faites le premier, elle m'a néanmoins rempli d'admiration pour leur auteur, admiration d'autant plus justifiée que ces travaux, qui témoignent à chaque mot d'un jugement impartial et d'une rare précision, ont été faits à une époque où la géologie des Alpes était encore dans l'enfance !

Aux divers travaux de B. Studer s'ajoutèrent plus tard ceux de Fischer-Ooster et surtout ceux de MM. V. Gilliéron et E. Favre, qui ont fréquemment trait à la région que j'ai explorée.

Qu'il me soit permis d'exprimer ici ma vive reconnaissance aux personnes qui m'ont aidé à mener ce travail à bonne fin. Je remercie surtout M. V. Gilliéron, dont les conseils m'ont été d'une grande utilité ; M. le prof. Renevier, qui m'a permis d'étudier les fossiles du Pays-d'Enhaut conservés au Musée de Lausanne ; M. E. Favre, qui m'a donné plusieurs indications sur des gisements fossilifères ; M. Burnier, à Cuves, qui a bien voulu me confier les fossiles qu'il a recueillis, et M. Rosset, directeur des mines et salines de Bex, pour l'extrême complaisance qu'il m'a témoignée dans l'exploration des mines.

Je suis redevable de la plus grande gratitude à mes deux amis MM. H. Pittier et Th. Rittener, dont la connaissance approfondie des montagnes du Pays-d'Enhaut m'a été d'un grand secours. M. Rittener m'a accompagné dans de nombreuses excursions, et ses indications m'ont été très utiles. Si ce travail a réellement quelque mérite, il lui en revient une bonne part.

H. S.

INTRODUCTION

Les chaînes alpines qui vont être décrites font partie de celles nommées par M. Alph. Favre *chaînes extérieures des Alpes*, et qu'on appelle aussi *Alpes romandes* ou *Préalpes romandes* (Renevier). Elles s'étendent aux pieds des chaînes intérieures, ou Hautes-Alpes calcaires, depuis le cours de l'Aar jusqu'à l'Arve.

La région dont j'ai entrepris l'étude a peut-être été découpée un peu artificiellement, car j'ai dû m'en tenir aux limites de la carte topographique ; mais, tout considéré, elle forme un ensemble assez nettement limité, au sud et au nord par le col du Pillon et la chaîne de Cray, à l'ouest par le cours de l'Hongrin, et à l'est par la frontière bernoise. J'ai dû laisser de côté, dans la carte, la vaste région du flysch qui se trouve au sud de l'arête

de la Gummfluh ; par contre, j'y ai ajouté l'arête très intéressante du Mont-d'Or, avec le col des Mosses et les environs de la Pierre du Moëllé.

Ainsi limitées, les Alpes du Pays-d'Enhaut comprennent les tronçons d'un certain nombre de chaînes ou chaînons et de vallées ou synclinale. Ce sont du N-W¹ au S-E :

1. **La chaîne du Mont-Cray**, double voûte, dont l'une ou l'autre des deux anticlinales forme alternativement l'arête de la chaîne. Celle-ci se rattache au N-E à la chaîne du Stockhorn.

— **La vallée de Château-d'Œx**, qui est en partie comblée par le flysch (2^{me} zone) ; elle se continue au N-E par la *vallée de Vert-Champ*.

2. **La chaîne des Gastlosen**², arête tranchante qui se rattache à la Simmenfluh au N-E et aux Tours d'Aï au S-W. Ses points les plus importants dans notre région sont le Rocher de la Raye et la Laitmaire.

— **La vallée de Rougemont**, 3^{me} zone de flysch, qui se continue sur le plateau de la Braye, au sud de Château-d'Œx.

3. **La chaîne du Rubli**, entièrement comprise dans la carte géologique ; elle semble se continuer au S-W et former l'arête du Mont-d'Or.

— **La quatrième zone de flysch**, qui remplit l'espace compris entre la chaîne du Rubli et la suivante.

4. **La chaîne de la Gummfluh** ; elle s'étend du Wildenboden aux Rochers de Coumattaz, où elle s'arrête.

— **La cinquième zone de flysch**, prolongement de celle du Niesen, ne comprend que l'angle S-E de la carte. Elle forme, entre l'Oldenhorn d'une part et la Gummfluh et le Mont-d'Or de l'autre, une région accidentée, divisée en vallées profondes par des arêtes irrégulières.

Les *principales vallées* du Pays-d'Enhaut étant *transversales*

¹ W = ouest. Convention météorologique internationale, qu'il serait bon de généraliser.

² Nommée aussi *chaîne du Simmenthal*, nom fort équivoque, auquel je préfère de beaucoup celui que lui a donné Studer et qui est aussi le plus ancien.

aux chaînes, celles-ci sont rarement séparées par des vallées synclinales.

Division du Travail.

Ce travail comprend trois parties :

La première est consacrée à l'étude stratigraphique des terrains du Pays-d'Enhaut.

La seconde décrit l'orographie de ces terrains ; elle pourra servir de guide aux explorations.

La troisième traite de questions théoriques sur le mécanisme des dislocations du sol et sur l'origine des vallées.

Tous les sujets traités dans ce travail ne sont pas de même importance. Plusieurs chapitres, tels que ceux qui ont trait aux terrains éocènes, à l'âge et à l'origine du gypse et de la corgneule, celui du crétacé supérieur, etc., prennent la plus large place dans la partie stratigraphique. Les autres terrains, ne présentant pas autant de points discutables et nouveaux, n'ont été traités que pour donner à ce travail la forme d'une étude géologique complète de la région comprise dans la carte qui y est jointe. Cela peut encore se dire de toute la seconde partie (Orographie), qui ne contient que la citation de faits observés.

La troisième partie, par contre, étant plutôt théorique, forme un travail plus indépendant, entrepris dans le but de rechercher le mécanisme probable de certaines formes orographiques particulières au Pays-d'Enhaut.

PREMIÈRE PARTIE

STRATIGRAPHIE

CHAPITRE I^{er}.

Terrains récents, formations actuelles.

Dans les régions alpines, les formations récentes présentent cet intérêt tout particulier qu'elles nous font connaître un des puissants agents qui ont donné à la terre son relief actuel, c'est-à-dire l'*érosion*, et plus particulièrement l'*érosion atmosphérique*.

A. Eboulis, cônes d'éboulement. Les effets de l'érosion atmosphérique se manifestent de différentes manières, suivant la nature et la disposition des terrains. Dans les chaînes calcaires, les matériaux désagrégés par les agents atmosphériques s'accumulent aux pieds des parois rocheuses, à la sortie des couloirs, dévaloirs ou cheminées, sous forme de *cônes d'éboulement*, parfois très réguliers. Ordinairement plusieurs couloirs secondaires se réunissent et conduisent les matériaux dans un couloir principal.

On pourrait donner le nom de *champ collecteur*, ou de *champ nourricier*¹ de l'éboulement, à la partie située immédiatement en dessous de l'arête de montagne d'où les matériaux se détachent pour arriver dans le couloir principal. Le couloir pourrait être nommé *canal de déjection* ou *canal d'éboulement*, car c'est par là que les matériaux sont amenés sur le *cône d'éboulement*.

Les plus beaux cônes d'éboulement du Pays-d'Enhaut se trouvent dans les chaînes entièrement calcaires du Rubli et de la Gummfluh.

Celui de la *Planaz* est d'une grande régularité ; son champ collecteur s'élève entre le Biolet et la Douve jusqu'à une hauteur de 2200 mètres. Le cône de la *Pierreuse* est d'une régularité

¹ H. Golliez, *Bibl. pop. de la Suisse rom.*, fév., mars 1883, p. 206 et 179.

plus grande encore ; celui de *Comborsin*, qui descend de la Pointe de la Combaz et va déboucher dans le vallon de Comborsin, se distingue par ses grandes dimensions.

Les cônes très rapprochés forment souvent au pied des parois rocheuses des *talus d'éboulement* d'une grande étendue.

Dans les régions du flysch, la nature ordinairement schisteuse de ce terrain donne aux éboulis une pente bien plus rapide que dans les chaînes calcaires.

B. Les **éboulements subits** sont très rares au Pays-d'Enhaut ; on n'en peut citer qu'un petit nombre ; encore sont-ils très anciens et tout à fait insignifiants. On trouve, sur le flanc sud de la vallée des Morteys et sur la pente de Paray-Dorenaz, d'énormes blocs amoncelés qui prouvent qu'une partie de l'étroite arête des Tours s'est éboulée. Nombre de blocs ont roulé sur les pâturages de Dorenaz et se sont précipités dans la vallée de Vert-Champ, où le chalet de la *Gétaz des Pierres* tire son nom du groupe d'énormes blocs de calcaire derrière lesquels il s'abrite. Un éboulement qui paraît avoir eu quelque importance s'est produit au pied nord de la *Dent de Savigny*, dans la chaîne des Gastlosen. Des blocs très volumineux se sont entassés irrégulièrement dans un petit vallon qui débouche dans la vallée de la Flugimaz. Cet amas de blocs, dont la chute semble toute récente, sont les débris d'un pan de la Dent de Savigny, tombé à une époque inconnue. Un autre amas de blocs de même genre se rencontre non loin de là, au pied du Gros-Rocher, près du Perte à Bovey.

L'éboulement d'Aigremont (Ormonts), qui date du XVI^e siècle, sera mentionné plus loin.

C. **Cônes de déjections.** Les dépôts de déjection ne sont pas rares dans une région où les torrents et les ruisseaux abondent. C'est au fond des vallées, au débouché des cours d'eau secondaires, qu'il faut les chercher. Habituellement, les matériaux charriés par les torrents sont précipités dans le cours d'eau principal et emportés par celui-ci. On est souvent même embarrassé de savoir s'il faut attribuer tel ou tel cône à l'action d'un torrent ou à celle des éboulements, car ces deux agents concourent simultanément ou alternativement, suivant la saison, à former des cônes de matériaux de transport. Ce sont alors des *cônes d'éboulement imprégnés d'eau (nasse Schuttkegel)*. Ce n'est que dans les régions du flysch et dans les chaînes formées

presque exclusivement de dogger et de lias, c'est-à-dire de terrains marneux très aquifères, que les cônes de déjection ont quelque importance.

Dans la vallée de Château-d'Œx, les ruisseaux des Mérils, de la Vausseresse et de la Levraz ont déposé au pied de la chaîne de Cray de puissants amas de graviers qu'ils entament de nouveau maintenant. Le cône de déjection des Mérils est si important que le ruisseau qui l'a formé a été forcé de changer progressivement son cours et qu'il se jette aujourd'hui dans la Sarine, à l'extrémité orientale de son ancien cône.

On peut adapter la nomenclature des cônes d'éboulement aux dépôts de déjection, leur analogie étant manifeste. Ainsi, chaque torrent possède un *champ collecteur* qui fournit l'eau et les matériaux, qui les rassemble et les conduit vers le *canal de déjection*; celui-ci est ordinairement une ravine. C'est au débouché du canal dans le fond des vallées que les cônes de déjection se trouvent le plus souvent.

J'ai représenté, pl. IV, fig. 14, plusieurs ravins qui entaillent le flanc sud de la chaîne de Cray; ils sont d'une régularité très remarquable et ont produit les beaux cônes de déjection dont il vient d'être parlé.

Il serait inutile de citer tous les petits cônes qu'on peut trouver au Pays-d'Enhaut. Chacun a ses particularités et tous ont des caractères communs. Ceux qui ont quelque importance sont indiqués sur la carte jointe à ce mémoire.

D. Dépôts d'argiles, sables et graviers stratifiés. Ces dépôts se sont produits sur le parcours des rivières, lorsque la chute devenait très faible ou que des circonstances particulières déterminaient la formation de lacs temporaires.

En amont de la gorge de la *Chaudanne*, entre Rossinières et Château-d'Œx, le lit de la Sarine, élargi en forme de bassin, est bordé de berges ou terrasses taillées d'un côté dans le cône de déjection du torrent des Mérils, et de l'autre dans le terrain erratique, les alluvions et le flysch. Il y a quelque apparence que la Sarine, soit qu'elle n'eût pas encore suffisamment approfondi la *roffla*¹ de la Chaudanne, soit qu'elle y fût obstruée, formait

¹ Le terme *roffla*, proposé par M. Desor, me semble très approprié pour désigner les étroits passages, à parois verticales, creusés dans la roche calcaire. Quoique peu usité en géologie, ce mot est préférable à celui de *gorge*, qui a un sens plus général.

autrefois en cet endroit un petit lac où elle déposait les graviers et les sables stratifiés qu'elle entame de nouveau maintenant.

Le même phénomène s'est produit dans la vallée de l'Etivaz. Le torrent de la *Tourneresse* paraît avoir formé un petit lac en amont de la *gorge du Pissot*, aux environs des *Martines*. On trouve dans le lit même du torrent un dépôt assez puissant d'argile stratifiée, formé de deux couches, dont l'inférieure, visible au niveau de l'eau, est un lit d'argile grise excessivement fine et plastique, et dont l'autre est noirâtre et de nature plus terreuse. Cette argile est recouverte de graviers charriés, où sont couchés des troncs d'arbres non carbonisés, qui paraissent avoir été déposés plus récemment.

On ne peut guère donner à cette argile une origine glaciaire. Elle est dépourvue de cailloux striés, et, d'autre part, sa stratification bien horizontale prouve suffisamment qu'elle appartient à une formation lacustre, sans qu'il soit cependant possible de fixer l'époque de ce dépôt.

E. En fait de dépôts récents, je mentionnerai quelques dépôts peu importants de *tuf* et de *tourbe*.

Les dépôts de *tuf* sont assez fréquents dans la région qui nous occupe, mais ils ne sont exploités nulle part. Je citerai le *tuf* du *Pratay*, dans le vallon de la Gérine, et celui des *Petites Moilles*, au col du Pillon, qui a été déposé par plusieurs sources sortant d'un banc de corgneule, et qui, pour cette raison, est probablement de composition dolomitique.

La **tourbe** est abondante dans les régions du flysch, et notamment aux alentours des partages d'eau, comme au col des Mosses, au vallon de Vert-Champ, à la Scierne-au-Cuir, près Château-d'Œx, etc.

La tourbe du col des Mosses atteint une épaisseur de 3-4 mètres. Un système de drainage a permis de mettre à sec le dépôt dans presque toute son épaisseur. Cette tourbe se compose exclusivement de racines et de tiges de cypéracées, et surtout de mousses (*Sphagnum*). Elle est très légère. Je n'y ai pas trouvé d'insectes.

Je me borne à mentionner la *terre végétale* comme formation récente la plus répandue.

L'influence des agents atmosphériques et des végétaux (lichens, mousses, saxifrages, androsaces, saules nains, etc.) sur la formation de cette terre est suffisamment démontrée et connue pour que je puisse me dispenser d'entrer dans plus de détails sur ce sujet.

CHAPITRE II.

Terrains glaciaires.

Bien que les Alpes du Pays-d'Enhaut soient aujourd'hui complètement dépourvues de glaciers et que des névés de quelque importance y soient même fort rares, il n'est cependant pas douteux qu'à une époque très reculée toutes les vallées et tous les vallons ont été occupés par des glaciers qui avaient leurs névés dans les hautes régions, et qui communiquaient probablement avec les glaciers des Hautes-Alpes. Tous ces petits glaciers paraissent s'être réunis en un seul tronc, le *glacier de la Sarine*, de même que cette rivière constitue encore aujourd'hui la veine hydrographique principale du Pays-d'Enhaut.

Les traces de ces anciens glaciers se trouvent un peu partout, quoique souvent effacées et difficiles à distinguer des formations actuelles.

Les dépôts glaciaires les plus beaux et les mieux caractérisés se trouvent dans la vallée de la Sarine ; ils occupent un niveau assez constant, de 1000^m à 1500 ou 1600^m, sur les deux côtés de la vallée de Rougemont, sur le flanc de la Laitmaire et sur le plateau de la Braye, où l'on trouve fréquemment des blocs erratiques de flysch étranger à la contrée (grès du Hundsrück).

Dans la large vallée de Château-d'Œx, le terrain glaciaire existe presque partout, mais il se fait peu remarquer. Il est habituellement remanié et mélangé avec les cônes de déjections. Le plateau des Granges-d'Œx en est couvert, et l'on en trouve de puissants dépôts au pied des Monts-Chevreuils sous Sonlemont.

Des dépôts encore mieux caractérisés recouvrent les flancs de la *vallée de l'Etivaz*, où ils forment, à une altitude de 1300-1500^m, de véritables *terrasses*, dont M. Chavannes a pu constater l'existence jusqu'à Grand-Clé, vers le haut de la vallée, et qui sont encore bien visibles près de la Mossettaz, en dessus de la route des Mosses.

Les matériaux du glacier de la Tourneresse sont caractérisés par un conglomérat à fragments de talcschiste verdâtre, qui a été nommé par M. Studer *conglomérat du Niesen*. On en trouve de nombreux blocs dans le vallon de la Tourneresse et souvent aussi dans la vallée de la Sarine, en aval des Moulins. J'en ai rencontré jusque dans le voisinage du col de Sonlemont.

M. Gilliéron pense qu'on pourra reconnaître au moyen de cette roche les limites du glacier de la Sarine sur le plateau suisse.

Je regrette de n'avoir pu consacrer plus de temps à l'étude pétrographique des dépôts laissés par les glaciers locaux. Ce travail, intéressant à tous égards, m'aurait cependant entraîné dans des recherches spéciales très longues, qui n'ont de valeur réelle qu'autant qu'elles s'étendent à tout un réseau de glaciers, ce qui ne pouvait entrer dans le cadre de ce travail. Le plus souvent, j'ai dû me borner à constater la présence des dépôts erratiques et à en fixer l'étendue.

CHAPITRE III

Terrains éocènes (flysch).

De tous les terrains de la série tertiaire (à la réserve des dépôts quaternaires) il n'existe dans les Alpes du Pays-d'Enhaut que les dépôts arénacés et marneux, d'âge éocène, connus sous le nom de *flysch*. Ce terme, introduit dans la science par M. Bernhard Studer¹, fut pris dans les acceptations les plus diverses par les géologues de cette époque. Actuellement, l'accord n'est pas encore établi; mais tandis que quelques savants attribuent au mot *flysch* un sens uniquement pétrographique, la majorité des géologues contemporains comprennent sous ce nom les terrains arénacés qui reposent sur le calcaire nummulitique, c'est-à-dire les *schistes à fucoides* et les terrains détritiques qui les accompagnent. Je me range d'autant plus volontiers à cette manière de voir que M. Studer avait créé et employé ce terme dans ce sens-là. Il est vrai qu'il est revenu de sa première décision en substituant le nom de *macigno alpin* à celui de *flysch*, et en réservant ce dernier pour désigner plus spécialement les terrains schisteux et arénacés, d'âge incertain, qu'on rencontre entre les chaînes calcaires et les massifs cristallins. Le mot *flysch* acquit ainsi un double emploi. D'après M. Studer, il ne devait avoir qu'un emploi provisoire et être remplacé par un nom plus pré-

¹ *Acta Soc. helv. sc. nat.* Session de Soleure 1848. Les procès-verbaux de la section de géologie donnent tous les détails sur l'origine et le sens du mot *flysch*.

B. Studer, *Index der Petrographie und Stratigraphie*, p. 81-82.

cis, à mesure que l'âge véritable des terrains en question serait déterminé. Mais ses prévisions ne se sont pas réalisées; la plupart des terrains appelés *flysch*, dans le second sens, se trouvent plus tard être synchroniques du *macigno alpin*. C'est ainsi que ces deux termes sont devenus synonymes, mais celui de *flysch*, qui a l'avantage d'être court et concis, l'a emporté dans l'usage sur celui de *macigno alpin*.

Il paraît assez difficile d'attribuer au *flysch* un niveau bien certain. Sa puissance est si grande et ses caractères pétrographiques, quoique très variables dans les détails, présentent dans leur ensemble une constance si parfaite qu'il est impossible de le diviser en étages, d'autant plus que les seuls fossiles, des algues marines, qu'on rencontre abondamment dans ces couches, sont à peu près les mêmes du haut en bas et qu'elles ne donnent ainsi aucune base pour cette subdivision. On classe généralement l'ensemble du *flysch* dans l'éocène supérieur. M. Renvier fait correspondre, dans son tableau, la partie inférieure du *flysch* aux calcaires nummulitiques à *Cerithium Diaboli*. M. C. Mayer-Eymar¹ place le *flysch* dans un étage particulier, le *ligurien*, intermédiaire entre le *tongrien* et le *bartonien*. MM. Hébert et Munier-Chalmas² voient dans ce terrain le correspondant des couches à polypiers de Crosara qui appartiennent au même niveau que le gypse du bassin de Paris, et ils placent la limite inférieure du miocène immédiatement au-dessus de ces couches. Enfin, je citerai, mais simplement comme exemple de classification théorique, le tableau de M. Benoit³, où le *flysch* est indiqué comme représentant dans les Alpes la majeure partie du miocène d'eau douce du bassin du Rhône!

En ce qui concerne les Alpes du Pays-d'Enhaut, la seule chose qu'on puisse affirmer, c'est que le *flysch* est intermédiaire entre le crétacé supérieur et le terrain miocène le plus ancien du bassin helvétique. Une émersion générale du bord des Alpes a mis fin au dépôt du *flysch*; dès lors, l'érosion a commencé son œuvre, pendant que les terrains miocènes se déposaient dans le

¹ Mayer-Eymar. *Pariserstufe v. Einsiedeln*. Mat. pour la carte géologique suisse, XIV, 1877.

² *Recherches sur les terrains tertiaires du midi et de l'orient de l'Europe*. Compte-rendu de l'Académie d. sc. 1877. LXXXV.

³ *Terr. tert. du bassin du Rhône et des Usses*. Bull. Soc. géol. de France, 3^{me} série, t. III, p. 436. 1875.

bassin suisse. Dans les Hautes-Alpes calcaires, le flysch et le grès de Taveyannaz qui l'accompagne, reposent habituellement sur le calcaire nummulitique qui est lui-même d'âge éocène supérieur. Ce calcaire nummulitique manque complètement dans les Alpes du Pays-d'Enhaut.

Classification du flysch.

S'il est impossible de distinguer des niveaux dans le flysch, il n'est pas sans intérêt et sans utilité d'étudier, au point de vue pétrographique, la succession des assises de ce terrain dans les diverses régions qu'il occupe.

Le flysch conserve sensiblement les mêmes caractères lorsqu'on le poursuit dans le sens des synclinales; l'inverse a lieu lorsqu'on passe d'une synclinale à l'autre, et l'on peut ainsi se convaincre que, si le *faciès* du flysch reste le même, à savoir celui d'un terrain détritique, sa composition minéralogique varie au contraire énormément.

L'étude du flysch est difficile et ingrate; bien des points me paraissent encore obscurs. Sa présence est généralement facile à constater, tant par la forme extérieure des montagnes qu'il compose et par les gazons qui les recouvrent jusqu'aux sommets, que par la facilité avec laquelle il se laisse attaquer par l'érosion. En effet, le flysch, terrain aquifère, de nature peu résistante, est sujet à être raviné par les moindres cours d'eau. Malgré cela, il est fort difficile d'en voir des affleurements un peu étendus, et même impossible d'en trouver des coupes naturelles quelque peu complètes.

Jusqu'à présent les subdivisions du flysch n'ont été basées que sur des différences pétrographiques; ceci est d'autant plus surprenant que la puissance de ce terrain atteint dans quelques régions le chiffre énorme de 1800 m. On pourrait se croire autorisé à admettre que le dépôt du flysch a eu lieu pendant un temps relativement très court, puisque les restes organiques qu'il contient ne montrent *aucun changement* dans toute cette grande épaisseur de couches. Mais on ne doit pas oublier que cette considération ne peut être d'un grand poids, par le fait que les algues marines sont des végétaux à *formes excessivement constantes*. Plusieurs espèces du lias ressemblent tellement à celles de l'éocène qu'on ne peut souvent les distinguer. La flore marine actuelle possède même des espèces qui se rapprochent beaucoup de celles du flysch.

Zones du flysch.

On peut distinguer cinq zones de flysch depuis le bord des Alpes jusqu'au pied de l'Oldenhorn; quatre d'entre elles sont en partie comprises dans la région qui fait le sujet de ce travail.

La 1^{re} zone est celle du *grès du Gurnigel*; elle forme les chaînes du bord des Alpes, depuis le Mont-Corbettes jusqu'au Gurnigel. Nous n'avons pas à nous en occuper ici.

La 2^e zone est comprise entre la chaîne de Cray (chaîne du Stockhorn) et celle des Gastlosen. Les caractères de cette zone sont les mêmes depuis les pâturages de Leyzay, au pied des Tours d'Aï, jusqu'à la Hochmatt, à l'extrémité N-E de la carte géologique.

Dans toute la vallée de Vert-Champ, le flysch se compose essentiellement de schistes argileux et de grès en couches peu épaisses, auxquels s'ajoutent fréquemment des bancs de poudingue. Celui-ci est composé en majeure partie de fragments roulés d'un calcaire gris, qui appartient sans doute au jurassique supérieur, et de cailloux quartzeux verdâtres, en plus petit nombre; le tout est fortement aggloméré par un ciment sableux et calcaire; la roche prend ainsi l'aspect d'un véritable *nagelfluh*, tel qu'on en rencontre dans les terrains miocènes.

Le niveau de ce poudingue est assez constant; il se trouve habituellement près de la base du flysch. Cette roche est sans aucun doute celle que M. Studer a nommée *Mocausagestein*¹. Je l'appellerai donc *poudingue de la Mocausa*. On rencontre un banc de ce poudingue sur un petit col situé entre l'arête de la *Gouèraz* et la Hochmatt; il y est accompagné de grès et de schistes qui contiennent à leur base des couches de silex rouge, gris ou verdâtre. Cette roche, nommée *Hornstein*², par B. Studer, se fait remarquer par son singulier clivage. Exposée aux agents atmosphériques, elle se désagrège en fragments polyédriques irréguliers ressemblant à des cubes, à des prismes, etc.

On peut constater la présence du poudingue de la Mocausa

¹ *Geologie der westlichen Schweizeralpen*, 1834, p. 304. *Index der Petrographie und Stratigraphie*, p. 159. — Mocausa est un synonyme peu usité actuellement de La Verdaz, partie supérieure de la vallée de Vert-Champ.

² *Geol. der westl. Schweiz. Alp.*, p. 247.

sur plusieurs points du flanc oriental de la vallée de Vert-Champ jusqu'aux Sciernes-Piquats, où il est surmonté de calcaires en plaquettes.

Le flysch du col de la *Scierne-au-Cuir*, entre le Mont-Laitmaire et la chaîne de Cray, est composé principalement de marnes, de schistes marneux et de grès. Le poudingue de la Mocausa, qui affleure près de *Sous-plat*, s'y fait remarquer par le volume considérable des cailloux roulés qui le composent. Il est surmonté de schistes et de bancs calcaires grisâtres, très homogènes, qui lui sont cependant inférieurs, car les couches sont renversées. Près de *Sous-plat*, ces bancs renferment de nombreux *fucoïdes* bien conservés (*Chondrites intricatus*, *Chondrites affinis*, plus rare).

Le poudingue de la Mocausa est encore bien visible à la Frasse, près de Château-d'Œx. Le ruisseau des Mérils entame d'abord des schistes marneux, puis il coupe les bancs de poudingue qui sont exploités et qui reposent sur un grès compact, grisâtre, ressemblant à s'y méprendre à certains grès de la molasse marine helvétique. De nouvelles séries de couches marneuses et schisteuses séparent ce grès du crétacé supérieur.

D'autres affleurements démontrent que le poudingue de la Mocausa se trouve de préférence à la base du flysch. Aux Esse-rugnys et au Pont-Turrian, où il a une puissance de plus de 35 mètres, il se trouve dans le voisinage immédiat du crétacé supérieur. On le retrouve au-dessus des Bossons, près d'un affleurement de couches rouges. Il occupe une position analogue au col de Sonlemont, entre les monts Chevreuils et la pointe de Planachaux. Les couches rouges y sont surmontées de calcaires plaquetés gris, de schistes noirs et de grès, puis vient le poudingue qui est lui-même recouvert par une puissante masse de schistes marneux feuillettés et de calcaires en plaquettes.

La 3^e zone de flysch, qu'on pourrait appeler *zone du Simmenthal*, s'étend à l'est de la chaîne des Gastlosen, parallèlement à la zone précédente. Elle forme le dos élevé du *Hundsrück*, le *Rodomont*, sur Rougemont, et plus au sud le plateau de la *Braye*, où elle se termine en s'aminçissant de plus en plus. La base de cette masse puissante de flysch diffère peu de celui dont il vient d'être question. Essentiellement marno-schisteuse, elle est formée d'une multitude de minces couches de calcaire plaqueté, de schistes, de marnes et de grès; mais à mesure qu'on s'élève

dans la série des couches, la consistance des matériaux augmente; des bancs plus épais de grès dur et de poudingue identique au conglomérat de la Mocausa remplacent peu à peu les couches marneuses. De nombreux lits de calcaire siliceux gris ou noir, très fin, à ciment calcaire, s'y mêlent fréquemment et alternent avec des couches marneuses de même couleur. Ce sont là les principaux caractères des couches inférieures du flysch, telles qu'on les rencontre dans les vallées de la Manche et des Fénils (Griesbachthal).

Au-dessus apparaissent de nouvelles couches schisteuses de teinte plus claire et des grès marneux comme on peut en voir sur l'arête de Rodomont et dans les pâturages de Schneit. Le haut de la formation est caractérisé par de gros bancs de grès, plus ou moins grossier, qui passe parfois au conglomérat; ces bancs, qui ont une teinte noirâtre à l'extérieur, forment de petits escarpements sur l'arête du Hunsrück. Le grès est essentiellement siliceux; il renferme de petits fragments de calcaire marneux qui se décomposent facilement; la roche prend alors un aspect vacuolaire à la surface, tandis que l'intérieur reste compact.

La puissance totale de cette masse de flysch ne doit pas être inférieure à 1200 m. dans la région du Hunsrück. Il faut admettre que des replis intérieurs en ont augmenté l'épaisseur, pour s'expliquer que le flysch ait pu atteindre au Hunsrück, qui en est entièrement formé, l'altitude considérable de 2049^m.

Vers le haut du Rodomont les grès noirs sont déjà moins puissants qu'au Hunsrück, et à mesure que la zone devient plus étroite, la puissance du flysch diminue. Dans le vallon transversal de la Gérine, on trouve une assez grande épaisseur de calcaires argileux gris, homogènes, à cassure conchoïde, qui sont accompagnés de marnes et de schistes de même couleur.

Roches éruptives de la vallée des Fénils.

Bernhard Studer signale, vers le bas du Griesbachthal (vallée des Fénils), une roche qu'il appelle *amygdaloïde dioritique*.

Ce terrain énigmatique ne présente qu'un seul affleurement, un peu en amont de la scierie du Griesbach, au bord de ce ruisseau. Il forme un petit rocher haut de 8 à 9 mètres, qui ressemble à un grand bloc isolé, de sorte qu'au premier abord on est tenté de le prendre pour un bloc erratique ou pour

un de ces blocs exotiques qu'on rencontre si souvent dans le flysch. Ce n'est cependant ni l'un ni l'autre, car cette roche est en place et si bien en contact avec les schistes du flysch qu'on ne peut attribuer sa présence au transport par les glaces; d'autre part sa nature même la caractérise suffisamment comme roche étrangère au flysch; on ne peut y voir qu'une roche éruptive qui a pénétré sous forme de filon dans les dépôts schisteux du flysch, à une époque qu'on ne peut fixer exactement, mais qui coïncide sans doute avec l'émersion des Alpes.

L'érosion ayant enlevé la majeure partie des schistes friables du flysch qui entourent cette roche, celle-ci se présente actuellement sous forme de *dyke*. Il a été nécessaire d'en faire sauter une partie pour établir le chemin des Fénils, de sorte que le roc présente du côté du ruisseau une surface très nette et que du côté opposé il est en contact naturel avec le terrain éocène qui l'entoure.

Ce qui m'a surtout engagé à me rattacher à l'opinion de M. Studer qui voit dans ce terrain une roche éruptive, c'est qu'elle est unique en son genre et qu'on n'en trouve nulle part le moindre fragment, ni dans les dépôts glaciaires quaternaires, ni dans les matériaux de transport des terrains éocènes. Il existe cependant de petits affleurements de cette même roche à quelques pas en amont du roc principal, mais il est fort probable qu'ils appartiennent au même filon.

La roche est très résistante; elle est en grande partie formée par une pâte homogène ou légèrement grenue, de couleur vert foncé ou rouge-brun. On y remarque des parties où la teinte verte devient très vive; elles s'entremêlent avec la pâte prédominante et contiennent fréquemment, mais non pas généralement, des amygdaloïdes blancs de carbonate de chaux cristallin, atteignant la grosseur d'un grain de chanvre ou même d'un pois et disséminés dans la masse verte ou rouge. Cette structure est du reste locale et l'on peut, avec M. Studer, considérer cette roche comme une *diorite* assez semblable, sinon identique, à l'*aphanite* et passant à la *variolite*¹.

¹ M. le prof. Alph. Favre, à qui j'avais communiqué des échantillons variés de cette roche, a eu la bonté de les soumettre à M. Michel Lévy à Paris. Le savant minéralogiste déclare cette roche formée d'un magma exclusivement composé d'oligoclase arborisé et microlithique, analogue à celui des globules de la *variolite* de la Durance. Il y a en outre de très petits granules ferrugineux et de nombreuses mouches secondaires de calcite.

Le contact de cette diorite avec les schistes du flysch est visible au-dessus du rocher, du côté opposé au ruisseau. Ce contact peut seul nous fournir les conclusions les plus probantes sur l'origine de la roche en question. A l'approche du flysch, la masse dioritique, d'abord verte, devient fortement rouge ou brune; sa surface est bosselée, inégale et recouverte sur toute la zone de contact d'une couche d'*hématite* rouge qui pénètre jusque dans la masse dioritique. D'un autre côté les schistes du flysch n'ont plus, en cet endroit, leur plongement normal, tel qu'on l'observe de l'autre côté du ruisseau, mais ils sont verticaux et comme comprimés et refoulés. Chose remarquable, ils ont pris une couleur rouge au contact de l'oxyde de fer dont quelques rognons ont pénétré dans l'intérieur de la masse schisteuse. A première vue on pourrait confondre ces schistes rouges avec les *couches rouges* du crétacé supérieur; mais l'absence complète des foraminifères habituels à ce terrain et une nature pétrographique assez différente ne laissent aucun doute. Du reste cette coloration passe insensiblement à la teinte grise habituelle, ce qui fait supposer qu'elle est en quelque sorte due à la *cuisson* des schistes du flysch au contact de la roche dioritique. La présence de l'oxyde de fer est un sérieux argument en faveur de l'origine éruptive de cette roche dont l'apparition a probablement été accompagnée d'émissions d'eaux chargées de matières ferrugineuses; cette hypothèse permettrait d'expliquer la présence de *schistes rouges ferrugineux* enclavés dans le flysch sur d'autres points de cette région.

On trouve, en effet, ça et là, dans la 3^e zone du flysch, des schistes rouges, marneux, qui possèdent la même teinte que ceux du crétacé supérieur et qui leur ressemblent ainsi à s'y méprendre. Ils affleurent près de la scierie des Pacots dans le vallon de la Gérine, sur le plateau de la Braye et sur l'arête S-W du Rodomont, au-dessus de Rougemont. Ils sont partout complètement entourés de flysch. Leur nature très marneuse, la présence de mica et leur toucher onctueux ne permettent pas de les assimiler aux schistes plus calcaires du crétacé supérieur, et cela d'autant plus qu'ils sont totalement dépourvus des débris de foraminifères qui ne manquent jamais dans ce dernier terrain. Leur matière colorante rouge peut être attribuée à des sources ferrugineuses sous-marines.

Les fucoïdes du flysch, si communs ailleurs, sont passablement rares dans la 3^e zone; on n'en trouvera guère que dans

les couches de la base. Je n'en connais qu'un seul gisement, vers le haut de la vallée de la Manche, près de la Grand'-Combaz.

La 4^e zone de flysch est totalement distincte de ce que nous venons de voir; elle renferme des terrains bien différents de ceux qui constituent le flysch ordinaire. La roche prédominante est un *conglomérat bréchiforme, calcaire*, que B. Studer¹ a nommée *Hornfluhgestein* et que j'appellerai *brèche* ou *conglomérat de la Hornfluh*.

Cette zone comprend dans notre région deux bandes assez constantes; l'une, la plus importante, est entièrement comprise entre les arêtes du Rubli et de la Gummfluh; l'autre suit le pied N-W de la chaîne du Rubli, tout en restant séparée de la 3^e zone par une étroite arête de crétacé supérieur qui se prolonge depuis le Vanel jusqu'au Rodosex, où cette zone de Hornfluhgestein s'arrête complètement.

C'est sur l'arête de la Videman, entre le Rubli et la Gummfluh, qu'on peut le mieux se livrer à l'étude de ce terrain. A la *Cheneau-rouge*, au pied nord de la Gummfluh, les bancs de conglomérat de la Hornfluh ne sont séparés du crétacé supérieur que par un faible banc de *corgneule*.

Le conglomérat de la Hornfluh se présente d'abord sous forme de bancs calcaires, compacts en apparence, qui passent bientôt à des lits franchement bréchiformes, composés de nodules ou fragments calcaires, agglutinés par un ciment si dur qu'il est parfois difficile de reconnaître sur la cassure les limites des fragments. Ces lits sont recouverts par des bancs plus compacts et blanchâtres qui forment la Pointe de la Cheneau-rouge, près de laquelle on peut voir, sur un petit col, des schistes marneux gris-foncé, brillants sur la surface et présentant parfois des traces semblables à des fucoides, sans qu'on puisse assurer que c'en soit en effet. Après une nouvelle assise de calcaire blanc et de brèche, on retrouve, sur un second col, des schistes noirs sur lesquels reposent des bancs épais de calcaire franchement bréchiforme qui forment la pointe de la *Tzao-i-bots*. C'est le vrai type du conglomérat de la Hornfluh, tel que le définit M. Studer. Il affleure avec ces mêmes caractères à la *Pierreuse* et à la *tête de la Minaude*, qui est le correspondant de la *Tzao-i-bots*.

¹ *Geolog. d. west Schweiz. Alp.*, p. 288. — *Index der Petrographie*, p. 125.

Au pied du Rubli, le conglomérat de la Hornfluh se retrouve sous une teinte plus foncée due à la présence de fragments anguleux de calcaire gris-noirâtre qui provient sans doute du chainon du Rubli, où le malm a une teinte plus sombre qu'à la Gummfluh.

Il est remarquable que cette brèche foncée, qui se trouve tout le long du pied sud du Rubli jusqu'à la Dorffluh, répande au choc la même odeur fétide que le calcaire foncé dont cette chaîne est formée. Grâce à cette circonstance, on est en droit d'admettre que *la brèche de la Hornfluh est constituée par les débris de ce calcaire du malm*. Si cette roche n'était pas si bien stratifiée, on serait tenté de la prendre pour des éboulis cimentés de formation récente. On ne peut cependant s'attacher à cette idée, car on trouve dans le lit d'un ruisseau, au-dessus des chalets de la *Verraz*, près de Comborsin, des schistes gris, marneux et micacés, contenant des fucoïdes (*Chondrites intricatus*), c'est-à-dire du flysch typique, qui repose normalement sur le conglomérat de la Hornfluh.

Tout récemment, M. Ischer a colorié, sur la feuille XVII de la carte géologique de la Suisse, le *Hornfluhgestein* comme appartenant au jurassique supérieur. C'est une erreur, car on retrouve ces mêmes fucoïdes du flysch (*Chondrites intricatus*) *en dessous* des brèches de la Hornfluh, dans des schistes et des grès noirs qui, près de la Dorffluh, séparent du malm la brèche du calcaire.

Au pied du Rubli, la brèche de la Hornfluh est accompagnée d'une autre roche qui m'a longtemps embarrassé. C'est un calcaire noir, spathique, d'une texture analogue à celle du calcaire à entroques de certains niveaux du dogger. Pendant un certain temps, j'ai été tenté de rattacher cette roche au malm; mais elle passe si insensiblement à la brèche noire de la Hornfluh, qu'on ne peut l'en séparer. Les fragments de la brèche sont parfois empâtés dans le calcaire spathique qui renferme lui-même assez souvent des morceaux de schiste gris, micacé. Ce calcaire spathique affleure sur une petite arête au-dessus du chalet de la Videman, où il semble toucher aux couches rouges qui se montrent en dessous de la pointe de la Tzao-i-bots. On le retrouve bien développé aux environs des chalets de *Rubloz* et à la *Dorffluh*, où il paraît reposer sur le *Hornfluhgestein*. J'y ai vainement cherché des fossiles; les fragments spathiques qui la composent ressemblent bien à des débris de tests d'échinodermes,

mais ils sont tout à fait méconnaissables. Le seul fossile qui paraisse en provenir est une empreinte incomplète et indéterminable de *Lima* ou de *Pecten*, trouvée dans les éboulis sous la Videeman. Ce fossile a peut-être été remanié, puisqu'on trouve dans le voisinage des couches de dogger très riches en fossiles semblables ; d'autre part, rien n'autorise à soutenir que les terrains éocènes du flysch ne contiennent pas de mollusques marins. Le mauvais état du fossile en question ne me permet pas de trancher la question.

Une autre zone de *brèche de la Hornfluh* se retrouve sur le versant *nord* de l'arête du Rubli. Elle appartient au second type, car elle est en tous points identique à la brèche foncée qui borde le pied sud de cette même arête. Comme celle-ci, elle répand au choc une odeur fétide, bitumineuse, un peu plus faible peut-être, et prend par l'exposition à l'air une teinte jaunâtre qui fait ressortir les fragments dont la roche est composée. Sur la cassure fraîche, ces fragments ont une teinte gris-foncé ; par ci, par là s'entremêlent des morceaux jaunes plus tendres.

Cette zone comprend, dans notre carte, la *colline du Vanel*, près Rougemont; celle de la *Côte aux Rayes*, au sud du village de Rougemont ; elle se prolonge ensuite par la Yacca et les Martignys pour former le dernier mamelon de *Cananéen*. M. Pittier l'a retrouvée dans le creux du Craucodor, entre le *Rodosex* et le *Rocher de la Siaz*.

La position stratigraphique de cette seconde zone de Hornfluhgestein est très évidente. Les bancs, parfaitement réguliers, se superposent au crétacé supérieur qui affleure des deux côtés de cette bande en *Cananéen*, à la *Côte aux Rayes* et au *Vanel*. Ce terrain est donc bien éocène puisqu'il repose comme le flysch sur le crétacé supérieur¹.

Les bancs de conglomérat ne sont pas en contact immédiat avec les couches rouges ; ils en sont ordinairement séparés par des marnes, des schistes et des grès calcaires, tels qu'on les voit affleurer près d'*Unter-Port* en dessus de Saanen, au pied du *Rocher-pourri* et en *Cananéen*. Sur ces assises de conglomérat, puissantes de 100-300^m, reposent de nouveau des lits de marnes et de calcaires en plaquettes, qui se montrent sur la route, entre

¹ La feuille XVII de la carte géologique suisse montre la brèche de la Hornfluh coloriée, sur la rive droite de la Sarine (Vanel), en jurassique supérieur, et sur la rive gauche (Côte aux Rayes), en flysch !

Rougemont et Saanen. La succession des couches y semble inverse, les terrains étant déjetés au nord.

La nature particulière du conglomérat de la Hornfluh, les différences qui le séparent des autres roches des terrains éocènes du voisinage et sa présence dans les régions mêmes du flysch typique, en ont fait une énigme pour plus d'un géologue.

Bernhard Studer qui a le premier signalé, décrit et nommé ce terrain singulier, en a trouvé, avec sa sagacité bien connue, la véritable origine, car il attribue la formation de ces dépôts bréchiformes à la désagrégation des chaînes calcaires qui les entourent. Par contre, M. le pasteur Ischer a fait faire à cette question un grand pas en arrière, en rangeant le Hornfluhgestein dans le *jurassique supérieur*, bien que Studer l'eût déclaré, quoique avec réserves, *d'âge tertiaire*. Je puis affirmer que cette brèche est *éocène*, puisque j'ai pu reconnaître à plus d'une reprise qu'elle est superposée au crétacé supérieur.

Il est cependant incontestable que le Hornfluhgestein et les dépôts qui l'accompagnent ont quelque chose d'étrange pour ceux qui les voient pour la première fois. Mais pourquoi ces débris calcaires, agglomérés en brèche, auraient-ils le privilège d'être plus embarrassants que les nombreux débris de roches cristallines qui composent la majeure partie du flysch? Les arêtes calcaires qui s'élèvent actuellement au-dessus de ces dépôts expliquent l'origine de ces débris. En effet, le Hornfluhgestein du pied nord de la chaîne de la Gummfluh est composé presque exclusivement de fragments de calcaire blanc, non fétide comme celui du puissant massif de malm qui constitue la chaîne de la Gummfluh. Par contre, la brèche du pied du Rubli prend une teinte plus foncée et répand au choc une odeur fétide; les matériaux qui la composent faisaient partie du malm de la chaîne du Rubli, où le calcaire a précisément la même couleur et la même propriété. Dès lors, il est naturel que ce même conglomérat se retrouve, avec des caractères semblables, sur l'autre versant de cette chaîne.

Ces faits disent clairement que *pendant l'époque éocène, c'est-à-dire pendant la formation du flysch, les chaînes de la Gummfluh et du Rubli étaient déjà en voie de formation et émergeaient de la mer sous forme de falaises*. Les débris détachés de la rive se stratifièrent grossièrement sous l'influence des eaux et finirent par former une brèche compacte, la brèche de la Hornfluh. Ces

matériaux ne paraissent pas avoir subi un long transport, car les roches des deux chaînes en question ne se sont pas mélangées ; elles se sont déposées au pied des rochers d'où elles provenaient. On ne saurait expliquer d'une autre façon la présence de ces immenses dépôts de brèche qui constituent la Hornfliuh, entre les chaînes des Spielgärten et de la Rothifluh d'un côté, et celles du Rubli et de la Gummfliuh de l'autre. A l'époque du dépôt du flysch, les terrains jurassiques de la région qu'occupe actuellement la montagne de la Hornfliuh n'émergeaient pas encore, aussi les matériaux qui se détachaient de ces quatre chaînes calcaires au N-E et au S-W s'amassèrent dans cette région et y formèrent les conglomérats qui y sont si puissamment développés.

La cinquième zone de flysch s'étend entre la chaîne de la Gummfliuh et le pied des hautes Alpes calcaires (Oldenhorn).

C'est la zone du *grès du Niesen*, nommée ainsi d'après un grès grossier, passant le plus souvent au conglomérat, dont est formée l'arête du Niesen. Une partie non moins importante du flysch de cette zone est représentée par des grès fins, des schistes, marnes, etc.

La région limitée au nord par les chaînes calcaires de la Gummfliuh et du Mont-d'Or, et au sud par les hautes Alpes calcaires (massif de l'Oldenhorn), semble trahir par son aspect extérieur une constitution sensiblement différente de celle des autres zones du flysch. Cependant, à part les puissants bancs de conglomérat et de grès grossier du Niesen, on y trouve, à peu de chose près, les mêmes roches que celles qui composent le flysch des autres zones ; elles se rapprochent surtout de celles de la 3^e zone (Hundsrück), où le flysch n'a guère plus de 1000^m de puissance, tandis qu'il atteint dans la 5^e zone une épaisseur d'au moins 1800^m ; M. Studer l'estime même à 2000^m. Il est toutefois possible que cette puissance énorme ne soit qu'apparente et que de nombreux replis intérieurs y aient notablement contribué.

Le flysch de la zone du Niesen occupe dans notre région une place analogue à celle du *calcaire du Chablais*, dans les Alpes du Chablais, au-delà du lac Léman. Ce terrain, composé essentiellement d'une roche calcaire bréchiforme, noirâtre, accompagnée de schistes ardoisiers et de grès, avait été rangé par M.

Alphonse Favre¹ d'abord dans le flysch, puis dans le lias, d'après quelques fossiles (Bélemnites) trouvés dans cette roche. En 1848, B. Studer² plaçait le calcaire du Chablais dans le flysch. Comme le flysch du Niesen, le calcaire du Chablais, puissant de plus de 1500^m, affecte la forme d'un fond de bateau compris entre les chaînes calcaires extérieures et celles des hautes Alpes ; il repose au sud sur le gypse ou sur du terrain nummulitique, et au nord sur le jurassique.

Si l'on tient compte de cette épaisseur énorme, il ne paraîtra plus surprenant que le flysch du Niesen constitue à lui seul des montagnes élevées et souvent très accidentées. La multiplicité des couches, leur composition minéralogique étrange et les restes de végétaux qui n'y sont pas rares, rendent l'étude de ce terrain fort attrayante. Plusieurs points recèlent même des problèmes qui ne sont pas faciles à résoudre.

Au nord comme au sud, les couches du flysch du Niesen reposent fréquemment sur du gypse ou sur de la corgneule, ou, en leur absence, sur du malm. Au sud, elles reposent parfois sur le calcaire nummulitique ou sur le crétacé, sauf au Pillon, où elles sont superposées au lias.

Le flysch de cette région a généralement des teintes plus foncées que celui des autres zones ; ce sont surtout les couches de la base qui offrent cette particularité ; elles ont souvent beaucoup de ressemblance avec le lias, mais la présence des fucoïdes du flysch ne permet pas de confondre ces deux terrains.

Il n'est guère possible de poursuivre une coupe naturelle un peu complète du flysch de cette zone.

La route qui conduit de l'Etivaz au col des Mosses permet de voir, fort imparfaitement, il est vrai, une partie des couches qui forment la base du flysch de cette région. On trouve d'abord, en montant la route depuis le pont, des schistes marneux et des bancs peu épais (20-30 centimètres) de calcaire noir ; plus loin viennent de gros bancs de calcaire siliceux compact, qu'on exploite ; puis, au-delà du torrent du Bourrati, des lits épais de grès friable contenant des grains de silice translucides, et alternant avec des schistes gris ; le tout repose sur des assises puissantes de marnes schisteuses. Ces couches ne forment pas une

¹ *Recherches géol.*, II, p. 33.

² *Acta Soc. helv. sc. nat.* 1848.

série continue; de nombreuses lacunes ne permettent pas de rallier les observations. Au contour de la route, près de la Lécherette, on voit affleurer des bancs gréseux micacés, superposés au gypse et qui ont le même plongement que lui.

Ces lits appartiennent à la zone du *flysch* marneux qui forme le col des Mosses, et que M. Studer considère comme la continuation du *flysch* du Hunsrück, opinion que je ne saurais partager.

Les assises supérieures du *flysch* du Niesen forment au sud du col des Mosses l'arête élevée de Chaussy. Ce sont d'abord des alternances très nombreuses de calcaires en plaquettes et de schistes foncés peu marneux, à surfaces rugueuses. Ces plaques sont souvent couvertes d'empreintes d'algues marines, en particulier d'*Helminthoïdes* (*Helminthoidea crassa* et *labyrinthica*) et de quelques Chondrites (*Ch. Targionii* et *intricatus*). A ces assises s'ajoutent fréquemment de gros bancs de calcaire siliceux noir, épais de 1 à 2 mètres, dont les surfaces exposées à l'air se couvrent de préférence d'un lichen jaune. Ces terrains, puissants de 200 à 300 mètres, se superposent aux couches marneuses et constituent la masse intérieure de la chaîne de Chaussy; l'arête proprement dite est formée par de nombreuses alternances de conglomérats en bancs d'épaisseur très variable et de calcaires noirs plaquetés et schisteux. C'est le vrai niveau du *flysch* du Niesen, car ce conglomérat est identique à celui du Niesen.

Le grès typique du Niesen, que j'appellerai plus volontiers, pour notre région, *grès de Chaussy*, est un grès polygénique fort grossier, composé de débris de roches calcaires ou siliceuses et surtout de roches cristallines; les fragments varient de la grosseur d'un grain de blé à celle d'une noisette. Les débris de roches cristallines, toujours très apparents, appartiennent à des schistes talqueux verdâtres, à des micachistes, à des gneiss, etc.; les premiers s'y trouvent parfois en si grande quantité que la roche en prend une couleur verdâtre très prononcée. L'aspect de cette roche n'est cependant pas partout le même; les matériaux qui la composent sont souvent très volumineux, et le nom de grès devient alors tout à fait impropre. Ainsi, les gros bancs de conglomérat qui forment une paroi rocheuse à l'est du col de la Cheneau, en dessus du lac Liozon, renferment des blocs anguleux, irrégulièrement disposés dans le sens de la stratification des couches, dont les dimensions sont assez grandes pour qu'on les puisse voir d'assez loin.

Toutes ces roches conglomérées sont composées de fragments anguleux ou arrondis. Les matériaux sont ordinairement si bien cimentés, et les couches tellement tourmentées, que les fragments semblent avoir pénétré les uns dans les autres, de sorte qu'il est difficile de voir s'ils sont usés ou anguleux, et qu'on a même souvent de la peine à distinguer le ciment noirâtre qui les réunit.

Quand la roche est exposée aux influences atmosphériques, les parties calcaires et le ciment se décomposent partiellement; le conglomérat de Chaussy prend alors un aspect rugueux qui le fait facilement reconnaître, même parmi les blocs erratiques disséminés loin des gisements.

Si nous nous demandons d'où proviennent tous ces matériaux quartzeux et cristallins, tous ces grands blocs calcaires ou granitiques empâtés dans les bancs du conglomérat de Chaussy, nous abordons là une question qui a été posée à plus d'une reprise et à laquelle des géologues distingués n'ont pu répondre. On a souvent trouvé au milieu des terrains du flysch des roches de provenance étrangère dont le gisement est resté le plus souvent inconnu; on leur a donné le nom de blocs exotiques, à tort, nous paraît-il, car la *majeure partie* des matériaux du flysch sont exotiques, et nous n'en savons pas davantage sur leur provenance que sur celle des *blocs*! A part les calcaires qui composent le Hornfluhgestein et le *Mocausagestein*, tous les débris, la plupart de roches cristallines, qui composent le flysch, sont de provenance étrangère; ce sont des matériaux transportés de loin.

A cette considération nous en ajouterons une seconde non moins vraisemblable, c'est que tous ces matériaux de nature cristalline doivent provenir des Alpes centrales où affleurent les terrains cristallins. Comment ces matériaux ont-ils été transportés? Est-ce par des courants violents, par des glaciers ou par des glaces flottantes? C'est une question dont la réponse nous sera probablement fournie par l'étude d'une autre série de couches du flysch, qui affleurent au pied de la chaîne de Chaussy, entre le Sépey et Aigremont. A l'est du village du Sépey, à peu de distance du gisement de la corgneule, on trouve sur la route d'Ormont-Dessus des bancs noirs, homogènes, séparés par des feuillets marneux. Cette roche rappelle au premier abord les couches du dogger; elle est identique à celle que nous avons rencontrée sur la route de l'Etivaz. C'est un grès siliceux très

fin, contenant de rares paillettes de mica. Des bancs de conglomérat, épais de 0^m,50 à 1^m,50, succèdent à ces couches ; la roche tantôt ressemble à un grès grossier, tantôt c'est un vrai *poudingue* formé de fragments peu volumineux de micaschistes, de talcschistes verdâtres, de protogyne à chlorite et de fragments calcaires. A mesure qu'on avance vers l'est, les bancs de poudingue deviennent plus fréquents et plus puissants, en même temps que les matériaux qui les composent augmentent de volume, et, près de la maison de Champ-Pèlerin, on y trouve déjà des blocs assez volumineux de protogyne à chlorite, d'une belle couleur verte. A partir de là, les bancs de conglomérat se renouvellent et alternent avec des lits de schistes et de calcaires en plaquettes, jusqu'à la bifurcation de la route des Mosses, où la route est taillée dans le flysch.

Des blocs très volumineux apparaissent ici dans le conglomérat ; on remarque un grand bloc anguleux de protogyne dans la tranche d'un banc qui renferme en outre des fragments de schiste noir probablement liasique. La masse marneuse qui réunit les fragments, lorsque ceux-ci ne paraissent pas simplement juxtaposés, est habituellement laminée par la compression ; il semble ainsi qu'elle ait *coulé* entre les blocs. Ce ciment schisteux est souvent remplacé par un grès fin qui remplit les interstices. A partir de la bifurcation de la route, en se dirigeant vers Aigremont, on trouve sur une longueur de 60 à 70 mètres un grès foncé, grossier, à grains siliceux, renfermant de grandes paillettes de mica blanc et de petits fragments verdâtres ; de petits nodules jaunâtres sont disséminés au milieu de la masse. Ce grès devient parfois plus grossier, il se rapproche alors d'un véritable poudingue. On retrouve les mêmes bancs plus haut, sur les lacets de la route du col des Mosses, où les schistes et calcaires plaquetés qui les supportent sont riches en fucoïdes.

Le grès micacé se continue jusque dans le voisinage de la scierie d'Aigremont, où des lits de *marne noire*, *argileuse* et *grumeleuse* semblent le surmonter, tout en affectant un prolongement sensiblement plus fort. Ce terrain ne ressemble pas à ceux qu'on trouve habituellement dans le flysch. J'y ai trouvé plusieurs *Bélemnites*, des fragments d'*Ammonites* et une mauvaise empreinte de *Posidonomye*. Je n'aurais pas hésité à attribuer ce terrain au toarcien, si ces fossiles y avaient été placés normalement. M. Studer cite déjà le fait que les Bélemnites qu'on trouve dans un schiste noir sous le Rocher d'Aigremont sont

placées *transversalement* aux couches. Une des Bélemnites que j'ai trouvées était effectivement dans cette position. Une autre circonstance très importante confirme mes doutes sur l'âge lia-sique de cette marne; c'est qu'on y trouve des lits de grès *grossier* formé de petits fragments de *quartz* et de *feldspath* et de *mica* blanc réunis par une marne foncée dans laquelle on peut reconnaître sans difficulté des débris de la marne noire qui l'entoure. Cette marne ne peut donc pas être du lias en place, ce qu'indiquent déjà sa structure grumeleuse et les grandes paillettes de mica qu'on y trouve. Les fossiles qu'elle contient ont subi, comme la masse elle-même, un *remaniement complet*. D'autre part, la bonne conservation des bélemnites permet de supposer que ce remaniement s'est effectué *sur place*, à l'endroit où le flysch se déposait sur un affleurement de lias. Cette superposition m'a fait espérer qu'on pourrait trouver du lias en place en descendant jusqu'au bord de la Grande-Eau. En effet, j'ai eu le plaisir de découvrir, près du confluent de la Rionzette (ou Raverette) et de la Grande-Eau, *des schistes noirs*, offrant tous les caractères du *toarcien* et renfermant, outre quelques petites Ammonites, de nombreuses et bonnes empreintes de *Posidonomya Bronni*. Il est à remarquer que les grandes paillettes de mica manquent complètement à ce schiste, tandis qu'elles sont fréquentes dans la marne grumeleuse qui les recouvre. Cette marne résulte évidemment du remaniement du lias. Les fragments de calcaire, roulés et usés, qu'on y rencontre et qui sont bien différents de la marne elle-même, en fournissent une nouvelle preuve.

A cette marne noire succèdent, du côté d'Aigremont, des schistes marneux, de couleur plus claire et fortement froissés, qui contiennent, outre les fucoides habituels du flysch, *des fragments isolés, anguleux ou arrondis, de roches cristallines*, granites, micaschistes, talcschistes, etc.

Les couches qui, vers la scierie d'Aigremont, plongeaient à l'est, se relèvent visiblement et forment une légère voûte, au sommet de laquelle se trouve le *Rocher d'Aigremont*, dont une partie s'est écroulée au XVI^e siècle. Ce rocher est formé d'immenses bancs de conglomérat, à gros blocs anguleux, dont quelques-uns mesurent plusieurs mètres de longueur et qui appartiennent en majeure partie à des roches cristallines, granites, gneiss, micaschistes, talcschistes, etc. La roche la plus abondante, la plus apparente, et qui constitue les plus grands blocs, est

une *protogyne verdâtre*, formée de grains de quartz blanc, d'orthose et de chlorite. Viennent après de nombreux blocs de *granite à mica magnésien* (Phlogopite) brun ou noir, auxquels se mêlent des fragments de *pegmatite* contenant parfois d'assez grands feuillets de mica blanc. Des *quartzites* blancs, gris, verdâtres, etc., ne sont pas rares. On trouve fréquemment dans toutes ces roches de la pyrite en petits cristaux cubiques ou concrétionnés. Des blocs de *gneiss*, de *micaschiste*, et surtout de *talcschiste verdâtre*, s'y rencontrent en proportion presque égale à celle des granites. Les *roches calcaires* qui sont associées aux roches cristallines, me paraissent appartenir au malm ; elles sont parfaitement homogènes et ne diffèrent pas des roches de ce terrain. Tous ces blocs, irrégulièrement mélangés, simplement juxtaposés ou cimentés par une argile marneuse, lamellaire et brillante, ne forment pas cependant dans leur ensemble un amas irrégulier, ils sont au contraire disposés en bancs bien stratifiés, qui alternent avec des schistes gris ou foncés, renfermant des fucoides, ou avec des bancs formés de menus fragments de roches cristallines cimentés de la même façon que les grands blocs du conglomérat.

Reprendons maintenant la question de l'origine et de la provenance de ce singulier dépôt, question que nous avons suspendue pendant un instant. Jusqu'à ce jour, les avis ont été bien partagés. Le gisement d'Aigremont était déjà connu de von Buch ; il a été visité par Studer qui pense qu'on doit rechercher le lieu d'origine de ces roches cristallines dans les hautes Alpes¹. Cette opinion me paraît être la plus juste et la plus vraisemblable. Le caractère des roches d'Aigremont ne laisse guère de doutes sur ce point. Ne trouve-t-on pas des roches presque identiques dans les immenses dépôts de matériaux erratiques que le glacier du Rhône a disséminés sur la plaine suisse ? La disposition irrégulière de ces blocs et la masse argileuse homogène qui les réunit font ressembler ces conglomérats du flysch à des amas de blocs glaciaires. Enfin, si l'on tient compte des marnes schisteuses, contenant des cailloux usés, calcaires et cristallins, sur lesquelles ces dépôts sont assis, on conviendra facilement que la *théorie de l'existence des glaciers pendant l'époque éocène* réunit beaucoup de probabilités. Il est

¹ *Geol. d. westl. Schweiz. Alp.*, p. 301.

nécessaire d'admettre que ces glaciers ont déposé les débris morainiques dans la mer et non sur terre ferme.

Il ne nous reste donc que le choix entre le transport par les glaciers, comme il se fait encore actuellement dans les Alpes, et celui par les glaces flottantes. Il me semble qu'on ne peut exclure ni l'un ni l'autre de ces deux modes de transport, et qu'on doit plutôt admettre qu'ils ont tous deux concouru au même résultat.

Les matériaux transportés par les glaciers arrivaient peu à peu au bord de la mer du flysch ; une partie s'y déposait directement ; l'autre était transportée au loin par des glaces flottantes détachées des glaciers, qui s'en allaient au hasard, chargées de débris de diverse nature. Nous pouvons ainsi nous expliquer la présence au milieu des dépôts habituels du flysch de ces blocs, nommés *blocs exotiques*, qui sont étrangers aux régions les plus voisines.

La théorie des glaciers éocènes a déjà été indiquée par M. Martins dans une note sur le miocène de la Bourgogne. L'auteur cite des conglomérats bréchiformes à cailloux striés qui sont inférieurs aux couches à *Helix Ramondi* et qu'il rapporte au flysch. Il mentionne aussi, à cette occasion, notre brèche du Sépey comme devant avoir une origine glaciaire.

Il est parfaitement certain qu'à l'époque éocène certaines parties des Alpes étaient émergées, ceci est prouvé par la présence de feuilles de plantes terrestres dans le flysch du Val-d'Illiez et dans le grès de Taveyannaz. Plusieurs chaînes calcaires du Pays-d'Enhaut l'étaient aussi, et, à plus forte raison, la plus grande partie des Alpes cristallines où la plupart des terrains sédimentaires font défaut. Or, rien n'empêche d'admettre qu'à cette époque des glaciers descendus des régions émergées soient venus se jeter dans la mer, comme cela se passe de nos jours dans les régions arctiques. Le fait que les matériaux les plus volumineux sont déposés vers le bord intérieur de la zone du flysch, et qu'ils diminuent de volume vers le bord des Alpes, ajoute un argument plus décisif en faveur de cette théorie.

Il ne me reste qu'un point à toucher. Je n'ai pas mentionné, et c'est avec intention, le fait que certains fragments de roches du dépôt d'Aigremont présentent des surfaces planes, usées de telle façon qu'on pourrait les prendre pour des *surfaces polies et striées* par les glaciers. Mais ces cas sont rares. Le plus souvent, les fragments sont si solidement agglomérés et ont subi

une telle compression que leurs faces ne sont plus distinctes et que les stries, si même elles eussent existé, auraient été totalement déformées et oblitérées. *L'absence de stries* ne serait cependant pas une preuve contre notre théorie, car tous les cailloux transportés par les glaciers ne sont pas nécessairement striés. Un fait incontestable, c'est que beaucoup de cailloux du conglomérat d'Aigremont ne sont pas du tout usés, mais parfaitement anguleux, tandis que d'autres présentent des surfaces *planes* et comme *usées* par le frottement, sur lesquelles on ne pourrait distinguer de stries à cause du ciment qui a pour ainsi dire pénétré, par compression, dans les inégalités de la roche.

De quelle région alpine ces roches cristallines proviennent-elles ? Question difficile. Toutefois ces roches *n'ont aucunement un aspect étrange* comme on l'a prétendu. Au contraire, elles sont pour la plupart identiques ou tout au moins très semblables aux roches cristallines du Valais. Il faudrait choisir les roches les plus caractéristiques du conglomérat du flysch et en rechercher le gisement. Cette tâche difficile demanderait des recherches longues et pénibles, qui n'aboutiraient peut-être pas, car il est possible que les montagnes qui ont fourni ces matériaux n'existent plus ou qu'elles soient recouvertes par d'autres terrains sédimentaires.

Ces dépôts de blocs granitiques ne sont point rares dans le flysch le long du pied des Alpes. Le gisement de Habkehrenthal est bien connu. Il renferme une variété de granit à grands cristaux d'orthose rose, qui fait totalement défaut parmi les roches d'Aigremont¹. M. le Dr Mœsch² a découvert un dépôt de roches semblables à celles d'Aigremont au pied de la Musenalp, à Dallenwyl, Hauserhorn, etc. (Alpes d'Unterwalden).

Un conglomérat analogue à celui du rocher d'Aigremont se retrouve au-delà de la Grande-Eau; il est formé des mêmes roches cristallines, mais le volume des matériaux diminue rapidement à mesure qu'on avance au sud, sur le flanc gauche de la vallée. Au pied de Chamossaire et au Plan-au-Savioz ce n'est plus qu'un grès grossier, gris ou blanchâtre, dans lequel les

¹ M. Studer déclare que le granit rose du Habkehrenthal est étranger aux Alpes (*Index der Petrographie*, p. 115). Ceci est possible, à moins que le gisement qui a fourni cette roche ne soit recouvert par le flysch ou par le miocène.

² *Act. Soc. helv. sc. nat.*, 1883. — *Arch. sc. phys. et nat.*, X, 531.

roches cristallines n'apparaissent plus guère sous leur état primaire. Ce grès est composé de grains isolés de quartz et de feldspath, et de fragments calcaires, mélangés avec des paillettes de mica. Le quartz et le feldspath semblent provenir de la décomposition des granits, et, à ce point de vue, la roche a quelque ressemblance avec de l'*arkose*.

Restes organiques contenus dans les dépôts du flysch.

On n'a cité jusqu'à présent dans les dépôts du flysch de notre région que fort peu de restes végétaux, à part des algues marines, et encore moins de restes animaux. Les grès de Chaussy et de Chamossaïre renferment seuls de rares dents de poissons mal conservées, et encore ne sait-on pas si elles ont appartenu aux animaux qui ont vécu dans la mer du flysch, ou si elles proviennent des couches fossilifères remaniées.

On a découvert des nummulites sur certains points du flysch. M. S. Chavannes a fait connaître le gisement du Meilleret en Ormont-dessus. MM. Gilliéron et Doge en citent dans les Alpes fribourgeoises. Mais ces petits fossiles joignent à leur rareté un fort mauvais état de conservation, qui en rend la détermination difficile.

Faut-il attribuer l'absence totale de débris d'animaux aux conditions de formation du flysch ? Les eaux dans lesquelles ce terrain s'est déposé étaient-elles improches à servir d'habitation aux animaux d'une organisation supérieure ? Il ne le paraît pas, puisque on a trouvé de nombreux poissons fossiles dans les schistes ardoisiers du canton de Glaris qui sont du même âge que le flysch de notre région et lui ressemblent beaucoup, et que, d'autre part, aucune formation marine connue n'est complètement dépourvue de débris de mollusques, de crustacés, d'échinodermes, etc.

Si les débris d'animaux et de végétaux supérieurs sont fort rares dans le flysch, par contre les algues marines y présentent un développement extraordinaire et y sont conservées avec la netteté la plus parfaite.

Les nombreux fucoïdes du genre *Chondrites* sont ordinairement mélangés aux *Helminthoidea* et *Palaeodictyon*, et ne présentent pas de différences dans tous les niveaux du flysch. Seulement, on remarque parfois que dans une même couche les Chondrites sont séparés des algues appartenant à d'autres gen-

res. Tel est le cas pour le riche gisement du Pont de la Frenière, au bord de la Grande-Eau, sous Aigremont. Les Helminthoïdes et de nombreux Palaeodictyon y occupent exclusivement la partie inférieure du banc fossilifère, tandis que les Chondrites en occupent le haut ; ce n'est que dans la partie moyenne du banc qu'on trouve un mélange de ces genres.

Il paraît y avoir une différence d'organisation assez notable entre les Helminthoïdes et les Palaeodictyon d'une part et les Chondrites de l'autre. Tandis que ceux-ci restent parfaitement noirs lorsqu'on traite la roche avec un acide étendu pour lui faire prendre une teinte plus grise qui fait mieux ressortir les fucoïdes, les premiers prennent la même teinte que la roche, ce qui montre qu'ils ne renferment que peu ou point de substance charbonneuse. Ainsi les Chondrites étant charbonneux, ont évidemment une origine végétale et ne sont pas des traces de vers comme un *savant*, mauvais plaisant sans doute, veut nous en faire accroire.

Les espèces d'algues marines trouvées jusqu'à ce jour dans les gisements du Pays-d'Enhaut et dans la vallée des Ormonts sont les suivantes¹ :

- Chondrites caespitosus, F. O. — Fr, Ch.
- » affinis, Stb. — Fr, Lt, Ch.
- » inclinatus, Brng. — Fr.
- » Targionii, Br.
 - » genuinus, Br. — Fr, Lt.
 - » expansus, F. O. — Fr.
 - » arbuscula, F. O. — Fr.
 - » intricatus, Brng.
 - » genuinus, Hr. — Fr.
 - » Fischeri, Hr. — Fr, Lt, Ch, Ps, Pb, La
- Halymenites lumbricoides, Hr. — Fr. [Verraz.]
- Helminthoidea labyrinthica, Hr. — Fr, Ablätschen, Combettaz.
- » crassa, Schafh. — Fr, Aigt, Ch.
- Palaeodictyon textum, Hr. — Fr, Gros Jabloz.
- Munsteria sp. — Fr.

¹ Explication des abréviations : Fr = Pont de la Frenière (Ormonts) ; Aigt = pied du rocher d'Aigremont ; Lt = Laitmaire ; Ps = gorge du Pissot ; Ch = Col de la Cheneau ; M = route des Mosses ; Pb = Perte à Bovay.

CHAPITRE IV

Gypse et corgneule éocènes.

Depuis bien des années déjà, on a découvert dans les Alpes des gisements de *gypse* et de *corgneule*, où ces terrains sont placés si manifestement soit entre les terrains secondaires et éocènes, soit au milieu de ceux-ci, qu'il est impossible d'y voir autre chose que des dépôts appartenant à l'époque éocène. C'est surtout à la base du flysch que se trouvent la plupart de ces dépôts, et grâce aux recherches de MM. V. Gilliéron, E. Favre, S. Chavannes, G. de Tribolet¹, etc., leur nombre devient de plus en plus considérable. Je m'estimerai satisfait si ce modeste travail peut contribuer à rétablir la vérité sur ce sujet.

Autrefois on admettait généralement que tous les gypses et toutes les corgneules des Alpes devaient appartenir au terrain triasique. L'un des auteurs de cette opinion, M. le professeur Alph. Favre², s'était basé essentiellement sur les gisements de gypse et de corgneule de la Savoie et de quelques districts du Piémont et du Bas-Valais. Là, ce sont en réalité le gypse et la corgneule, accompagnés de dolomies et de marnes mouchetées³, qui occupent la place du trias, entre les terrains secondaires et le carbonifère. Certainement, personne ne connaissait mieux les terrains de cette région que le savant auteur de la carte géologique de la Savoie, et si, il y a trente ans, la stratigraphie eût été aussi avancée qu'elle l'est maintenant, M. Alph. Favre eût sans doute été le premier à reconnaître la vraie position d'un bon nombre de dépôts de gypse et de corgneule qu'il a rangés dans le trias. Mais à cette époque les terrains éocènes des Alpes étaient encore imparfaitement connus ; le *calcaire du Chablais*, par exemple, qu'on range maintenant dans les terrains

¹ Gilliéron, *Acta Soc. helv. sc. nat.*, 1875, p. 51 ; *Mat. cart. géol. suisse*, XII, p. 14, 15. — E. Favre, *Revue géol. suisse*, 1872. *Acta. Soc. helv.*, 1873, p. 86. — *Arch. Bibl. univers.*, t. XLVII, p. 28. — Sylv. Chavannes et G. de Tribolet, *loc. cit.* — *Bull. Soc. Neuch.*, 1875, etc.

² *Recherches géol. dans la Savoie*, etc., t. II, p. 32 ; t. III, p. 405, 440. — *Arch. Bibl. univers.*, 2^e série, vol. IV, p. 327. — *Mém. Soc. phys. et d'hist. nat.*, Genève 1859, t. XV. — *Acta Soc. helv. sc. nat.*, 1859, p. 46.

³ *Recherches géol.*, etc., t. III, p. 298, etc.

éocènes, en l'assimilant au flysch; était alors considéré comme liasique.

Des recherches sur les terrains carbonifères des Alpes avaient amené M. Favre à attacher une attention toute spéciale aux terrains qui pouvaient appartenir au trias. Des résultats très concluants, obtenus sur une foule de points, semblaient permettre et justifier pleinement l'extension de ses conclusions à d'autres parties des Alpes. C'est ainsi que prit naissance la loi qui attribue au trias tous les gypses et toutes les corgneules des Alpes.

Tout en défendant ses conclusions, M. Alph. Favre fut lui-même moins absolu que ne le sont quelques-uns des partisans de son opinion. Il admet l'existence de petits amas de gypse dans les terrains tertiaires¹, et décrit même un gisement au nord-est d'Abondance, en Savoie, dans lequel le gypse, qui fut anciennement exploité² se trouve entre le jurassique supérieur et les schistes à fucoides de l'éocène. D'autres gisements des environs de Châtillon et Morillon, près Cluses, semblent se trouver dans le même cas.

Il y a encore actuellement des géologues qui défendent avec une ténacité surprenante l'application générale et absolue des conclusions émises jadis par M. Alphonse Favre. C'est avec une conviction voisine de la foi qu'ils rangent ainsi dans le trias toute corgneule et tout gypse, sans se soucier le moins du monde si cette place convient réellement à ces terrains. J'ai déjà dit que M. Alphonse Favre n'était pas si absolu et qu'il admettait l'existence de dépôts de gypse d'âge bien différent de ceux du trias³. Par contre, M. Renevier déclare formellement ne pas connaître dans les Alpes des corgneules et des gypses autres que ceux du trias, et prétend que tous les terrains de ce genre doivent être d'âge triasique⁴.

Il ne peut être question de discuter ici l'âge de tous les gisements de gypse des Alpes. Je m'efforcerai seulement de prouver par une description exacte de ceux qui se rencontrent dans

¹ Alph. Favre, *Recherches géol. dans la Savoie*, etc., t. III, p. 405 et 449; t. II, p. 119.

² Alph. Favre, *Recherches géol. dans la Savoie*, etc., t. II, p. 227.

³ *Acta Soc. helv. sc. nat.*, 1872, p. 52.

⁴ *Acta Soc. helv. sc. nat.*, 1877, p. 59; id., 1875, p. 50. — *Arch. Bibliot. univers.*, t. LIX, p. 15. — *Bull. Soc. vaud.*, t. XII, p. 478.

notre région, qu'il y a du gypse et de la corgneule éocènes *même dans les Alpes vaudoises*.

La découverte de ces dépôts de gypse et de corgneule éocènes n'est, du reste, pas si récente. Escher de la Linth avait fait connaître l'existence de dépôts de ce genre près d'Yberg, dans le canton de Schwytz; mais M. Renevier¹ les rangea plus tard dans le trias.

La tendance à vouloir placer dans le trias toutes les roches gypseuses et les corgneules des Alpes amena de graves inconvénients. Les géologues furent souvent induits à employer des moyens fort énergiques pour donner à ces terrains une position quelque peu triasique. Ils durent recourir à des failles gigantesques ou à des contournements des plus fantastiques, dont il n'existe en réalité aucun indice. Les exemples de ce genre seraient nombreux, si l'on voulait en faire l'énumération. Qu'il me suffise de citer les profils de M. le pasteur Ischer² qui a étudié la région bernoise immédiatement voisine de celle qui fait le sujet de cette étude. Tous les nombreux gisements de gypse et de corgneule enclavés dans l'éocène y sont notés comme triasiques. Ainsi, toutes ces montagnes reposeraient sur une énorme assise de corgneule qui aurait subi les contorsions les plus extraordinaires pour venir percer ça et là les terrains du flysch.

S'il y a quelque chose qui puisse induire à employer de pareils procédés, c'est assurément la grande ressemblance que le flysch a parfois avec le lias, surtout les assises inférieures qui se trouvent d'habitude en contact avec le gypse. Inversement, on doit bien se garder d'assimiler au flysch certaines couches du lias, surtout celles qui se trouvent comprises entre des assises de flysch, comme cela se rencontre aux Ormonts, au pied de Chamossaire, au col du Pillon, etc. Ceci serait une erreur d'autant plus facile à commettre que les fossiles y sont excessivement rares et que ces schistes y ont une couleur assez semblable à celle du flysch. J'ai déjà fait mention ailleurs de la grande ressemblance de certaines algues marines du toarcien avec celles du flysch, ressemblance qui peut donner lieu à des confusions et faire prendre pour du lias des couches éocènes voisines du gypse. Mais à force de patience on parvient presque toujours à distinguer ces terrains et à reconnaître leur vraie position, et

¹ *Bull. Soc. vaud.*, t. X, p. 48. — *Mittheil.*, Berne 1869, p. 161.

² Ischer, *Blick in den Bau*, etc. *Jahrb. S. A. C.*, 1877-1878.

lors même que les roches ne parlent pas, il est toujours possible de déchiffrer les signes mystérieux qu'elles portent, à l'aide du bon sens et du marteau, *mente et malleo*, comme le dit si bien la devise du congrès des géologues. Beaucoup de terrains rangés dans le trias deviendront du tertiaire et nombre de ces failles et de ces trouées de corgneule disparaîtront, malgré le bon effet qu'elles font dans les dessins.

Il y aura sans doute des géologues qui ne seront pas d'accord avec moi. On me reprochera peut-être de vouloir tout renverser, et de rectifier ce que de longues recherches ont solidement établi. Pareille entreprise semblera même bien hardie de la part d'un novice. Si je me permets d'être si affirmatif, c'est que j'ai la conviction d'être dans le vrai, et que, d'autre part, ce n'est pas une idée préconçue qui m'a entraîné dans cette voie inconnue. Lorsque, en 1881, je commençais à explorer les environs de Château-d'Œx, j'avais la conviction, puisée dans l'auditoire académique, que tous les gypses et toutes les corgneules étaient d'âge triasique ! La découverte de ces terrains sur de nombreux points où ils sont intercalés entre le malm et le flysch me surprit et me confondit d'abord; à la surprise succéderent de sérieux soupçons et j'acquis la certitude *qu'il y avait dans les Alpes du Pays-d'Enhaut du gypse et de la corgneule qui n'étaient pas d'âge triasique !* Sur douze gisements que j'ai explorés, deux seulement peuvent appartenir au trias (l'un d'eux est même très douteux), tandis que tous les autres sont d'âge éocène.

Bien loin de vouloir généraliser les résultats auxquels je suis arrivé, je reste parfaitement convaincu que le gypse et la corgneule peuvent occuper des niveaux quelconques dans la série des dépôts stratifiés et que leur niveau peut même varier dans un district assez restreint comme celui des Alpes vaudoises; de sorte qu'on ne peut en aucune façon leur donner un niveau constant. La sédimentation n'est pas soumise à des lois absolues et un terrain qui s'est déposé sur un point quelconque à l'époque triasique pourra se former de nouveau, avec des caractères identiques, à une époque postérieure, pourvu que les conditions qui en ont accompagné le premier dépôt soient les mêmes.

Toutes les considérations précédentes seront dépourvues de valeur pour ceux qui donnent aux gypses et aux corgneules des Alpes une autre origine que celle de la sédimentation.

M. C. Brunner¹ ne leur attribue aucun âge précis ; il les considère comme formés sous l'influence des phénomènes de soulèvement et de rupture des terrains.

M. S. Chavannes, qui a entrepris depuis nombre d'années une étude toute spéciale sur ces terrains dans les Alpes, admet que le gypse ainsi que la corgneule sont dus au *métamorphisme*, soit à la transformation des terrains sédimentaires, et qu'ils peuvent ainsi s'être formés à une époque quelconque. Il reconnaît dans les Alpes quatre zones ou niveaux : la zone crétacée-tertiaire, la zone jurassique, la zone des schistes lustrés et la zone anthracifère². La première nous concerne seule ; je n'entrerai donc dans aucune discussion sur la valeur des trois autres zones.

Les paragraphes suivants seront consacrés spécialement à élucider la question de la position stratigraphique et de l'origine du gypse et de la corgneule que je place dans l'éocène ; j'étendrai parfois mes considérations aux gypses et corgneules qui paraissent être d'âge triasique ou d'âge incertain.

A. Le gypse éocène.

Le gypse éocène des gisements de nos Alpes vaudoises présente un caractère essentiellement sédimentaire. Il est très impur, ordinairement de couleur grise, ou teinté de diverses nuances. Ses dépôts sont formés d'une multitude de minces couches dont la stratification est en concordance avec celle des terrains éocènes qui les recouvrent.

Toutes ces minces strates de gypse se distinguent facilement les unes des autres par leurs teintes très variées, surtout lorsque l'érosion atmosphérique en a désagrégé la tranche. Les lits de gypse blanc, grenu ou alabastroïde, sont rares. C'est surtout dans ces lits plus purs qu'on trouve du *soufre natif*, pulvérulent ou cristallisé, qui a sans doute été déposé par les eaux d'infiltration, car beaucoup de sources qui sortent des terrains gypseux sont sulfureuses et contiennent en dissolution des sulfhydrates alcalins qui, par décomposition, donnent naissance à du soufre.

Ce qu'il ne faut jamais perdre de vue, c'est que le gypse hydraté ($\text{Ca SO}_4 + 2 \text{H}_2\text{O}$) se trouve toujours à la *surface*, tan-

¹ C. Brunner v. Wattenwyl, *Gebirgsmasse d. Stockhorn*, p. 29.

² *Acta Soc. helv. sc. nat.*, 1875, p. 50.

dis que le gypse anhydre ou *anhydrite* forme les couches profondes; entre deux se trouve du gypse à différents degrés d'hydratation. M. de Charpentier a constaté que l'anhydrite des mines de Bex qui formait le dépôt tout entier, s'est transformée en gypse à la surface, par absorption des eaux atmosphériques et des eaux d'infiltration.

Le gypse et l'anhydrite renferment presque toujours des fragments anguleux, plus ou moins grands, d'un *calcaire gris ou noir* qu'il n'est pas difficile de reconnaître pour du calcaire jurassique. Certains lits en contiennent plus que d'autres. Ces petits fragments sont souvent si nombreux que le gypse en prend une teinte plus foncée et qu'on peut voir distinctement qu'ils *sont distribués dans le sens de la stratification* et que quelques strates en renferment de plus volumineux que d'autres. Ces débris, étrangers au gypse, n'appartiennent pas tous aux mêmes roches; outre des fragments calcaires, il n'est pas rare d'y trouver des débris de *schiste noir*, de *grès jaunâtre* ou *gris-noir*, distribués dans le sens des couches et donnant souvent à celles-ci, par leur fréquence, une teinte particulière.

Les auteurs expliquent de diverses manières l'origine et la provenance de ces roches étrangères au gypse; j'aurai souvent l'occasion de revenir sur ce point. L'existence de fragments tout à fait semblables dans la corgneule qui accompagne le gypse indique un rapport très intime entre ces deux terrains et donne, en même temps, des indices assez précis sur leur mode de formation.

Tous les dépôts de gypse éocène que je connais ont une étendue peu considérable. Ils forment des amas ou des nids, c'est-à-dire des *dépôts locaux*, à la base du flysch, et recouvrent la corgneule, quand celle-ci existe. La corgneule n'a pas non plus une disposition régulière; son extension est ordinairement plus grande que celle du gypse; elle forme volontiers des bandes étroites le long du pied des chaînes calcaires. Quelquefois elle manque, et le gyse repose alors directement sur les terrains crétacés ou jurassiques. J'expliquerai ailleurs la cause probable de cette circonstance assez extraordinaire.

Si l'on peut dire pour le moment que le gypse des Alpes vaudoises est en bonne partie d'âge éocène, rien ne prouve qu'on n'en découvre pas tôt ou tard qui soit d'un âge différent. Cette question présente encore beaucoup de points obscurs. Ainsi, au pied de la chaîne du *Ganterist* (Alpes fribourgeoises), le gypse

est en contact avec le rhétien d'une part, et de l'autre avec le flysch, sans qu'on puisse l'attribuer avec certitude ni à l'un ni à l'autre de ces deux niveaux. Le gypse et l'anhydrite de la région d'Ollon, de Bex, du col de la Croix et du Pillon semblent se trouver dans le même cas; les seuls terrains qui les accompagnent sont le lias et le flysch (chapitre V).

D'autre part, il est impossible d'assigner au gypse tertiaire un niveau particulier dans le groupe éocène, vu qu'il ne renferme aucun fossile et qu'il repose en transgression sur le crétacé ou sur le jurassique supérieur. La découverte, faite par M. Kaufmann, de lits de corgneule dans les couches d'Yberg, qui sont intermédiaires entre les couches de Wang (nummulitique) et le calcaire de Seewen, pourrait faire supposer que le gypse et la corgneule éocènes de notre région sont approximativement du même âge. Mais ce n'est qu'une supposition; la seule chose qu'on puisse admettre avec certitude, c'est que les gypses que je range dans l'éocène sont *plus récents que le sénonien* et qu'ils sont *surmontés par des assises de flysch*. Sur certains points, que je décrirai plus loin, le gypse et la corgneule sont séparés des terrains secondaires par du flysch, ce qui rend plus évident encore l'âge *éocène* de ces terrains.

M. S. Chavannes¹ dit avoir trouvé des traces de fucoïdes dans le gypse de Salins sur Aigle; si ce fait se vérifie, il permettrait de considérer le gypse éocène comme synchronique du flysch. D'un autre côté, M. Lory² a reconnu sur la limite du jurassique et du nummulitique du gypse appartenant probablement à ce dernier niveau.

L'origine du gypse a donné lieu à deux théories, émises presque en même temps. L'une, la théorie de la *sédimentation du gypse par voie hydrochimique*, explique en même temps la présence très fréquente du sel gemme dans ce terrain; l'autre, celle du *métamorphisme*, prétend que tous les gypses ont été formés par transformation de la roche encaissante.

Si la majorité des géologues, et je suis du nombre, admet actuellement la première de ces deux manières de voir comme étant la *plus probable*, la seconde n'est rien moins qu'abandonnée, preuve en soit la lutte acharnée qui se poursuit entre MM.

¹ *Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, 1874, VII, p. 465.

² *Bull. Soc. géol. France*, 1874, III, p. 17.

Renevier et Sylv. Chavannes¹, précisément à propos des gisements de la région qui nous occupe.

Si l'aspect des gisements de gypse de nos Alpes les fait suffisamment reconnaître comme dépôts sédimentaires, la présence du sel gemme dans un certain nombre d'entre eux ne fait qu'augmenter notre conviction.

Les recherches faites récemment dans les grands lacs salés montrent que le sel gemme se dépose souvent simultanément avec le gypse anhydre. Ce fait a été observé dans le golfe de Karabougas, où l'eau sursaturée est continuellement remplacée par une eau moins saturée venant de la mer Caspienne, le golfe n'ayant lui-même pas d'affluents.

Les anciens dépôts arénacés de la mer Morte, nommés *marines de la Liçan* par M. Lartet², semblent pouvoir servir de point de comparaison pour l'étude de certains dépôts gypseux des Alpes. « Ce sédiment, dit M. Lartet, se présente en général sous forme d'innombrables feuillets de marne d'un gris clair alternant avec des couches extrêmement minces, de couleur et de nature toutes différentes, et souvent exclusivement composées de substances salines, telles, par exemple, que du gypse lenticulaire, des argiles salifères, etc... Toute la masse se compose de lits n'excédant pas 1 à 2 décimètres et donnant aux sections, par la diversité des nuances, un aspect rubanné. Ces dépôts renferment aussi des lits de graviers. » — Des sondages ont prouvé que des dépôts gypseux et salins analogues se forment au fond de la mer Morte. Si l'on considère, en outre, que les déjections amenées dans un bassin par ses affluents doivent se mêler à la masse de gypse en voie de dépôt, on aura une image très nette de ce que sont certains gypses éocènes des Alpes vaudoises qui renferment des fragments de diverse nature, anguleux ou arrondis, distribués dans d'innombrables feuillets de gypse dont la couleur varie entre le gris-clair et le noir, suivant la proportion des impuretés qui s'y trouvent mélangées. On y rencontre fréquemment des alternances de conglomérats et de sables. (Exergillod dans la vallée de la Grande-Eau.)

Toutes ces recherches, et leur comparaison avec celles qu'on a faites sur les gypses des Alpes, nous donnent la certitude ab-

¹ *Bull. Soc. vaud.*, 1870, X, p. 478; 1871, XI, p. 299; 1874, XII, p. 465, 109. — *Acta Soc. helv. sc. nat.*, 1875, 1877. — *Arch. Bibl. univers.*, p. 175.

² *Exploration géologique de la mer Morte*, etc., 1877, p. 175.

solute que le dépôt de ces gypses s'est effectué par voie aqueuse, comme ceux qui se forment encore actuellement dans les grands lacs salés continentaux. MM. Alph. Favré, Renevier, Lory, etc., soutiennent tout spécialement cette manière d'envisager l'origine des gypses alpins. Il y a plus de 30 ans que d'Alberti¹, qui a recueilli les plus vastes matériaux sur ce sujet, a soutenu cette théorie en se basant sur les dépôts gypseux et salifères de tout âge d'une grande partie de l'Europe et en démontrant leur analogie avec les dépôts actuels.

La théorie de l'*origine métamorphique* du gypse des Alpes, y compris celle de l'*origine platonique* de ce terrain, est très ancienne, plus ancienne peut-être que celle de la sédimentation.

Le gypse n'a-t-il pas été appelé successivement *terrain primitif*, *altération de la matière primordiale*, *terrain éruptif*, *produit sublimé*, etc., jusqu'à ce que la toute puissante théorie du *métamorphisme* soit venue jeter une nouvelle lumière (?) sur l'origine du gypse ! Le mot *métamorphisme* sert ordinairement à expliquer toutes les questions embarrassantes. Or, comme la présence du gypse au milieu des dépôts arénacés des Alpes est des plus embarrassantes, on a eu recours au métamorphisme, pour transformer en gypse les roches avoisinantes. La disposition de ce terrain en amas peu étendus a déjà quelque chose d'étrange, et si l'on tient compte de ce qu'il est ordinairement accompagné d'une roche énigmatique qu'on appelle *corgneule*, on comprendra quelque peu les étranges suppositions qu'ont émises ceux qui ne peuvent pas voir dans le gypse un terrain sédimentaire normal.

Beudant, Murchison, E. de Beaumont soutenaient déjà que le gypse était une transformation du carbonate de chaux. Sismonda explique de la même façon l'origine du gypse qu'on trouve au fort de l'Esseillon près Modane.

Les émanations volcaniques contiennent de l'acide sulfureux et surtout de grandes quantités d'anhydrite sulfureux ; ce dernier se transforme aisément en acide sulfurique en se dissolvant dans l'eau. Les eaux qui descendent de certains volcans sont souvent fortement chargées d'acide sulfurique. Il est très clair que ces eaux peuvent transformer en *sulfate* le carbonate de chaux qui se trouve sur leur passage. D'autre part, il est certain que les pyrites peuvent se transformer en sulfates métalli-

¹ F. d'Alberti, *Halurgische Geologie*, 1852.

ques par l'oxydation de la moitié seulement de leur soufre, tandis que l'autre partie peut aussi s'oxyder, devenir de l'acide sulfurique et former un sulfate terreux en attaquant la gangue de la pyrite. C'est ainsi que se sont formés la plupart des gisements d'alun et de sulfates terreux naturels. Si cette gangue est calcaire, celle-ci est transformée en *sulfate de chaux* ou *gypse*.

Ces deux faits sont irrécusables, mais on aurait mille fois tort de vouloir les généraliser, en attribuant une origine semblable, sinon à tous les gypses, du moins à la plupart d'entre eux. Si la théorie du métamorphisme a souvent été nécessaire pour expliquer la formation des roches cristallines, il n'est rien moins que nécessaire d'y avoir recours dans des cas où elle est totalement superflue.

MM. Chavannes et de Tribolet soutiennent avec une grande conviction l'hypothèse de l'*origine métamorphique* du gypse des Alpes. M. de Tribolet s'est surtout occupé des gypses des Alpes bernoises, lesquels ne sont que la continuation de ceux des Alpes vaudoises.

M. Chavannes ayant trouvé, dans le voisinage des éruptions basaltiques du Hohentwiel et du Hohenhöwen, du gypse dans un calcaire d'eau douce remanié, croit pouvoir donner aux gypses des Alpes une origine analogue et les considère comme formés par l'action des émanations d'acide sulfurique sur les roches sédimentaires jurassiques, crétacées, éocènes, etc., qui les environnent. Mais l'exemple du Hohentwiel et du Hohenhöfen demande à être confirmé, car on sait que les terrains miocènes renferment souvent des amas de gypse fort éloignés de toute roche éruptive, de sorte qu'on ne peut, sans autres preuves, attribuer au voisinage des basaltes la formation du gypse dans le calcaire d'eau douce de ces deux localités. A plus forte raison est-on bien moins autorisé à se servir de cette hypothèse pour expliquer l'origine du gypse des Alpes. La théorie des soulèvements volcaniques est délaissée ; les Alpes sont le résultat passif du refoulement latéral ; elles ne sont pas une chaîne volcanique. D'où serait donc venu cet acide sulfurique en quantité suffisante pour produire ces énormes amas de gypse par la transformation du carbonate de chaux ? Si de savants géologues, comme M. Daubrée, attribuent au métamorphisme l'origine des gypses des Apennins et des Pyrénées qui se trouvent dans le voisinage d'éruptions d'ophite, on ne peut se prévaloir de ces cas particuliers pour expliquer la formation du gypse dans les

Alpes où il n'y a ni ophite, ni basalte. La position du gypse le long des axes de dislocation des Alpes pourrait être invoquée en faveur de cette hypothèse; on pourrait supposer que des fissures ou cheminées ont livré passage à des eaux et vapeurs acides; mais, jusqu'à ce jour, on n'a vu dans les Alpes ni fissures, ni cheminées, ni vapeurs acides.

On dira peut-être que le glissement des couches a pu développer une chaleur suffisante pour décomposer les roches; ce phénomène a dû s'accomplir *localement*, mais qu'on puisse y voir un rapport avec la formation du gypse, c'est une question qu'il est inutile d'approfondir.

Et pourtant, malgré l'impossibilité où il se trouve de citer une preuve évidente, M. Chavannes fait provenir les gypses, suivant leur nature, de la transformation des schistes, du calcaire, du grès et du poudingue du flysch. Les graviers et autres roches détritiques qu'on trouve si souvent dans le gypse ne prouvent pas que ce dernier soit un poudingue transformé; ces fragments ont été amenés dans les eaux où se déposait le gypse par la voie très naturelle du charriage.

Pour que toute cette hypothèse puisse avoir la moindre apparence de probabilité, il faudrait prouver en premier lieu, et en dehors du point en litige, que des émissions d'acide sulfurique ont réellement eu lieu dans les Alpes.

Trois considérations fondamentales, qui ne peuvent être expliquées que par la théorie de la sédimentation, s'opposent à la théorie du métamorphisme :

Si l'on admet que les gypses se sont formés sous l'influence de l'acide sulfurique, la présence du sel gemme au milieu du gypse reste inexpliquée, car ce n'est pas le chlorure, mais le sulfate de sodium qu'on devrait y trouver.

Pourquoi la dolomie et la corgneule qui accompagnent habituellement le gypse et qui lui sont inférieures n'ont-elles pas été aussi transformées et pourquoi sont-elles restées à l'état de carbonates?

Enfin, pourquoi le gypse occupe-t-il un niveau si constant à la base du flysch, même dans les gisements très distants et indépendants les uns des autres?

Ces trois questions n'ont rien d'embarrassant, si l'on admet que le gypse est un terrain sédimentaire qui s'est formé par voie aqueuse dans des bassins clos. De là vient sa répartition

inégale. La formation de ces bassins a eu lieu *simultanément* dans une grande partie des Alpes ; elle a marqué le commencement de l'époque éocène, en précédant le dépôt du flysch. C'est aussi pour cette raison que les amas de gypse se sont alignés de préférence le long des axes de dislocations, qui étaient déjà les mêmes que ceux d'aujourd'hui.

B. Corgneule et dolomie éocènes.

Sous le nom de *corgneule*, on désigne une roche assez étrange, de composition dolomitique, de couleur jaune, grise ou brunâtre, d'aspect tuffacé et vacuolaire et d'une texture éminemment *bréchiforme*, du moins pour la corgneule éocène, car c'est par ce dernier caractère qu'elle se distingue des roches de même nom qui se trouvent au-dessous du rhétien, et qui sont de vrais calcaires dolomitiques vacuolaires (*Rauchwacke, Zellenkalk*).

La corgneule de la base du flysch est habituellement une *brèche dolomitique*, qui n'est vacuolaire qu'à la surface, mais qui, dans l'intérieur, où les agents atmosphériques n'ont pas pu pénétrer, est *parfaitement compacte* et présente la structure d'une vraie brèche formée de fragments dolomitiques de grosseur variable, gris ou jaunes, enchâssés dans une roche de même composition ou plus calcaire.

Outre les fragments de nature dolomitique, on trouve dans toutes les corgneules de nos gisements vaudois des fragments anguleux ou arrondis de *calcaire noir ou gris*, identique à celui que renferme si souvent le gypse, des morceaux de *grès verdâtre ou gris*, des fragments de *quartz*, etc., toutes roches qui se trouvent dans le flysch et qui proviennent évidemment des terrains sousjacents. Le nombre des fragments calcaires est souvent si considérable qu'on croit avoir affaire à une brèche calcaire plutôt qu'à une roche dolomitique. Ce sont surtout les couches de la base des dépôts de corgneule qui présentent fréquemment cette particularité; ceci provient de ce qu'elles reposent sur le jurassique supérieur. Dans ce cas, le contact entre la corgneule et le terrain sous-jacent n'est pas immédiat, mais il se fait par l'intermédiaire d'une brèche entièrement calcaire qui est formée de débris de jurassique supérieur et qui a la plus grande ressemblance avec la *brèche de la Hornfliuh*. Ces faits nous expliquent la formation de la corgneule qui n'est autre chose qu'une brèche formée de débris calcaires et dolomitiques. La corgneule occupe

le bord des bassins dans lesquels s'est déposé le gypse; elle manque souvent là où le gypse est le plus puissant, c'est-à-dire à l'endroit où le bassin atteignait sa plus grande profondeur.

Comme le gypse, la corgneule éocène n'a pas une étendue bien considérable; elle forme toujours des bandes ou zones assez régulières le long des chaînes calcaires. Sa puissance est très variable et peut monter de 10 à 100 mètres et au-delà.

Sur quelques points des Alpes vaudoises, et en particulier sur le versant nord de la chaîne du *Mont-d'Or*, la corgneule est interrompue par des bancs de calcaire magnésien. Ceci est assez curieux, vu qu'en général la corgneule n'affecte pas la forme de bancs réguliers et qu'elle se présente plutôt sous forme d'un massif unique. Sur le versant sud de la même arête, la corgneule renferme des lits de dolomie grise, sableuse, de plusieurs mètres d'épaisseur.

La nature et l'origine de la corgneule ont été méconnues pendant longtemps. On la confondit d'abord avec le tuf et ce n'est que plus tard qu'on finit par voir qu'elle était une roche particulière. Le rapport intime qui existe entre les amas de corgneule et ceux de dolomie fit voir dans la corgneule une modification de cette dernière, tout en lui attribuant comme à la dolomie une origine sédimentaire ou métamorphique.

Malgré toutes les explications qu'on a imaginées pour prouver la transformation de la dolomie en corgneule, je puis affirmer que les corgneules bréchiformes du flysch n'ont pas été produites par une modification de la dolomie et surtout pas par une modification *in-loco*. J'ai constaté à plusieurs reprises que les brèches calcaires du flysch (brèches de la Hornfliuh, etc.) prennent par l'exposition à l'air un aspect voisin de celui de la corgneule. Il se peut donc que certaines corgneules résultent de la modification d'un *conglomérat* qui, dans l'origine, était déjà dolomitique, mais moins friable et vacuolaire que la corgneule.

D'un autre côté, les corgneules bréchiformes du flysch, qui passent parfois à de la dolomie grenue, me paraissent s'être formées en même temps que la dolomie. Elles ne sont en aucun cas une modification de celle-ci.

Leur mode de formation n'est pas difficile à établir. On peut admettre que des brèches analogues à celles de la Hornfliuh se sont formées sur le bord des bassins dans lesquels se déposait la dolomie. Celle-ci devait dans ce cas former le ciment des fragments anguleux. Il y a deux manières d'expliquer la composition

dolomitique de ces fragments qui ne se trouvent plus dans leur état primitif et qui ont évidemment subi une profonde modification. Il est possible que la composition des matériaux fût déjà voisine de celle de la dolomie et que leur consistance ait varié sous l'influence d'un agent quelconque, ou que ce fussent des fragments calcaires et que, par suite de la présence d'un ciment dolomitique, il se soit fait un échange de carbonate de chaux contre du carbonate de magnésie, sans que la forme des fragments en ait été altérée. Des transformations de ce genre se rencontrent fréquemment dans les cailloux de charriage récent dont la composition varie souvent en même temps que l'aspect. Ce qui me paraît indubitable, c'est que ces fragments dolomitiques n'étaient pas très friables, comme ils le sont maintenant, lorsqu'ils se sont agglomérés en brèche, et qu'ils devaient avoir alors une dureté suffisante pour conserver leurs formes anguleuses.

La présence des cailloux et des fragments *calcaires* m'engagerait plutôt à abandonner la seconde supposition, savoir celle que les fragments dolomitiques proviennent de fragments calcaires transformés en dolomie. Pourquoi certains fragments calcaires auraient-ils résisté à la dolomitisation et pourquoi n'auraient-ils pas subi, au moins à l'extérieur, un commencement de transformation ? Il me paraît bien plus vraisemblable que les débris qui composent la corgneule étaient dolomitiques dès l'origine, et qu'ils avaient une dureté plus grande. C'est probablement pendant la cimentation même que ces roches dolomitiques se sont altérées et qu'elles sont devenues friables en prenant la teinte jaune ou grise qu'elles ont actuellement, tandis que les fragments calcaires ont résisté.

Je suis loin de vouloir appliquer cette théorie à toutes les corgneules. D'abord j'estime qu'on ne peut l'adopter avec certitude tant qu'on manquera de preuves évidentes, preuves qu'il n'est pas possible de fournir pour le moment. Il faudrait pouvoir trouver de la corgneule *en voie de formation*, dans les dépôts actuels. D'un autre sens, je n'attribue ce mode de formation qu'aux *corgneules bréchiformes* (brèches dolomitiques) de l'éocène, car les vraies corgneules inférieures au lias, qu'on dit être triasiques, peuvent avoir une toute autre origine.

J'ai analysé plusieurs corgneules éocènes des Alpes et j'ai trouvé qu'elles avaient toutes une composition assez voisine de celle de la dolomie ; beaucoup renferment de la silice libre qui reste, après la dissolution, sous forme de sable. Les lits cal-

caires qu'on trouve parfois intercalés dans la corgneule se sont ordinairement montrés riches en magnésie.

M. C. Brunner-von Wattenwyl¹ considère la corgneule comme une formation secondaire, accompagnant celle du gypse, et produite par l'influence de l'acide carbonique qui se dégage pendant la décomposition du carbonate de chaux par l'acide sulfurique. Il n'est pas nécessaire de démontrer que cette hypothèse tombe avec celle de l'origine métamorphique du gypse.

Pour M. Chavannes, l'origine de la corgneule est multiple. Cet auteur voit dans une grande partie des corgneules des brèches dolomitiques qu'il attribue au remaniement de la dolomie². Ailleurs il les attribue au fendillement des lits de dolomie qui se seraient desséchés après émersion, et au remplissage des fissures par une masse calcaire³. D'autres corgneules enfin se seraient formées dans de grandes fissures sous l'influence d'une action métamorphique.

Toutes ces explications, plus ou moins vraisemblables, montrent que la corgneule a toujours été une roche très embarrassante. Il est souvent même fort difficile de se rendre compte si l'on a affaire à une vraie corgneule en place, ou bien à une roche remaniée. Comme les eaux qui sortent des corgneules sont toujours incrustantes, il peut arriver que des débris de corgneule soient cimentés par l'eau calcaire et qu'ils forment une roche toute récente ressemblant, à s'y méprendre, à de la vraie corgneule. Cependant il est toujours facile dans ce cas de retrouver les bancs qui ont fourni les débris recimentés.

Superposition du gypse et de la corgneule éocènes dans les différents gisements.

Il serait assez difficile d'exprimer par une loi générale l'ordre de superposition des gypses et des dépôts dolomitiques qui les accompagnent. On a souvent prétendu que la corgneule enveloppait entièrement les dépôts de gypse; je ne sais si les observations qui ont motivé cette assertion présentent une certitude suffisante. En bornant mes conclusions à la région qui nous occupe, je puis affirmer que, partout où il m'a été possible de

¹ *Gebirgsmasse des Stockhorns*, p. 32.

² *Bull. Soc. vaud.*, 1874, XII, p. 465.

³ *Bull. Soc. vaud.*, 1874, XII, p. 110, etc.

constater à la fois la présence du gypse et de la corgneule, celle-ci s'est montrée *inférieure* au gypse. Mes observations concordent avec celles qu'on a faites sur les terrains gypseux et dolomitiques dans les gisements les plus divers. Dans les terrains du Keuper, par exemple, les dolomies se trouvent habituellement à la base de l'anhydrite; dans le purbeckien, les roches dolomitiques sont également presque toujours inférieures aux dépôts gypsifères. Même en ne tenant compte que de la solubilité, la dolomie a toujours dû se déposer avant le gypse. Il peut pourtant arriver que des assises de roches dolomitiques succèdent aux dépôts gypseux. Les rapports du gypse et de la corgneule et leur position entre les terrains secondaires et le flysch varient avec les différents gisements.

Dans le Pays-d'Enhaut, ces deux terrains forment le long des chaînes calcaires plusieurs bandes souvent interrompues et de largeur assez irrégulière.

La première apparaît au pied nord des *Rochers du Midi*, où la corgneule est seule visible sous forme de roche dolomitique bréchiforme, de couleur jaune. On y rencontre souvent des fragments de calcaire, vers la base du dépôt, à l'approche des assises calcaires du jurassique supérieur; la roche passe alors à une brèche calcaire.

Le pied nord de la chaîne du *Rubli* est bordé sur plusieurs points de dépôts de corgneule éocène. Au nord des Rochers à Pointes, où elle occupe une position des plus étranges, la corgneule est en contact du côté sud avec les couches bathoniennes à *Mytilus*; du côté nord elle butte contre la tranche d'un massif calcaire appartenant au jurassique supérieur (Pl. II, prof. 4, et pl. IV, fig. 15). Le voisinage de la brèche de la *Hornfluh*, qui présente parfois un passage à la corgneule, montre bien le rapport de celle-ci avec la première. Des amas de corgneule se rencontrent dans le prolongement occidental de la même chaîne, au sud du Rocher du Midi, et jusque dans le voisinage du *Col de la Base*, où elle est accompagnée de flysch qui la sépare des lits de gypse formant le pied nord des Rochers de Coumattaz. Ce gypse, impur et grisâtre, est formé d'un grand nombre de minces couches qui se distinguent par leurs teintes plus ou moins foncées. Ce gisement diffère de tous les autres en ce que le gypse y est visiblement séparé de la corgneule par des couches de grès et de marnes du *flysch* qui affleurent au milieu du col, tandis que la corgneule est limitée au côté nord.

Un autre petit gisement de corgneule est encore plus concluant, en ce qui concerne l'âge de cette roche. Il se trouve à la *Chenau-Rouge*, au pied nord de la cime de la *Gummfluh*. Les couches de corgneule y forment un petit rocher placé entre la brèche calcaire éocène et les couches rouges du crétacé supérieur. Sur ce point, l'âge de la corgneule est donc parfaitement bien déterminé, puisqu'elle repose sur le crétacé supérieur caractérisé par ses foraminifères habituels.

Le pied sud de l'arête de la *Gummfluh* offre également de nombreux affleurements de corgneule. L'un d'eux se trouve au-dessus du *Gros-Jable*, sous la pointe du *Bolley*. La corgneule y est comprise entre les bancs du jurassique supérieur et le grès du *flysch*, qui est déjeté et qui plonge au nord sous la montagne. Cet affleurement de corgneule se poursuit visiblement au-dessus du *Petit-Jable* jusqu'au pied de la cime de la *Douve*, elle reste invariablement comprise entre le jurassique supérieur et le *flysch*; il ne peut donc être ici question d'âge triasique! Quant à sa nature pétrographique, la roche ne s'écarte pas de la corgneule éocène typique; elle est bréchiforme sur la cassure, vacuolaire à la surface; on y voit par ci par là des fragments calcaires, des grains siliceux, de petites particules de schiste talqueux verdâtre; la roche prend parfois un grain plus fin, en passant à la dolomie, mais elle conserve sa couleur jaune. On ne peut suivre cette bande de corgneule sur toute sa longueur; elle semble se prolonger jusque près du village de l'*Etivaz*, où un éboulement, qui eut lieu en 1879 ou 1880, a mis à nu à la *Dierdaz*, un beau rocher de gypse dont les couches presque verticales, légèrement déjetées, s'enfoncent sous les rochers jurassiques de *Coumattaz*, qui en sont séparés par de la corgneule. Celle-ci n'affleure pas, mais sa présence est attestée par les débris qui s'éboulent constamment par dessus le gypse. Ce dernier, qui est par places d'un beau blanc, présente, comme partout ailleurs, des zones marquées par la fréquence des fragments de calcaire noir ou de grès fin, de couleur gris-foncé. On voit dans le voisinage des grès durs et des schistes qui reposent sur le gypse.

C'est à cette même bande de gypse qu'appartient un affleurement mis à découvert sur la rive opposée de la *Tourneresse*, à l'endroit appelé *les Bains*, par les travaux de captation d'une *source sulfureuse*. Le gypse qu'on a retiré d'une galerie profonde d'environ 15 mètres est identique à celui de la *Dierdaz*.

Gypse et corgneule du pied du Mont-d'Or. Ces deux terrains occupent une assez vaste région comprise entre la *Pierre du Moëllé* et *les Charbonnières*, au pied nord de l'arête rocheuse et escarpée du Mont-d'Or. Près de la *Pierre du Moëllé*, au sommet du col de ce nom, on trouve d'abord des schistes calcaires et des grès du *flysch* sous lesquels apparaissent des lits minces et presque feuillettés de gypse gris ou blanchâtre, qui semblent reposer sur le *flysch*, les couches étant déjetées au nord-ouest. Nous avons soigneusement examiné, M. Rittener et moi, la coupe qui est visible au pied du Mont-d'Or. Sur ce gypse déjeté reposent des bancs de corgneule, épais d'environ 10 mètres, qui affleurent au-dessus du chalet détruit du Commun de Leyzay. Ces bancs sont interrompus par quelques lits de calcaire dolomitique compact, sur lesquels la corgneule réapparaît avec une épaisseur plus grande encore, qu'on peut estimer à près de 50 mètres. La corgneule y présente les variétés les plus diverses. Parfois d'un grain très fin, elle est d'habitude franchement bréchiforme et contient de nombreux cailloux noirs, anguleux ou roulés. Sa teinte varie du jaune au gris très pâle. Une variété de cette dernière nuance ressemble d'une manière frappante à un *tuf volcanique*.

En s'élevant sur la pente, c'est-à-dire en descendant la série des couches déjetées, on remarque que la corgneule devient de plus en plus riche en fragments calcaires et qu'elle finit par devenir une vraie *brèche calcaire* très résistante. Les fragments anguleux semblent être empâtés dans une masse calcaire. Cette roche ne diffère guère de la brèche éocène de la Hornfuh, et l'on est en plein droit de lui attribuer la même origine. Elle passe insensiblement au calcaire compact du jurassique supérieur, aux dépens duquel elle semble avoir été formée.

Ainsi le gypse de cette région repose évidemment sur la corgneule; tous deux sont intermédiaires entre le *flysch* et le *jurassique supérieur*, et placés dans des positions telles qu'on y chercherait vainement l'ombre d'une faille ou d'une dislocation quelconque qui puisse induire à donner à ces terrains un âge plus ancien que l'éocène. (Pl. IV, prof. 11.)

Les affleurements de gypse et de corgneule des environs de la *Pierre du Moëllé* sont loin d'atteindre le développement considérable qu'ils présentent plus à l'est, vers les *Charbonnières*, où le gypse, qui s'appuie sur la corgneule, occupe un grand espace aux dépens du *flysch*. Mais sa disparition est aussi brusque que

son développement a été rapide, et l'on n'en trouve déjà plus de traces aux Anteines, où le flysch se trouve dans le voisinage immédiat du jurassique supérieur.

Les assises de corgneule des Charbonnières présentent une disposition un peu différente de celle des couches de la Pierre du Moëllé. On n'y trouve pas cette brèche calcaire qui relie la corgneule proprement dite au jurassique supérieur. Elle est en contact au sud-est, avec des schistes calcaires, de marnes et de grès micacés, qui appartiennent évidemment au flysch, sur lequel s'appuie le puissant massif déjeté du Mont-d'Or. (Pl. IV, prof. 10.) Là encore, le gypse et la corgneule ne sauraient être classés ailleurs que dans l'éocène ; ils sont même séparés du jurassique supérieur par des assises qui ont le facies du flysch. Il n'existe nulle part, dans le voisinage du gypse et de la corgneule des Charbonnières, le moindre affleurement d'un terrain qui puisse être du lias, et tout l'escarpement du Mont-d'Or n'en présente aucune trace.

Le gypse et la corgneule forment de nombreux affleurements entre l'*Etivaz* et le *Col des Mosses*. Le plus intéressant est celui de la Lécherette, sur la route des Mosses ; il semble être le prolongement de celui de la Dierdaz et des Bains de l'Etivaz. Les assises de gypse y sont très puissantes. Le gypse a ordinairement une teinte grisâtre et les différentes strates se distinguent facilement par leurs nuances. Il est recouvert au sud-est par le flysch. Il ne touche pas directement au jurassique supérieur qui affleure non loin de là ; il en est séparé par des schistes et des grès du flysch ; cette circonstance rend son âge des plus évidents. La corgneule paraît manquer sur ce point, et la distance qui sépare le gypse du jurassique atteint à peine quelques pas. A partir de la route des Mosses, la bande de gypse, large d'environ 400 mètres, s'étend jusqu'au bord de l'Hongrin, près du gros Pâquier, où l'affleurement semble s'arrêter. Le gypse conserve les mêmes caractères sur toute cette longueur. Un des nombreux effondrements en forme d'entonnoir qui se sont produits dans cette région ayant mis à nu du gypse encore frais, j'ai pu constater qu'à une certaine profondeur la roche se trouve à l'état d'*anhydrite*, et que l'hydratation n'a lieu qu'à la surface.

Le flanc sud-est de l'arête du Mont-d'Or est bordé d'une bande presque ininterrompue de corgneule bréchiforme éocène. Elle repose directement sur les bancs du jurassique supérieur et présente le même plongement que ceux-ci. Surtout bien développée

entre la Sonnaz et l'Ecualaz, elle est interrompue en dessous du chalet de ce nom par des couches de dolomie sableuse grise. Le gypse n'affleure pas, sa présence est cependant trahie par de nombreux entonnoirs et par deux sources sulfureuses, dont l'une s'échappe à la Comballaz et l'autre en dessus du Sépey.

La corgneule, si répandue dans cette dernière localité et aux environs du Cergnat, où elle est intercalée entre le flysch et le jurassique supérieur, se rattache directement à celle du Mont-d'Or, dont elle n'est que la continuation. Ses caractères sont identiques ; elle est bréchiforme, jaunâtre et renferme toujours des fragments de calcaire noir ou gris.

La corgneule affleure encore aux environs du *Pont de la Tine*, sur la rive droite de la Grande-Eau, dans une position non moins évidente. Elle forme, à l'endroit appelé la *Balme*, un grand rocher jaune, excavé à son pied, qu'on voit au-dessus de la route d'Aigle. Elle repose directement sur le jurassique supérieur, et l'on voit affleurer du flysch à fucoïdes dans son voisinage immédiat, près d'un petit torrent qui se jette dans la Grande-Eau. Tout près de là le flysch repose sur le jurassique, ce qui montre que la corgneule affecte plutôt la disposition en amas, et ne forme pas de dépôts réguliers et continus. Cette corgneule, qui se rallie visiblement à celle qu'on voit dans le voisinage du Sépey, est identique d'aspect et de composition à celle de cette localité. Elle se prolonge plus au sud, sur la rive gauche de la Grande-Eau et forme de puissants dépôts au-dessous du gypse d'Exergillod, de Plambuit, de Salins, etc., qui seront traités dans le chapitre suivant, à cause de l'importante question qui s'y rattache, celle de l'âge du gypse et de l'anhydrite de la région de Bex.

Ainsi qu'on a pu s'en convaincre, il serait fort difficile de vouloir ranger dans le *trias* le gypse et la corgneule dont nous venons de terminer l'étude. On ne trouve pas la moindre trace d'un terrain qu'on puisse supposer d'âge liasique dans le voisinage d'aucun des nombreux gisements cités. Il est, au contraire, évident que *le gypse et la corgneule de ces gisements doivent être rangés dans l'éocène et qu'ils forment la base du flysch*.

CHAPITRE V

Gypse et corgneule du col du Pillon, du col de la Croix et de la région salifère d'Ollon et de Bex.

Ces districts sont entièrement situés en dehors des limites de ma carte géologique, et, à ce point de vue, ne rentrent pas précisément dans le cadre de ce travail. Leur étude est cependant devenue nécessaire pour élucider la question de l'âge et de la position du gypse et de la corgneule du col du Pillon.

Tous les dépôts de gypse et de corgneule de cette région, à l'exception de la bande qui s'étend depuis Ollon jusqu'à Salins, Plambuit et Exergillod, appartiennent à cette zone singulière qui sépare si nettement les Hautes-Alpes des Alpes romandes (Pré-Alpes).

Col du Pillon.

Les terrains qui forment la dépression du col du Pillon, entre l'Oldenhorn et la Palette du Mont (flysch), portent l'empreinte d'un bouleversement excessif. M. E. Renevier, qui s'est occupé tout spécialement de cette région, y a reconnu plusieurs bandes de gypse, dont l'une, très large, est accompagnée de corgneule et d'une marne noire friable¹.

En 1882, j'ai été assez heureux pour découvrir dans cette marne argilo-schisteuse des fossiles toarciens (*Posidonomya Bronni* et *Ammonites radians*). Ces schistes toarciens, très puissants, sont en contact direct au nord et au sud avec de la corgneule, qui est bordée, des deux côtés, par une bande de gypse. Celle du sud, de beaucoup la plus puissante, vient s'appuyer, en plongeant au nord, sur une épaisse assise de corgneule qui forme le pied du massif de l'Oldenhorn, et qui est en contact avec le nummulitique ou l'Urgonien. A la bande de gypse qui borde la corgneule du côté nord succède une nouvelle bande de corgneule, et à celle-ci du toarcien identique au premier et recouvert par du flysch. Sur d'autres points, cette seconde zone de toarcien manque et le flysch repose directement sur la corgneule. Entre celle-ci et le gypse il y a souvent des schistes gris. Le voisinage du lias me décida d'abord à attribuer au trias le

¹ *Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, 1862. Oldenhorn et col du Pillon.

gypse et la corgneule de cette région. J'expliquais l'orographie du col du Pillon par deux voûtes de gypse, bordées chacune de deux bandes de corgneule et comprenant entre elles du lias qui aurait formé le noyau d'un pli en U. La seconde bande de lias au nord n'était qu'un simple flanquement reposant sur la corgneule et recouvert par le flysch. Cette manière de voir faisait comprendre la disparition, près des chalets d'Aiserin, de l'une des deux bandes de gypse, celle du nord, et de la corgneule qui l'accompagne, ainsi que la réunion des deux bandes de lias : La voûte de gypse et de corgneule se serait fermée en cet endroit et aurait disparu sous le lias. C'est ainsi que j'avais *arrangé* mes profils en 1882. Plus tard, en les examinant de nouveau au point de vue de leur exactitude, je me suis demandé si cette corgneule et ce gypse étaient réellement triasiques et pourquoi, dans ce cas, on ne trouvait pas du lias inférieur entre le toarcien et la corgneule ? Ces questions m'avaient été suggérées par une lettre de M. le Dr V. Gilliéron, qui m'écrivait après avoir examiné les fossiles du Pillon : « *Il est curieux que le lias du Pillon soit plutôt du toarcien que du lias inférieur.* » J'ai dû m'avouer, en fin de compte, qu'il *n'était pas suffisamment prouvé que le gypse et la corgneule du col du Pillon fussent réellement plus anciens que le lias, soit d'âge triasique.* Les preuves qu'on en a données jusqu'à présent sont toutes basées sur la position de ces terrains dans des localités où les conditions sont tout autres. Parce qu'ailleurs, dans la chaîne du Mont-Arvé, à Arbignon, sous les Dents de Morcles, etc., la corgneule ou le gypse sont *inférieurs* au lias (rhétien ou sinémurien), on en a conclu que les puissants dépôts de gypse du col du Pillon et ceux du col de la Croix, de Bex et d'Ollon étaient aussi d'âge triasique, puisqu'ils étaient en contact avec du lias sur beaucoup de points. Cette conclusion est fausse et dépourvue de toute base solide. Pourrait-on, par exemple, considérer le flysch comme plus ancien que le lias, parce qu'il est en contact avec lui au col du Pillon et dans les environs des Ormonts et d'Ollon ? Le contact du toarcien avec le gypse et la corgneule ne prouve pas que ces derniers soient inférieurs au premier, *tant que l'ordre de succession des couches n'aura pas été déterminé.*

Comme je l'ai fait voir, il n'existe au col du Pillon, en fait de lias, aucune couche fossilifère plus ancienne que le *toarcien*. Il n'est, dès lors, pas possible de fixer l'ordre de superposition des couches, et nous ne pouvons savoir lequel des deux terrains est

le plus ancien. Une seule chose est certaine, c'est qu'on ne peut expliquer les deux affleurements du lias que par un double pli; mais ces plis ne sont pas marqués par des différences de plongement; ils sont totalement écrasés et *toutes les couches plongent dans le même sens*. Dès lors, on peut impunément intervertir l'ordre des replis et faire des *voûtes* avec les synclinales. Le toarcien formerait ainsi deux voûtes et percerait un revêtement de corgneule et de gypse. La position du flysch sur le lias ne présenterait plus rien d'extraordinaire. Rien ne s'oppose à cette manière de voir, qui a de plus l'avantage d'être plus facile à interpréter, et qui explique l'absence du lias inférieur et de l'infra-lias entre le toarcien et le gypse, puisque ces terrains se trouveraient au-dessous du lias supérieur formant voûte.

Je suis loin cependant d'accorder à cette seconde supposition une valeur absolue, quoiqu'elle puisse paraître bien plus vraisemblable que la première. On ne peut soutenir ni l'une ni l'autre, avant de connaître l'ordre de superposition chronologique des couches, qui ne peut s'établir qu'au moyen de fossiles. Cet ordre seul permettra de décider si le gypse et la corgneule du Pillon sont inférieurs ou supérieurs au lias. La question à résoudre est donc celle-ci : *trouver dans la région du Pillon, de Bex et d'Ollon des preuves stratigraphiques positives pouvant servir à fixer la position du gypse par rapport au lias*. Cette question admet deux alternatives : *le gypse et la corgneule de cette région sont inférieurs au lias, ou bien ils lui sont supérieurs*.

La seconde acquiert d'emblée le plus de probabilité, par le fait que le *toarcien* est en contact avec le gypse et la corgneule.

Une autre circonstance plaide en faveur de cette dernière superposition. La corgneule du Pillon est *en tous points identique* à celle des gisements éocènes décrits dans le chapitre précédent. Comme celle-ci, elle a un aspect bréchiforme et renferme très souvent des fragments anguleux ou usés de ce même calcaire gris ou noir qui se trouve si souvent dans la corgneule éocène. Autant que les corgneules du Pays-Enhaut, elle diffère de ces corgneules qui sont habituellement à la base du lias par sa structure toujours *bréchiforme*.

A cette première considération s'ajoute tout naturellement une seconde plus importante encore. Puisque nous pouvons admettre avec beaucoup de certitude que le gypse du col du Pillon et de tous les gisements voisins sont des dépôts sédimentaires formés dans des *bassins clos*, on se demande pourquoi le gypse

se serait redressé en formant autant de voûtes qu'il y a d'affleurements de ce terrain, et en perçant le lias, au lieu de conserver sa forme de synclinale, disposition bien plus naturelle pour les dépôts de ce genre ? Il paraît ainsi bien plus plausible d'admettre que le gypse du col du Pillon, loin de percer le toarcien, remplit les synclinales entre les voûtes du lias, et qu'il *recouvre* la corgneule comme cela se rencontre dans tous les gisements que nous avons vus, tandis que la disposition contraire devrait avoir lieu si l'on considère le gypse comme inférieur au lias.

Toutes ces considérations me firent douter de l'âge triasique du gypse et de la corgneule du col du Pillon, et m'engagèrent à étudier ces terrains sur d'autres points de cette même région, dans le sens indiqué plus haut, c'est-à-dire en recherchant des preuves stratigraphiques et chronologiques suffisantes pour établir la position du gypse par rapport au lias.

Comme les environs de *Bex* sont connus dès longtemps par les fossiles toarciens et sinémuriens qu'on y trouve dans le voisinage du gypse, je crus y devoir chercher la clé de l'éénigme.

Il me restait cependant peu d'espoir de réussite, car cette région avait été visitée par de nombreux géologues qui furent tous d'accord avec M. Renevier pour ranger le gypse salifère de Bex dans les terrains triasiques. Loin de me décourager, j'ai examiné soigneusement tous les environs de Bex et les principales galeries des mines, où M. Rosset, directeur, a bien voulu me conduire lui-même avec la plus grande obligeance. Mais avant de faire connaître les résultats de cette étude, j'entrerai dans quelques détails sur le gypse des environs d'Ollon, où j'ai fait quelques explorations qui m'ont prouvé combien étaient fondés mes soupçons au sujet de l'âge du gypse de cette région.

Gypse d'Exergillod, de Salins et d'Ollon.

On a de tout temps considéré le gypse d'Ollon comme étant du même âge que celui de Bex. Comme ce dernier, il se trouve à l'état d'anhydrite dans les couches profondes, et n'est hydraté qu'à la surface. La nature du terrain est, du reste, parfaitement la même. A part quelques lacunes insignifiantes, le gypse se poursuit sans interruption depuis Ollon jusqu'à Bex.

J'ai déjà exprimé dans le chapitre précédent mon opinion au sujet de l'âge du gypse d'Exergillod, dans la vallée de la Grande-Eau. Il ne peut plus être question de le classer dans le

trias, puisqu'il repose sur une assise de corgneule qui est manifestement la continuation de celle du Sépey, et que celle-ci est, sans aucun doute, superposée au jurassique supérieur. Il est vrai qu'à Exergillod sa disposition est un peu différente. La corgneule y repose sur le lias ; mais on peut expliquer cette position par un glissement de terrain ; ceci devient d'autant plus probable que tout près de là le jurassique supérieur traverse le flysch sous forme de « klippe ».

Le gypse d'Exergillod est impur et d'aspect schisteux ; il est rempli de grains de sable, de fragments calcaires, et il ressemble plutôt à un grès gypseux qu'à du gypse pur. Ce qui rend sa position plus évidente encore, c'est qu'il est surmonté de puissantes assises de flysch renfermant des fucoides.

Le gypse est très développé à *Plambuit* ; il y repose sur de la corgneule, et celle-ci sur le calcaire jurassique supérieur, dont les énormes assises forment les rochers du bois de la Chenuau sur la rive droite de la Grande-Eau. Le gypse est surmonté d'une assez grande épaisseur de flysch ; puis le lias réapparaît au pied de Chamossaire et de Plan-au-Saviot ; il y est de nouveau recouvert par du flysch.

Les bancs calcaires sur lesquels la corgneule repose à *Plambuit*¹ appartiennent au jurassique supérieur. C'est la même roche que celle des Grands-Rochers sous Leysin, sur la rive droite de la Grande-Eau. Ils forment un repli renfermant de la corgneule au milieu de l'escarpement de la rive gauche. Comme sur d'autres points, ces bancs reposent directement sur le lias, ou n'en sont séparés que par une faible épaisseur de couches à *Mytilus* (Dogger) (voir prof. 11, pl. IV).

La disposition des terrains reste la même sur tout le petit plateau qui s'étend de *Plambuit*, par *Salins*, jusqu'à *Panex*. Le gypse repose constamment sur la corgneule qui est très épaisse. Il est recouvert par du flysch. A *Salins* il y a deux alternances de gypse séparées par des roches marneuses, schisteuses et dolomitiques qu'on prendrait volontiers pour du flysch. Ce terrain bien caractérisé surmonte la seconde assise de gypse. La corgneule sur laquelle s'appuie le gypse a une très grande épais-

¹ Ce terrain a été placé successivement dans le *trias*, puis dans le *lias inférieur*, sans aucune preuve paléontologique (carte géol. de la Suisse au 1:100,000, fl^{le} XVII, et carte géol. des Alpes vaud., par E. Renevier, 1875).

seur près de Salins; une galerie, d'environ 100 m. de profondeur, qui conduit à un réservoir creusé dans l'anhydrite, la traverse sur toute son épaisseur. C'est une *brèche dolomitique*, identique à la corgneule éocène, qui renferme des fragments anguleux, parfois très grands, d'un calcaire noir qu'il n'est pas difficile de reconnaître pour du jurassique. L'anhydrite extraite du réservoir renferme elle-même des fragments de calcaire noir très semblables à ceux de la corgneule et toujours disposés dans le sens de la stratification.

A partir de *Panex* la zone de gypse se développe considérablement, et, s'élargissant subitement à l'est, elle forme en entier la colline boisée de la *Glaivaz*, dont les couches, diversement repliées, s'appuient à l'ouest sur les bancs calcaires verticaux de la colline de Plantour près Aigle. Non loin de *Vers Chiez* on voit le contact presque immédiat du gypse fortement incliné avec les bancs presque verticaux du calcaire fétide de Plantour, qui sont la continuation directe de ceux du bois de la Chenau. C'est un calcaire noir ou gris, un peu fétide et tout à fait semblable à celui qu'on exploite à St-Triphon, à un kilomètre de là. La corgneule semble manquer entre deux. L'anhydrite a été mise à découvert dans la tranchée du nouveau chemin de *Vers Chiez*, qui coupe la croûte extérieure de gypse; on y remarque la même structure qu'ailleurs; la roche est habituellement impure; des fragments de roches étrangères distribués dans le sens de la stratification lui donnent une teinte grise. Mais ce qu'il y a de plus concluant c'est qu'elle renferme de grands fragments anguleux de ce même calcaire fétide qui forme la colline de Plantour. Or ce dernier est lui-même superposé au lias et en tous points identique au calcaire fétide du jurassique supérieur qui forme les rochers de Leysin et qui se continue sous Veyge jusqu'au dessus d'Yvorne.

Je puis donc soutenir sans crainte que le gypse de la colline de la *Glaivaz* et toute la bande de gypse et de corgneule qui s'étend de là jusqu'à Exergillod, sont d'âge éocène, ou tout au moins *plus récents que le jurassique supérieur*.

Ceci ressort déjà nettement de la relation intime dans laquelle se trouve cette corgneule avec celle du Sépey.

Toute l'énorme masse de gypse qui forme les montagnes d'Ollon est dans le même cas. Ce terrain aurait ainsi recouvert les bancs presque horizontaux et coupés en falaise de la colline de St-Triphon. La disposition horizontale de ces bancs indique

un léger bombement des lits jurassiques, qui expliquerait facilement le grand développement des dépôts de gypse.

Il semble qu'à Ollon le gypse prenne la disposition d'une *synclinale* très irrégulière, car il forme une voûte au-dessus de ce village, sur le chemin qui conduit à Huémoz. On peut voir près de là les grès et les schistes du flysch qui se superposent au gypse et correspondent ainsi au flysch qui surmonte le gypse de Salins, de Plambuit, etc. L'étendue restreinte de ce gisement de flysch s'expliquerait par son peu d'élévation, car on retrouve tout près de là du gypse qu'on peut poursuivre jusqu'à la Glutièrre. En dessous de ce village, affleure une marne noire qui peut être du lias, quoiqu'elle ne contienne pas de fossiles. Le gypse reparaît aussitôt et se continue jusqu'en dessous de Huémoz et d'Antagnes. On trouve de nouveau du flysch, sous forme de marnes, schistes, grès et conglomérats, sur la pente faisant face au Devens. C'est probablement la suite d'un autre affleurement qu'on rencontre sur le chemin du Bouillet et dont il sera bientôt question.

Je suis convaincu que le gypse de Bex est du même âge et qu'il appartient à une masse contiguë avec celui d'Ollon. Je vais essayer de le démontrer dans les pages suivantes.

Gypse (anhydrite) de la région salifère de Bex.

Explorations souterraines dans les mines du Bouillet et du Fondement.

Dans la mine du Bouillet, la galerie de *Ste-Hélène*, qui est transversale à la galerie d'entrée, traverse d'abord de l'anhydrite sur une épaisseur considérable; puis de l'anhydrite salifère dite *roc salé*. Vient ensuite de l'anhydrite sans sel, reposant sur une roche noire et délitable qui nécessite le boisement des galeries et que les mineurs appellent *cylindre noir*. Cette roche est du *toarcien* dont les couches plongent à l'E-NE. J'y ai trouvé plusieurs exemplaires de *Posidonomya Bronni*. Des lits plus durs de calcaire noir succèdent au toarcien, et bientôt on retrouve la roche noire du *cylindre* contenant les mêmes fossiles que la première. Ce n'est pas une couche nouvelle, mais bien le retour du toarcien, car elle est en contact avec de l'anhydrite, et l'on retrouve plus loin le *roc salé*. Il y a même de chaque côté du toarcien une légère différence dans le plongement des

couches. Le retour des mêmes lits de chaque côté du noyau de calcaire compact et leur contact avec l'anhydrite fournit la preuve la plus éclatante que *le lias forme une voûte enveloppée par l'anhydrite et le roc salé*. La superposition du roc salé à l'anhydrite indique déjà que cette dernière doit être plus ancienne; mais ce n'est pas une preuve concluante à elle seule puisqu'on retrouve de l'anhydrite au-delà du roc salé.

On retrouve dans la *mine du Fondement* la roche dite cylindre; mais elle y est bien différente de la première. Les surfaces brillantes des feuillets marneux prouvent la dislocation intense que ce terrain a dû subir. Sa couleur lui a valu le nom de *cylindre gris*. Il se compose de marne contenant des feuillets de grès micacés grisâtres. Dans la galerie d'abaissement, ces couches plongent de 60° W-SW; elles sont en contact avec l'anhydrite. Leur couleur plus claire et leur nature pétrographique les distinguent à première vue de la roche du cylindre noir; je n'hésite pas à y voir du *flysch*. C'est pour l'exploitation des sources salées qui sortaient autrefois du cylindre gris qu'on a exécuté au siècle dernier des travaux étendus dans la mine actuellement abandonnée du Fondement¹. Les propriétés aquifères de ce terrain semblent prouver que le *flysch* forme une synclinale dans le *gypse* (anhydrite).

Le professeur Struve donne (loc. cit.) une coupe théorique des mines où ce terrain du cylindre est indiqué comme formant une synclinale *cylindre?* Il y cite un grès qu'il appelle *grauwacke*.

Au contact des couches marneuses avec l'anhydrite, il y a souvent des enchevêtrements singuliers qui sont peut-être dus à la forte pression que ces couches ont subie, ou au mode de dépôt du *flysch* sur l'anhydrite. Cette particularité se fait surtout remarquer dans les nombreuses galeries du *labyrinthe*, formant au moins cinq étages.

La galerie de sortie des mines du Coulat traverse les couches du *lias*, qui affleurent hors de la mine dans le lit de la *Gryonne*. Cette galerie est faite depuis plus d'un siècle, et comme elle a été boisée partout où il y avait des couches marneuses faisant craindre des effondrements, il n'y a plus moyen de faire aucune recherche en vue de trouver des fossiles.

¹ Struve, *Description des salines du ci-devant gouvernement d'Aigle*, 1804 — Wild, *Essai sur la montagne salifère du gouvernement d'Aigle*, 1788.

Ainsi, l'exploration des mines m'a permis de constater le *contact du toarcien faisant voûte avec l'anhydrite qui lui est superposé, et la présence d'une synclinale de flysch dans l'anhydrite du Fondement*. Passons maintenant à l'étude des terrains plus accessibles, qui affleurent dans le ravin de la Gryonne, aux environs des mines.

Exploration dans le ravin de la Gryonne. (Pl. IV, fig. 13.)

Si l'on suit le chemin du Coulat, ou si l'on remonte le lit de la Gryonne, entre la colline du Montet et le Fondement, on peut constater avec la plus grande certitude la vraie position relative du gypse et du lias.

Dans presque toute la colline du Montet, les bancs de gypse plongent au N-E, avec une inclinaison variant de 45 à 60°. Ce gypse est de même nature que celui des environs: il renferme cependant quelques lits de *grès micacé*, grisâtre ou bleuâtre.

Près des Devens, on retrouve le gypse dans une position analogue. Il est surmonté de bancs calcaréo-marneux, plongeant de 30 à 40° E-NE, qu'on prendrait facilement pour du lias. Cependant on y trouve, sur un point seulement, les algues marines suivantes :

Chondrites intricatus ;
Chondrites affinis ;
Halymenites lumbricoïdes.

Ce terrain est donc du *flysch*. Au milieu de l'affleurement, les couches se rapprochent de l'horizontale; mais elles reprennent ensuite leur plongement primitif. On retrouve du gypse plus loin, au-delà du flysch. Cette disposition montre bien que celui-ci forme une *synclinale* au milieu du gypse.

La grande galerie d'entrée de la mine du Bouillet traverse d'abord de l'anhydrite, puis, sur une épaisseur considérable, du lias auquel succède de l'anhydrite et du roc salifère. L'intérieur de la mine n'a pu me révéler la nature des couches du lias, la galerie étant boisée sur presque toute son étendue.

Le lias présente de nombreux affleurements aux alentours des mines, en particulier au confluent des deux Gryonnes, au lieu dit *entre les deux Gryonnes*, où l'on avait jadis ouvert une mine pour l'exploitation d'une petite source salée. Les couches de lias y plongent à l'E-NE. On trouve près de l'ancienne exploita-

tion des schistes marneux renfermant des *Posidonomya Bronni* et des *Ammonites radians* et *aalensis*, fossiles toarciens des plus caractéristiques. Un peu au-dessus de ce schiste à *Posidonomyes*, affleurent des bancs de calcaire foncé qui se détachent en grosses plaques contenant des *Ammonites* et des *Belemnites*. A ces couches succèdent des lits de marne plaquetée dont les feuillets portent de nombreuses empreintes de ces algues marines (*Helminthopsis*, *Theobaldia*), qui sont si fréquentes dans le toarcien supérieur.

Par dessus, vient enfin du gypse, dont le plongement est d'abord le même que celui du lias, soit de 30 à 40° E-NE, mais qui change bientôt de disposition, car si l'on se place sur la rive gauche de la Gryonne, un peu en dessous des maisons du Coulat, on peut facilement constater que les lits de gypse plongent justement en sens inverse, c'est-à-dire au W-SW.

Le gypse forme donc en cet endroit une *synclinale* des mieux accusées; il repose sur du *toarcien* fossilifère qui se montre près du Coulat. En effet, j'ai trouvé dans des couches noires qui affleurent au-dessous du gypse, des deux côtés de la Gryonne, près des maisons du Coulat, une couche fossilifère argilo-schisteuse, très délitable, et remplie d'empreintes et de valves de *Posidonomya Bronni*, fossile qui caractérise le *toarcien*. L'*Am. radians* y est beaucoup plus rare. Quelques bancs calcaires peu puissants surmontent ces schistes à *Posidonomyes*; un lit marneux de 5 mètres d'épaisseur leur succède; celui-ci est séparé du gypse, qui plonge de 35° W-SW, par un banc de calcaire massif, épais de 4 à 5 mètres. Il y a donc sur ce point contact évident et très net entre le *toarcien* et le gypse (anhydrite).

Un peu en amont, les couches toarciniennes plongent légèrement au nord, et simulent ainsi la forme d'une voûte; mais on remarque près de l'entrée de la galerie du Coulat des bancs presque verticaux (60 à 70° de plongement W) qui renferment une faune *liasique inférieure* bien caractérisée (*Gryphaea arcuata*, *Ammonites spiratissimus* Qnst., etc.). Le sens du plongement est presque le même que celui du *toarcien*; il est seulement plus intense; mais il paraît évident que ces bancs sont inférieurs au *toarcien*.

S'il paraît au premier abord assez étrange que les bancs de *lias inférieur* soient en contact avec le gypse, près du sentier qui conduit au Fondement, il n'est pas difficile de voir que ce

contact n'est pas normal et que la tranche des couches de gypse faiblement inclinée butte contre les couches du lias inférieur. Celui-ci étant plus compact que le toarcien qui le recouvre, a percé ce dernier et a pénétré dans le gypse, ainsi que je le représente dans la fig. 13 de la pl. IV, figure faite en partie d'après des croquis pris depuis la rive opposée de la Gryonne. Il est aussi possible que l'anhydrite se soit déposée en transgression sur le toarcien et qu'il ait recouvert le sinémurien mis à nu par une courbure en forme de voûte. Mais ce contact, qui a tout à fait l'aspect d'un *contact mécanique*, pouvant donner lieu à des contestations de la part de ceux qui voudraient y voir un contact normal, il importait de chercher une disposition plus régulière des couches dans la zone d'anhydrite salifère du Fondement, où sont ouvertes plusieurs exploitations de sel.

On retrouve du toarcien un peu plus haut que l'entrée de la grande galerie du Coulat. Ce sont d'abord des schistes et des calcaires marneux, avec empreintes d'*Helminthopsis* et de *Theobaldia*, puis de gros bancs calcaires, séparés par des feuillets schisteux qui contiennent des Belemnites. Viennent ensuite, dans le voisinage du pont du Fondement, des calcaires marneux qui se divisent en plaquettes couvertes d'empreintes de *Theobaldia* et de *Helminthopsis*; à ces couches succèdent un calcaire noir schisteux, à *Amm. radians* et *Aalensis*, suivi d'une assise marneuse qui se décompose en petits fragments grumeleux à faces brillantes. C'est peut-être la marne à *Posidonomyes*, mais elle a été tellement transformée par la pression qu'elle a subie, qu'on ne peut y trouver aucune trace de fossiles. Des lits peu nombreux de calcaire marneux séparent cette couche du gypse, dont les puissantes assises plongent à l'ouest sous le lias. On remarque, au contact du gypse avec le toarcien, une couche de grès micacé, de couleur gris-verdâtre, épaisse de plus de 50 centimètres, intercalée dans la masse du gypse. Des fragments de ce même grès sont disséminés dans les lits de gypse de plusieurs autres gisements, en particulier de celui du Coulat. Il ne sont pas rares non plus dans les gypses éocènes que nous avons étudiés dans le chapitre précédent.

Les couches à *Theobaldia* et à *Amm. radians*, qui sont en contact direct et tout à fait normal avec le gypse du Fondement, appartiennent évidemment au toarcien. *Il y a donc contact visible du toarcien avec le gypse, des deux côtés de cette masse de lias qui s'étend entre le Coulat et le Fondement.* Le gypse ne

touche au sinémurien que sur un seul point, et l'on a vu que ce contact est tout à fait accidentel, tandis que celui du gypse avec le toarcien *est toujours parfaitement régulier et normal.*

Après cela, y aurait-il encore quelque raison de considérer le gypse comme inférieur au lias, et de le placer dans le terrain triasique ? Certainement non ! *Je suis au contraire parfaitement sûr que les dépôts de gypse et d'anhydrite salifère de Bex sont plus récents que le toarcien*, car il n'est pas un seul endroit de cette région où l'on puisse soutenir que le lias recouvre normalement le gypse. L'âge de ces dépôts ne peut être fixé d'une manière précise, mais il semble très probable, vu les relations intimes qui existent entre les dépôts gypseux de Bex et ceux d'Ollon et de Salins, qu'ils sont, comme ces derniers, d'âge éocène, et qu'ils correspondent peut-être à la période éocène tout entière ou à une partie seulement. Mais ceci n'est qu'une supposition, car la seule chose qu'on puisse affirmer, c'est que *le gypse de Bex est intermédiaire entre le toarcien et le flysch* qui le recouvre.

Il est assez étrange que le gypse et l'anhydrite des environs de Bex ne soient nulle part accompagnés de corgneule, si ce n'est dans le bois de Confrène, près de Huémoz. Cette roche, si commune ailleurs, y manque complètement. Ceci peut s'expliquer par le fait que le gypse de cette région a dû se déposer dans une eau profonde, et par conséquent loin du rivage où se formait cette roche détritique nommée corgneule.

En résumé :

1. Les dépôts d'anhydrite, de gypse et de corgneule de la région qui s'étend d'Ollon jusqu'à Exergillod sont d'âge éocène. Ils sont superposés au jurassique supérieur et recouverts par le flysch.

2. L'anhydrite sans sel et l'anhydrite salifère de Bex, qui se rattachent directement aux dépôts d'Ollon, sont plus récents que le toarcien. Ils sont probablement d'âge éocène, car ils sont recouverts par le flysch.

3. Le gypse (anhydrite) et la corgneule du col du Pillon, qui se trouvent dans une position identique à celle de l'anhydrite de Bex et se rattachent à celle-ci par le col de la Croix, sont évidemment plus récent que le toarcien.

4. Le gypse et la corgneule des cols du Krinnen, du Truttlis-pass, de la Lenk, etc., sont probablement dans le même cas que ceux du Pillon et de Bex ¹.

CHAPITRE VI

Terrain crétacé supérieur.

Aucun terrain des Alpes ne se présente d'une manière plus étrange que le crétacé supérieur, nommé communément *couches rouges*, à cause de la teinte qu'il a habituellement.

Ce terrain fut connu de très bonne heure, sans qu'on pût d'abord, en l'absence de fossiles visibles à l'œil nu, lui assigner un niveau exact.

Les couches rouges se trouvant toujours en dessous des terrains éocènes, on les avait réunies tantôt à ces derniers, tantôt au jurassique supérieur. MM. B. Studer et Alph. Favre en avaient parfaitement reconnu la position, le premier dans les Alpes bernoises, fribourgeoises et vaudoises ; le second dans les montagnes de la Savoie.

En 1868, M. Hébert ayant examiné des fossiles marins trouvés dans les couches rouges de la Simmenfluh, près de Wimmis, soupçonna que ce terrain appartenait au crétacé supérieur. Son opinion fut entièrement confirmée plus tard par la détermination rigoureuse des fossiles.

Une violente discussion suivit cette découverte (1869-71). La position si évidente des couches rouges fut contestée par MM. Renevier ², Fischer-Ooster et Ooster, qui confondirent ce terrain avec d'autres couches rouges, de nature pétrographique tout à fait différente, qui occupent le niveau de l'Argovien et qui renferment d'autres fossiles. MM. Studer, Hébert, Gilliéron, Bachmann, etc., soutinrent au contraire que les couches rouges

¹ J'ai commencé, en collaboration avec mon ami H. Pittier, un travail spécial sur la contrée comprise entre la Grande-Eau et l'Avançon, dans le but de dresser la carte géologique exacte de cette région. Cette carte fera suite à celle qui est jointe à ce travail et sera accompagnée d'un mémoire qui donnera plus de détails sur les questions que je traite ici. Les pages précédentes ne sont du reste que le résultat de ces recherches préliminaires.

² *Bull. Soc. vaud.*, 1868-69, vol. X, p. 54.

appartiennent au crétacé supérieur, puisqu'elles sont toujours superposées au jurassique supérieur, et qu'à la Simmenfluh, en particulier, elles surmontent le calcaire coralligène¹.

La vérité se fit bientôt jour. La détermination des fossiles par MM. Hébert, Merian et Gilliéron prouva que les couches rouges sont du même âge que la craie blanche et qu'elles représentent un faciès particulier du *sénonien*. Mais il y a plus, M. Th. Studer, en examinant au microscope le calcaire rouge de la Simmenfluh et de plusieurs localités voisines, y découvrit les mêmes *Foraminifères* que M. Kaufmann avait signalés dans le calcaire de Seewen.

Il n'était pas besoin de tant de preuves pour écarter les contestations. La position des couches rouges est d'ordinaire si évidente, qu'il serait difficile de s'y tromper, même à des gens peu initiés à la géologie. On peut ajouter que, dans les chaînes où il existe du *néocomien*, les couches rouges sont *toujours* comprises entre ce terrain et le *flysch*.

Malgré toutes ces preuves si évidentes, il s'est présenté un nouveau contradicteur, M. Vacek², qui range une partie des couches rouges dans le *tithonique* et l'autre dans le crétacé inférieur. Cette opinion a été entièrement réfutée par M. Gilliéron³.

Dans les Alpes du Pays-d'Enhaut, le crétacé supérieur se fait presque toujours remarquer par sa couleur rouge. Il forme un niveau des plus constants et des plus faciles à constater, même de loin. Il peut servir avec la plus grande sécurité à faire connaître les plissements et les dislocations des couches. Grâce à sa couleur particulière, ce terrain est bien connu des habitants du Pays-d'Enhaut, preuve en sont les nombreux noms de localités qui en sont tirés, tels que : Rougepierre, Rodosex, Rodovanel, Chenau-Rouge, etc.

Cette couleur rouge du crétacé supérieur, qui est son seul caractère un peu constant, car la nature pétrographique et la puissance de ce terrain sont très variables, n'affecte pas toujours toute l'épaisseur des couches. Elle est très souvent rem-

¹ *Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, 1868-69, vol. X., p. 298, 295. — *Mittheilung*. Berne, 1870, p. 168.

² *Acta Soc. helv. sc. nat.*, 1881.

³ Gilliéron, *Arch. Bibl. univers.*, sept. 1881.

placée par une teinte *gris-verdâtre*. Quelquefois les deux teintes s'enchevêtrent irrégulièrement.

Quelle que soit la couleur de la roche, celle-ci est en majeure partie composée de carbonate de chaux, auquel s'ajoute, lorsque la roche est marneuse, une quantité variable de matière argileuse.

La matière colorante rouge est de l'oxyde de fer ; ce dernier se trouve probablement à l'état de carbonate dans la roche grise. L'origine de cette matière ferrugineuse n'est pas très bien connue. On peut y voir le produit de *sources ferrugineuses* contemporaines au dépôt de ce terrain. Cette manière de voir, qui me paraît assez probable, ressort de l'existence d'un petit amas de mineraï de fer au milieu des couches rouges de la Chenau-Rouge, au pied de la Gummfluh. Ce mineraï est rouge, mamelonné, très dense ; il a un éclat métallique sur la cassure ; il est manganésifère et renferme probablement du carbonate de chaux.

D'autre part, on pourrait se demander si ces couches rouges n'ont pas une origine analogue à celle des dépôts rouges très étendus qui se forment actuellement au fond de l'Océan et le long des côtes du Brésil, par suite de l'abondance des limons rouges charriés par les fleuves.

Les différences dans la nature pétrographique de la roche, dans la puissance des couches et la répartition des teintes rouge et grise deviennent frappantes, lorsqu'on poursuit ce terrain à travers les différentes chaînes ou vallées ; il présente au contraire une grande constance dans ses allures, lorsqu'on l'examine sur toute la longueur d'une chaîne ou d'une vallée synclinale. Quelquefois la nature pétrographique des couches rouges varie tellement d'une chaîne à l'autre, qu'on se croirait en présence d'un tout autre terrain, ou tout au moins d'un niveau d'âge différent qui n'aurait rien de commun avec le crétacé supérieur. On peut observer cette particularité dans la chaîne des Gastlosen, où un puissant massif de calcaire gris vient interrompre le dépôt régulier des couches rouges. Ce calcaire ne contenant aucun fossile visible à l'œil nu, ce n'est que par une étude au microscope qu'on peut s'assurer de son âge, *car le moindre fragment de roche crétacée, quelle que soit sa nature, renferme toujours une grande quantité de carapaces de Foraminifères appartenant aux mêmes espèces que ceux des couches de Seewen.*

Ce caractère est des plus certains et ne peut en aucun cas induire en erreur¹.

Dans la **chaîne de Cray**, qui ferme au nord la vallée de Château-d'Ex et qui s'étend depuis la Hochmatt jusqu'au Mont-Arvel, le crétacé supérieur est moins calcaire qu'ailleurs; c'est habituellement un calcaire schisteux qui se divise facilement en plaques et qui est parfois même très marneux. Il est accompagné de couches de même nature pétrographique, mais de couleur grise ou gris-verdâtre, qui occupent le plus souvent la partie supérieure de l'assise.

J'ai examiné au microscope un grand nombre d'échantillons provenant du crétacé de cette chaîne. Tous, aussi bien ceux de la roche grise que ceux de la roche rouge, renferment les mêmes Foraminifères, toujours très nombreux, surtout dans la roche rouge.

Dans toute l'étendue de la chaîne de Cray, le crétacé supérieur repose sur les bancs de calcaire à chailles du néocomien. Il est recouvert par le flysch.

La **seconde zone** de couches rouges est celle qui longe les deux flancs de la **chaîne des Gastlosen**, depuis la Dent de Ruth jusqu'aux gorges du Pissot, et qui de là se continue par le plateau des Teises-Jœurs et les Mossettes jusqu'aux Tours-d'Aï. Dans toute cette étendue, les couches rouges accusent une puissance extraordinaire qui dépasse même 100 mètres sur beaucoup de points. Fait singulier, le crétacé supérieur de cette région n'est pas exclusivement formé de couches rouges; celles-ci sont accompagnées d'une puissante assise de calcaire gris qui n'a aucune ressemblance avec le calcaire rouge, car il est très compact et disposé en lits réguliers dont l'épaisseur varie de quelques centimètres jusqu'à 50 centimètres. Du reste, les couches de couleur rouge prennent aussi fréquemment l'aspect d'un calcaire compact.

Le calcaire gris qui accompagne les couches rouges affleure

¹ La préparation des échantillons de roche est très facile. Des esquilles pas trop épaisses sont soigneusement polies, puis rougies au chalumeau (rouge sombre) et couvertes d'une couche de glycerine. Les coupes des Foraminifères se dessinent nettement en blanc sur le fond plus sombre de la roche. Un grossissement de 50 à 80 diamètres suffit pour bien les voir.

sur une grande partie des collines des *Teises-Jœurs*, sur la rive gauche de la Tourneresse; il y forme la *Pointe de la Chuantze*, aux Monts-Chevreuils; on le voit encore aux *Mossettes* et de l'autre côté de la Tourneresse, sur la route de l'*Etivaz*, à *Videcombaz*, ainsi qu'à *Sur le Grain*, où il occupe une grande étendue. Il constitue en outre dans la vallée de Château-d'*Œx* un grand nombre de *Klippen*, rochers formés de couches verticales sortant au milieu du flysch. La colline du Château-Côtier et celle du temple de Château-d'*Œx*, les affleurements des Riaux et les rochers qui bordent la Sarine près du Pont-Turrian en sont les exemples les plus remarquables.

Ces couches sont parfois si différentes des couches rouges ordinaires, que sur la carte géologique suisse, feuille XVII, elles ont été réunies en partie au *néocomien à Céphalopodes*, avec lequel elles ont une grande ressemblance pétrographique. Elles ne présentent cependant jamais les chailles habituelles à ce dernier. Cette erreur ne serait pas si grave, si ce calcaire gris renfermait des céphalopodes et s'il était réellement superposé au malm. Ce n'est ni l'un, ni l'autre cas, car il ne m'a jamais livré le moindre fossile macroscopique. De plus, ce calcaire gris ne repose pas du tout sur le jurassique supérieur; *il en est séparé par une assise de couches rouges identiques à celles qui le surmontent*. On peut aisément se rendre compte de ce fait en suivant la grande route de l'*Etivaz* qui traverse la gorge du Pissot.

J'ai constaté cette même succession d'assises rouges et d'assises grises au pied S-E du *Rocher de la Raye*, près des chalets de ce nom. Une assise de calcaire rouge, schisteux (20 mètres environ), repose directement sur le malm; au-dessus vient du calcaire gris en bancs réguliers, sur une épaisseur de 15 à 18 mètres; celui-ci est surmonté de nouvelles couches rouges très puissantes (50 mètres), auxquelles succède du flysch. Cette interstratification très manifeste du calcaire gris au milieu des couches rouges n'a donc rien d'insolite; on l'observe fréquemment sur toute la longueur de la chaîne des *Gastlosen*, dans le voisinage de la Dent de Ruth, à la Corne-Aubert et au pied S-E de la Dent de Savigny, sur le prolongement N-E de cette chaîne.

La série entière des couches du crétacé supérieur n'est ordinairement pas aussi bien visible qu'elle l'est au rocher de la Raye et à la Dent de Savigny; on peut alors se trouver dans l'embarras, lorsqu'il s'agit de distinguer les couches grises du

crétacé supérieur de celles qu'on attribue ordinairement au néocomien. Dans ce cas, on peut se baser sur une loi signalée par M. Gilliéron, loi dont j'ai pu reconnaître l'exactitude, c'est que les couches néocomiennes ne dépassent pas au sud la chaîne de Cray. La chaîne des Gastlosen (Simmenfluh, Dent de Ruth, Teises-Jœurs, Tour-d'Aï) et celle du Rubli en sont totalement dépourvues, à moins qu'on ne puisse prouver qu'une partie des couches rouges (le calcaire gris et le calcaire rouge inférieur, par exemple) représente le néocomien. On ne pourra le faire tant qu'on ne possèdera pas de plus amples renseignements paléontologiques sur ce sujet, car les trois assises sont complètement dépourvues de fossiles visibles à l'œil nu. Pour ne pas laisser passer des chances d'erreur, j'ai examiné au microscope un grand nombre de fragments provenant de ces trois niveaux. Or, *ces échantillons renferment tous les mêmes espèces de Foraminifères*, qui sont celles du calcaire de Seewen. L'abondance et le groupement des espèces seuls varient parfois suivant les niveaux et les localités.

Une **troisième zone** de couches rouges traverse le Pays-d'Enhaut en formant une série d'affleurements alignés au milieu du flysch; elle s'étend depuis la colline du *Vanel* jusqu'à la *Tête de Cananéen* et se termine au *Rodosex*, seul endroit où l'on puisse voir le malm sur lequel reposent les couches rouges.

Comme la précédente, cette zone renferme une assise de couleur grise. Au *Vanel*, la majeure partie du crétacé visible appartient à cette assise qui est intercalée entre des assises rouges. L'ensemble de ces couches a une épaisseur énorme que je n'estime pas à moins de 160 mètres. En gravissant les rochers situés au-dessous de la Case de Cananéen, on ne traverse, sur une longueur de 300 mètres, que du calcaire rouge qui devient plus pâle vers le bas et passe enfin au calcaire gris; les couches rouges inférieures et le malm ne sont pas visibles sur ce point.

Le crétacé de cette zone renferme les mêmes *Foraminifères* que ceux des autres gisements.

Une autre bande de crétacé supérieur longe le pied nord de la **chaîne du Rubli**; on y remarque aussi une assise de calcaire gris plaqué intercalé dans les lits rouges. Dans les deux espèces de roches les Foraminifères sont abondants.

Au sud de la chaîne du Rubli, l'extension du crétacé supérieur devient tout à fait irrégulière. Dans la synclinale comprise entre cette chaîne et celle de la Gummfluh, ce terrain n'apparaît

plus que sous forme de lambeaux isolés qui semblent indiquer la proximité du rivage de la mer crétacée. Il est aussi possible que l'érosion en ait fait disparaître la majeure partie durant la formation du flysch. La première alternative acquiert néanmoins beaucoup de probabilité par l'*absence complète* du crétacé supérieur au pied sud de la chaîne de la Gummfluh.

Des couches rouges très schisteuses affleurent à la *Chenau-Rouge*, au pied de la Gummfluh, entre la brèche calcaire du flysch et le jurassique supérieur. Elles y sont fréquemment interrompues par un schiste gris-verdâtre qui s'enchevêtre dans les schistes rouges. Le schiste verdâtre est onctueux au toucher comme un taleschiste, quoiqu'il soit calcaire. J'attribue cette particularité, ainsi que l'extrême schistosité de ces couches, à la compression énorme qu'elles ont subie. Tous les Foraminifères sont déformés et même disjoints, ce qui montre que la pression peut produire un déplacement considérable, même dans les extrêmes particules d'une roche. Cependant, sur quelques points, la roche est assez compacte pour que ces petits fossiles soient déterminables.

Les couches rouges affleurent plus à l'ouest, entre le rocher du Midi et l'arête de la Gummfluh: elles y forment plusieurs lambeaux épars, pincés entre deux massifs rocheux ou collés contre les parois du malm. Comme partout, elles contiennent les Foraminifères caractéristiques.

Faune de Foraminifères du crétacé supérieur.

C'est une prétention bien hasardée que celle de vouloir fixer l'âge des couches rouges par la détermination du petit nombre de Foraminifères qu'elles renferment. Il est suffisamment avéré que ces petits animaux, comme tous les Rhizopodes, ont des formes très constantes qu'ils ont conservées à travers toutes les époques géologiques. On soutient même que la faune actuelle présente nombre d'espèces communes à celle de l'époque tertiaire.

Les genres *Textularia*, *Lagena* et *Nonionina*, que j'ai pu observer avec certitude dans les couches rouges, ont tous des congénères très voisins dans les autres étages crétacés.

A part ces Foraminifères, les gisements du Pays-d'Enhaut ne m'ont fourni aucun fossile, si ce n'est une grande espèce de *Serpule* que M. Pittier a trouvée dans les environs de Château-

d'Œx. Son état de conservation ne permettait pas de la déterminer et je ne la cite que parce que les couches rouges de la Simmenfluh ont aussi fourni des *Serpules*, outre les *Inocerames* et *Echinides*.

Il ne nous reste donc aucun autre criterium que la détermination exacte des fossiles marins de la Simmenfluh. Or, comme les assises des couches rouges du Pays-d'Enhaut sont la continuation de celles de Wimmis, on pourrait soutenir qu'elles appartiennent au même terrain, savoir au *crétacé supérieur*.

Ajoutons à cette considération le fait que les Foraminifères de nos couches sont les mêmes que ceux qui accompagnent les fossiles sénoniens de la Simmenfluh.

Je crois donc pouvoir soutenir que *tous les dépôts de couches rouges du Pays-d'Enhaut, ainsi que les calcaires gris qui les accompagnent, renfermant les mêmes Foraminifères dans toute leur épaisseur, doivent être réunis en un même ensemble, sans qu'on puisse affirmer qu'ils appartiennent exclusivement au crétacé supérieur (sénonien)*.

Voici pourquoi j'ajoute cette restriction. Il est parfaitement reconnu¹ que les assises du gault renferment les mêmes espèces de Foraminifères que les couches de Seewen (sénonien); ces espèces sont simplement groupées d'une façon différente; dans le gault, il y a prédominance des *Polythalamiens* (*Textularia, Nonionina*), tandis que dans le calcaire de Seewen ce sont les *Monothalamiens* (*Lagena*) qui sont en plus grand nombre. Il n'en est pas de même pour les couches rouges, où il y a tantôt prédominance des uns, tantôt des autres, sans distinction de niveaux. Par contre, il reste toujours le fait irréfutable qu'on ne pourra établir des niveaux particuliers (étages) dans la série des couches rouges, tant qu'on n'y trouvera pas d'autres fossiles que les Foraminifères. Dès lors, il est possible, et même vraisemblable, que la série des couches rouges représente à la fois le *crétacé supérieur (sénonien)* et le *crétacé moyen (gault)*, sans qu'on puisse assigner aucune limite certaine entre ces deux terrains. Il n'est, du reste, pas absolument nécessaire que ces subdivisions, créées pour d'autres régions, trouvent leur application partout. La stratigraphie, plus que tout autre science, n'est soumise sous ce rapport à aucune loi.

Les espèces de Foraminifères que j'ai constatées jusqu'à pré-

¹ Heer, *Monde primitif*, 1872, p. 247.

sent dans les diverses couches du crétacé supérieur sont les suivantes :

- Lagena sphærica*, Kaufm.
- » *ovalis*, Kaufm.
- Textularia globulosa*, Ehrb.
- Nonionina* cfr. Escheri, Kaufm.
- » *globulosa*, Ehrb.
- Oligostegina lœvigate*, Kaufm.

Ces espèces sont les mêmes que celles du calcaire de Seewen, décrites par Kaufmann dans le *Monde primitif de la Suisse*, par O. Heer. Les couches rouges du Pays-d'Enhaut renferment en outre 4 ou 5 espèces bien plus rares que je n'ai pu déterminer, faute d'échantillons isolés et de matériaux de comparaison.

Fréquence et distribution des Foraminifères dans les assises du crétacé supérieur. L'examen d'environ 150 échantillons de roche m'a montré que ces six espèces de Foraminifères sont réparties très différemment suivant les niveaux et surtout suivant les localités. Leur fréquence n'est pas la même dans les *couches rouges* que dans le *calcaire de Seewen*, où, d'après M. Kaufmann, les deux espèces de *Lagena* sont les plus abondantes. Celles-ci sont au contraire relativement *très rares* dans notre crétacé et manquent même dans plus d'une localité. Elles y sont remplacées par l'*Oligostegina lœvigate*, qui affecte toutes les formes et dimensions possibles et comprend souvent à elle seule les neuf dixièmes des individus. Cette circonstance semble prouver qu'une partie des couches rouges caractérisées par la fréquence des *Oligostegina* et des *Nonionina*, représente dans notre région le crétacé moyen (gault et Cénomanien). Mais ce n'est qu'une supposition peu fondée, car sur plus d'un point les *Oligostegina* sont aussi fréquentes dans les couches supérieures que dans les couches inférieures, sans que pour cela les *Lagena* soient moins rares dans ces dernières. Souvent même, ce sont précisément les assises les plus supérieures qui renferment le plus d'*Oligostegina* et de *Nonionina*.

Voici la liste des espèces, avec indication de leur fréquence, dans les différentes localités et dans les différents niveaux, quand il y a lieu d'en distinguer :

Lagena sphærica, Kauf. (Kaufmann in Heer, *Monde primitif de la Suisse*, p. 241, fig. 106). Cette espèce est une des

plus rares avec la suivante. Elle n'est pas toujours facile à reconnaître, surtout lorsqu'on a affaire à des échantillons polis. La bouche n'est ordinairement pas visible et l'on est alors tenté de confondre cette espèce avec des coupes incomplètes de *No-nionina* ou d'*Oligostegina*. Je l'ai rencontrée dans les localités suivantes :

Dans le calcaire gris : La Dent, la Frasse et les Cullayes près Château-d'Œx; — le Rodomont; — la Chuantze, où elle est rare mais bien caractérisée; — le pont des Praises et le Vanel près Rougemont, les Sciernes Goncet au sud de ce village; — la Chenau-Rouge au pied de la Gummfluh; — Corbeyrier.

Dans le calcaire rouge : La Chenau-Rouge; — Sonlemont; — Leysin et Fayday au pied des Tours d'Aï, où elle est très rare; — dans la roche dite Marbre du Chable rouge, près Corbeyrier; — près d'Allières dans la vallée de l'Hongrin.

Il est assez remarquable que cette espèce se rencontre plus fréquemment dans la roche grise que dans la rouge.

Lagena ovalis, Kaufm. Espèce plus rare que la précédente. — Dans la roche rouge à Sonlemont, Leysin et Fayday; dans le marbre du Chable rouge; Corbeyrier.

Je ne l'ai jamais rencontrée dans le calcaire gris.

Textularia globulosa, Ehrb. (*Monde primitif*, p. 144, fig. 109). Espèce des mieux caractérisées, facile à reconnaître grâce à sa structure remarquable. Elle est relativement fréquente et l'on en trouve toujours sur les fragments polis des coupes assez nettes pour en permettre une détermination certaine. Lorsqu'on a soin de polir la roche dans le sens de la stratification, on peut être sûr de n'avoir presque que des coupes longitudinales, qui sont tout à fait identiques à celles des figures 109 *a* et *c* de l'ouvrage cité. D'autres coupes ne montrent qu'une série de chambres, elles appartiennent à des échantillons coupés dans le sens de la plus faible épaisseur.

Cette espèce est aussi fréquente dans la roche rouge que dans la grise. Je l'ai rencontrée aux endroits suivants : Col du Mont; — la Dent; la Chaudanne; — les Cullayes; — les Rayes, dans l'assise rouge inférieure; — le Pissot, dans l'assise rouge supérieure; — les Teises-Jœurs; le Rodovanel, où elle est très commune dans un calcaire gris compact; — la Chuantze, dans le calcaire gris, où elle est rare; — les Mossettes, surtout dans le

calcaire gris; — Vanel, dans ce même calcaire; — Pont des Praises, où elle est excessivement commune dans la roche rouge; — la Chenau-Rouge, dans un calcaire blanc, rare; — Marbre du Chable rouge et calcaire gris de Corbeyrier, commune dans les deux; — Allières et Montbovon, abondante dans la roche rouge.

Nonionina Escheri, Kaufm. (*Monde primitif*, p. 245, fig. 110). C'est la plus rare des deux espèces de *Nonionina*. Elle est facile à reconnaître par sa chambre centrale polygonale. Le microscope ne donne pas une certitude absolue sur l'identité de cette espèce; je l'indique avec doute, car je n'ai pu l'obtenir isolée. Il peut arriver que la *N. globulosa* prenne l'aspect de la *N. Escheri* lorsqu'elle n'est pas coupée exactement suivant son plan d'enroulement, mais qu'elle l'est parallèlement à celui-ci, de façon à ce que les chambres centrales, qui sont très petites, ne soient pas atteintes; elle paraît alors posséder une chambre centrale *polygonale*, remplie par la roche encaissante et, par conséquent, de couleur plus foncée que celle des autres chambres.

J'ai reconnu des coupes ayant la forme de la *N. Escheri* dans le calcaire rouge et dans les assises grises, où elles sont toujours accompagnées de la *N. globulosa* bien caractérisée. Vu l'incertitude où je me trouve sur l'identité de cette espèce, je ne citerai pas de localités.

Nonionina globulosa, Ehrb. (*Monde primitif*, p. 246, fig. 111). Cette espèce est la plus certaine et ne manque nulle part, quoiqu'elle ne soit pas toujours abondante. Elle se montre distinctement sur les surfaces polies dans le sens des strates. Le fossile, très aplati, est d'habitude couché sur une de ses faces. Lorsqu'on polit la roche transversalement à la stratification, les coupes sont transversales et montrent l'accroissement des chambres, presque circulaires, depuis le centre vers les bords. D'ordinaire les deux coupes sont visibles sur la même surface polie, les individus étant toujours en assez grand nombre.

La *N. globulosa* est aussi fréquente dans la roche rouge que dans la grise. Elle est surtout abondante dans les localités suivantes :

Dans les couches rouges : Col du Mont; la Dent; Chaudanne; Rocher de la Raye, dans les trois assises; Gorge de Pissot, id.; Scierne Goncet; Leysin, Fayday, Corbeyrier; Allières, etc.

Dans les couches grises : Pont Turrian ; Teises-Jœurs ; Rodovanel ; Tesailles ; Chuantze ; Mosettes ; Vanel, etc.

Oligostegina lœvigata, Kaufm. (*Monde primitif*, p. 243, fig. 108). Si je conserve ici ce nom créé par M. Kaufmann, c'est parce qu'il est très commode pour désigner des formes de Polythalamiens résultant de la réunion de deux ou de trois chambres à parois plus ou moins épaisses et très nettement perforées comme chez les Nonionines. M. Kaufmann, en donnant la description de l'*Oligostegina lœvigata*, dit qu'il est possible que ces formes ne soient que de jeunes Nonionines.

Je n'ai plus aucun doute sur ce point : l'*Oligostegina lœvigata* n'est pas une espèce définitive, mais une *forme passagère* que doivent revêtir toutes les Nonionines et les Textullaires. La nature des parois et la forme des chambres sont rigoureusement les mêmes. Qu'on retranche à une Nonionina ou à une Textularia toutes les chambres sauf les deux ou trois premières, et l'on aura une forme identique à celle des Oligostegina. Ces dernières ne doivent avoir que deux ou trois chambres au maximum. Or j'en ai souvent vu qui en avaient quatre, il me paraît évident que ces quatre chambres ne sont que le commencement d'une Nonionine. Ce sont ces groupes de deux ou trois chambres qui forment la majorité des Foraminifères de presque tous les gisements. La roche en est souvent tellement remplie que les coquilles se touchent. Elles affectent toutes les dimensions possibles. Les plus petites se composent de deux chambres accolées, ayant l'aspect d'un 8. On est surpris de retrouver au centre des Nonionina de petites chambres circulaires tout à fait semblables à celles-ci. Les plus grosses ont ordinairement deux chambres d'inégale grandeur, dont l'une est plus déprimée que l'autre ; ce sont vraisemblablement les *dernières chambres* de Nonionines dont le commencement a été brisé ou n'a pas été atteint par la coupe. Partout où il y a des Nonionina on trouve aussi des Oligostegina.

Il est inutile de détailler le nom des localités où cette forme de Polythalamiens se rencontre de préférence ; *il n'est pas un morceau de roche qui n'en contienne pas.*

Quant aux autres espèces, je ne les connais que par quelques individus que j'ai remarqués sur les surfaces polies de mes échantillons. L'une d'elles, assez fréquente, est formée de 2 ou

3 chambres polygonales carénées sur les angles¹. D'autres, plus rares, appartiennent aux genres *Nodosaria* et *Frondicularia*.

J'ai trouvé dans le calcaire rouge de la Dent, sur Château-d'Œx, un seul individu d'une espèce particulière présentant une grande chambre centrale circulaire, autour de laquelle se groupent dix petites chambres qui forment un simple tour fermé.

Si l'on retranche du nombre des espèces *Oligostegina lœvigate* et la *Nonionia Escheri* qui est incertaine, on verra que le crétacé supérieur du Pays-d'Enhaut renferme 4 espèces certaines de Polythalamiens dont deux seulement, savoir les *Nonionina globulosa* et *Textularia globulosa*, sont d'une fréquence notable. Par sa grande abondance *Oligostegina lœvigate* pourra tenir lieu de forme caractéristique, à défaut des deux espèces précédentes, lorsqu'elles ne se trouvent pas assez bien conservées.

CHAPITRE VII

Terrain néocomien ou crétacé inférieur.

Les terrains néocomiens, si bien développés dans les chaînes extérieures des Alpes des cantons de Fribourg, Berne, etc., ne présentent qu'une importance secondaire dans le Pays-d'Enhaut.

M. le Dr V. Gilliéron² qui a fait d'importantes recherches dans les Alpes fribourgeoises, a pu reconnaître dans le néocomien de Monsalvens cinq niveaux différents qui se distinguent surtout par leur faune. Mais ces niveaux ne peuvent pas tous être assimilés aux étages néocomiens du Jura, comme on a pu le faire pour ceux des Hautes-Alpes. Le niveau supérieur de Monsalvens semble correspondre à l'*urgonien inférieur*. La faune qu'il renferme est formée d'un mélange d'espèces urgoniennes inférieures et d'espèces hauteriviennes. Plusieurs de ces fossiles sont étrangers aux facies méditerranéens et rapprochent singulièrement cette faune de celle du néocomien du Jura. Partant de là, on peut admettre que le néocomien des Alpes romandes présente toute la série des terrains du crétacé inférieur, à l'exception de l'*urgonien supérieur* qui est, par contre, d'une

¹ Heer, *Monde primitif*, p. 241, fig. 105 à gauche, espèce indiquée sans nom.

² Alpes fribourg. et Monsalvens. — Mat. cart. géol. suisse, 1873, livre XII, § 72.

constance remarquable dans les Hautes-Alpes. Par quoi ce dernier terrain est-il donc représenté ? Est-ce par une partie des couches rouges ? Ou bien y a-t-il lacune stratigraphique, soit par suite d'une émersion, soit à cause de la grande profondeur de la mer ? Ce sont des questions auxquelles il est bien difficile de répondre. Il est cependant une circonstance qui semble parler en faveur de l'émission, c'est que très souvent le contact entre les couches rouges et le néocomien ne présente aucune transition, et qu'il est subit comme si les premières s'étaient déposées bien longtemps après le néocomien.

L'inverse a lieu entre le jurassique supérieur (malm) et le néocomien. Le passage de l'un à l'autre est presque insensible et il est souvent fort difficile de reconnaître une limite, même approximative, entre ces deux terrains. De là vient qu'on les a confondus pendant longtemps.

Le néocomien n'existe, au Pays-d'Enhaut, que dans une seule chaîne, celle de Cray, qui limite notre territoire au N-W. Ce terrain présente des caractères fort différents suivant qu'on passe d'un versant de cette chaîne à l'autre; il est très puissant et assez fossilifère sur le versant N-W. Dans la vallée de Château-d'Œx, il est représenté par un calcaire homogène, gris-bleuâtre, disposé en minces couches qui renferment des concrétions pyriteuses et des rognons siliceux (chailles), placés dans le sens de la stratification. Il y atteint une épaisseur de 50-60 mètres. Sa puissance est bien plus grande dans le pli médian de la chaîne de Cray, au Vanil-Noir et dans la vallée des Morteys, où elle n'est pas inférieure à 150 mètres.

Les fossiles y sont très rares; on y rencontre quelques Bélemnites qu'on peut rapporter avec quelque certitude au *B. pistilliformis*.

Ce n'est pas sans hésitation que j'ai placé dans le néocomien, plutôt que dans le jurassique supérieur, ces couches qui sont presque dépourvues de fossiles. Je l'ai fait sur l'autorité de M. Gilliéron, qui a exploré en même temps que moi la vallée de Château-d'Œx. Je ne désespère pas d'y trouver tôt ou tard des fossiles qui confirmeront cette manière de voir.

J'ai examiné au microscope plusieurs fragments de roche néocomienne. Elle ne renferme d'habitude aucune trace de Polythalamiens, ou bien ce sont des débris de parois tout à fait informes. Un échantillon, provenant d'une couche remplie de chailles qui affleure au pied de la *Vausseresse*, près Château-

d'Œx, renfermait des *Frondicularia* et une *Nonionina* à grande chambre centrale circulaire. Ces deux espèces sont bien distinctes de celles des couches rouges.

Extension du terrain néocomien dans les Alpes romandes.

Le néocomien ne dépasse pas la chaîne de Cray au S-E. Il existe dans toutes les chaînes extérieures jusqu'au bord des Alpes et se retrouve au-delà du lac Léman, dans le Chablais, où il a été reconnu par MM. Gilliéron¹ et E. Favre.

Le néocomien fait totalement défaut dans les chaînes des Gastlosen, du Rubli et de la Gummfluh, qui sont au sud de celle de Cray ; les couches rouges y reposent directement sur le malm.

Il est remarquable que le crétacé inférieur manque précisément dans ces mêmes chaînes où les couches à *Mytilus* du dogger sont si bien développées. Il y a là un singulier rapport entre les dénivellations anciennes et le dépôt de couches relativement récentes !

CHAPITRE VIII

Terrain jurassique supérieur ou Malm.

Comme le crétacé, le jurassique supérieur se développe d'une manière très irrégulière dans les différentes chaînes du Pays-d'Enhaut. La stratigraphie se simplifie à mesure qu'on s'avance depuis le bord des Alpes vers le pied des hautes chaînes intérieures.

Le contraste entre les deux chaînons si rapprochés de Cray et des Gastlosen est des plus surprenants. La nature pétrographique et l'épaisseur du malm se trahissent d'une manière remarquable par l'aspect extérieur des montagnes qu'il forme.

A. Malm de la chaîne de Cray.

Le jurassique supérieur de cette chaîne peut se subdiviser assez nettement en 4 niveaux, auxquels on ne peut pas toutefois assigner la valeur d'étages. Ce sont :

¹ Sur le terr. néoc. des chaînes ext. des Alpes des deux côtés du Léman. Arch. Bibl. univers., XXXVIII, 1870, p. 255, et *Verhandlungen der Naturf. Ges. Basel*, 1871, vol. V, p. 453.

1. La couche noduleuse (tithonique?).
2. Le calcaire à chailles siliceuses.
3. Le calcaire noduleux rouge ou gris.
4. Le calcaire à ciment.

1. **Tithonique.** MM. Gilliéron et E. Favre ont découvert dans les Alpes fribourgeoises un terrain particulier auquel ils ont donné le nom de *tithonique*, mot créé par Oppel. Le *tithonique* représenterait en quelque sorte un étage à part, probablement contemporain de la partie supérieure du malm, mais bien distinct de celui-ci par sa faune qui a souvent un certain rapport avec celle du néocomien méditerranéen, dont elle renferme quelques espèces. Comme ce terrain ne se trouve que dans les Alpes, M. Mœsch avait proposé de l'appeler *groupe alpinique*. Mieux vaudrait l'appeler *étage alpin*, comme l'a fait M. Baltzer. Dans tous les cas, le *tithonique* n'est pas un terrain particulier; c'est un *facies* représentant la partie supérieure du malm.

Ce n'est pas ici le lieu de discuter la valeur des subdivisions établies dans le tithonique. M. Neumayr y distingue deux niveaux, l'un inférieur qui correspondrait aux couches de Solenhofen, l'autre supérieur, d'âge portlandien. Cette subdivision n'est pas applicable dans la plus grande partie des Alpes. Ainsi, M. Gilliéron n'a pu distinguer ces deux niveaux dans les Alpes fribourgeoises.

Dans le chaînon de Cray, ce terrain n'est représenté que par une seule couche qui n'a livré jusqu'ici qu'un seul fossile. Cette couche devrait affleurer aux environs de Paray-Charbon, où M. Tawney aurait trouvé la *Terebratula Catulloï*. Sans vouloir mettre en doute la découverte de ce géologue anglais bien connu, je dois avouer que je n'ai jamais pu trouver ce fossile dans la région qu'il indique. M. E. Favre¹ le cite dans les couches noduleuses exploitées près de Grand-Villars, qui sont intermédiaires entre le jurassique supérieur et le néocomien. J'ai vainement cherché une roche semblable dans les environs de Château-d'Œx; le calcaire gris du néocomien repose toujours directement sur le calcaire à chailles du malm. Si le tithonique existe dans le chaînon de Cray, ce ne peut être que sur le versant méridional et non sur celui de Château-d'Œx, ou bien le fossile en question ne provient pas d'une couche noduleuse.

¹ E. Favre. *Massif du Moléson*. Arch. Bibl. univers. XXXIX, p. 206. 1870.

2. Calcaire à chailles siliceuses. C'est le Châtelkalk par excellence. Il forme la masse principale du malm de la chaîne de Cray. Mais cette *masse* est réduite à fort peu de chose, car elle atteint à peine 50 mètres sur le versant méridional de cette chaîne, soit sur le flanc droit de la vallée de Château-d'Œx. Elle augmente sensiblement d'épaisseur vers le nord. Dans le pli médian de la chaîne, le malm est déjà suffisamment développé pour former l'abrupte paroi de Paray. Il est encore plus épais dans la vallée de Mont-Bovon.

Les bancs dont est formé le massif du calcaire à chailles ont une épaisseur variant d'un à plusieurs mètres; ils sont remplis de rognons siliceux informes, disposés dans le sens de la stratification. Ces rognons, souvent très gros, sont composés à l'intérieur de silice grise, amorphe et translucide, tandis qu'ils sont revêtus à l'extérieur d'une couche blanc-jaunâtre.

Les fossiles sont rares dans le calcaire à chailles; on n'y trouve que des Bélemnites, souvent très bien conservées (*B. semisulcatus*). Je n'y ai jamais vu la moindre trace des *Aptychus* qui se trouvent au pied du Mont-Arvé, dans le prolongement S-W de la chaîne de Cray, accompagnés d'Ammonites de la zone à *tenuilobatus*.

3. Calcaire noduleux, rouge ou gris. (Calcaire grumeleux de M. E. Favre.) Ce niveau est assez constant à la base du massif du calcaire à chailles. Son épaisseur ne dépasse pas 10-15 mètres, quoiqu'elle soit plus considérable dans d'autres régions. C'est une assise entièrement formée de nodules calcaires gris, contenus par une pâte *gris-bleuâtre* ou *rouge*. Cette variation de couleur tient probablement à une différence de combinaison du fer qui serait à l'état de carbonate dans le calcaire gris et à l'état d'oxyde dans le calcaire rouge. La roche entière prend une coloration rouge ou grise, suivant la couleur de la pâte qui entoure les nodules. L'une et l'autre de ces deux teintes pénètrent souvent dans l'intérieur des nodules qui ne sont pas cependant de même nature que le ciment.

Les fossiles provenant de cette couche sont tantôt rouges, tantôt gris. Comme les nodules et les fossiles ne présentent pas à leur intérieur une coloration aussi vive que celle de la pâte qui les entoure, il est à supposer qu'ils étaient primitivement gris.

M. E. Favre¹ qui a décrit les fossiles du terrain oxfordien des Alpes fribourgeoises, établit deux niveaux de *calcaire grumeleux*, l'un *rouge*, *plus ancien*, l'autre *gris*, *plus récent*, qui sont tous deux superposés au calcaire à ciment. Ce savant comprend aussi dans cette classification quelques gisements du Pays-d'Enhaut dont les fossiles sont conservés au Musée de Lausanne. Pour ma part, il m'a été impossible de distinguer ces deux niveaux dans le calcaire noduleux de cette région. En ceci, je suis d'accord avec M. Gilliéron, qui n'a non plus pu faire cette distinction dans les Alpes fribourgeoises.

La couche noduleuse affleure presque sans interruption au pied de l'arête de Dorenaz et dans le cirque de Paray. Nous l'avons suivie, M. Th. Rittener et moi, sur une longueur de plus de 300 mètres. Nous avons pu nous assurer qu'il n'y avait pas lieu de distinguer deux niveaux de calcaire noduleux dans cette localité. La couche, épaisse de 10 à 12 mètres au plus, est tantôt *grise*, tantôt *rouge*; ces deux teintes se remplacent, alternativement, sans affecter le moins du monde une couche particulière. Sur une certaine longueur seulement, un banc de calcaire gris, compact, s'interpose au milieu du calcaire noduleux et le divise en deux couches qui ont la même couleur gris-bleuâtre. Ce banc disparaît et reparaît d'une façon irrégulière, en s'aminçissant dans ses extrémités; il forme donc une lentille compacte au milieu du lit noduleux. La couleur ne peut donc aucunement servir à faire reconnaître un niveau; dans la même couche, les deux teintes passent de l'une à l'autre et s'enchevêtrent fréquemment, de sorte que la roche prend un aspect bariolé.

J'aurai voulu démontrer, par l'étude des fossiles, que la teinte n'influence nullement sur la répartition des espèces, comme le pense M. Favre. Malheureusement les restes organiques sont rares dans les couches noduleuses du Pays-d'Enhaut et, malgré les recherches réitérées auxquelles nous nous sommes livrés, mon ami Rittener et moi, nous n'avons recueilli qu'un petit nombre de mauvais fossiles, Ammonites, Bélemnites et Brachiododes, etc., appartenant bien aux espèces décrites par M. Favre.

Il est néanmoins remarquable que M. E. Favre soit parvenu à une conclusion aussi importante. Cela peut provenir de deux

¹ *Foss. du terr. oxford. des Alp. fribourg.* — Mém. Soc. pal. suisse, vol. III, 1876.

circonstances. Je ferai d'abord remarquer que dans aucun des gisements dont les fossiles ont été étudiés par M. E. Favre, on n'a pu trouver jusqu'à présent le calcaire rouge et le calcaire gris réunis. Les gisements à fossiles rouges sont le plus souvent fort distants de ceux à fossiles gris. Or rien ne prouve que les différences de ces deux faunes ne proviennent pas de la distance horizontale qui sépare les gisements. De plus j'ajouterais que plusieurs de ces gisements étaient inconnus à M. Favre et que la plupart des fossiles ont été fournis par des collectionneurs dont les indications ne méritent pas toujours la plus entière confiance. Ceci s'applique surtout aux fossiles de la collection Ooster¹ et à ceux du Musée de Lausanne qui sont indiqués comme provenant de Paray Charbon, Paray Dorenaz, Dorenaz, etc. Le fait que nous n'avons pu découvrir qu'un très petit nombre de fossiles dans ces gisements, où les couches présentent cependant de grandes surfaces recouvertes de débris, me fait supposer que les nombreux échantillons qui sont indiqués comme venant de là, ont été recueillis ailleurs.

D'après la nature de ses fossiles, le calcaire noduleux rouge et gris doit représenter l'ensemble du terrain oxfordien, c'est-à-dire ce qu'on appelle maintenant *étage argovien*, et en particulier la zone à *Am. transversarius* (couches de Birmensdorf).

La subdivision de ce calcaire en deux niveaux reste à vérifier, surtout pour notre région. Je veux bien croire que les fossiles représentent deux niveaux distincts; mais qu'ils proviennent de deux couches distinctes, c'est ce qu'il faudra démontrer stratigraphiquement. Il est en tout cas certain que la couleur des fossiles ne peut être d'aucun poids dans le contrôle des niveaux. Cette vérification ne peut se faire qu'au moyen de fossiles recueillis par des personnes entendues et dignes de foi, et non sur des indications dont la sincérité peut être mise en doute.

Il est intéressant de constater que le *facies noduleux* de l'argovien manque totalement dans les chaînes qui se trouvent au sud de celle de Cray et qui sont justement celles où existent

¹ Plusieurs gisements cités par M. E. Favre, d'après les fossiles de la collection Ooster, se trouvent dans des localités où il n'y a de couches rouges que celles du crétacé supérieur.

Je dirai, à cette occasion, qu'une bonne partie des fossiles de ce niveau, et en particulier presque tous ceux du Musée de Lausanne, ont été recueillis par un nommé Cardinaux, de Châtel-St-Denis, qui s'est rendu coupable, jusqu'à preuve du contraire, de plus d'une fausse indication.

les couches à *Mytilus*. M. E. Favre¹ avait cru voir un correspondant du calcaire noduleux dans une roche bréchiforme qui se trouve à la base des couches à *Mytilus*. Depuis qu'il est prouvé que ces dernières sont d'âge bathonien, cette supposition tombe d'elle-même.

Il est aussi prouvé que les gisements oxfordiens indiqués par M. Ooster à Perte-à-Bovay, Persagne et Rodoché (Rodosex) sont une invention d'un chercheur de fossiles peu scrupuleux, car les couches rouges de ces localités appartiennent au crétacé supérieur.

4. Calcaire à ciment. Je partage l'incertitude de MM. Gilliéron et Favre au sujet du niveau de ce terrain. Je crois pouvoir distinguer dans la chaîne de Cray, au-dessous du calcaire noduleux gris et rouge, un niveau correspondant au *calcaire à ciment* exploité près de Plagnières (Châtel-St-Denis). C'est un calcaire gris, assez homogène, alternant avec des couches marneuses, qui affleure au pied de l'arête de Paray-Dorenaz et près du col de Crau sous Planachaux. J'y ai trouvé :

Belemnites hastatus, Blnv. (abondant).

Ammonites plicatilis.

Ces deux fossiles sont étrangers au bathonien (couches de Klaus); ils se trouvent, par contre, dans le calcaire à ciment.

Il est donc possible que ce terrain corresponde à la zone à *Lamberti-cordatus*. Telle est aussi l'opinion de M. Gilliéron. Mais ces quelques fossiles ne permettent pas de décider si ce terrain forme la base de l'argovien, ou s'il doit être compris dans la zone à *Lamberti-cordatus*, et, par conséquent, rentrer dans le dogger.

B. Malm des chaînes des *Gastlosen*, du *Rubli* et de la *Gummfluh*.

Dans ces trois chaînes, le jurassique supérieur forme d'habitude un seul massif dans lequel il n'y a pas lieu d'établir des subdivisions. C'est un calcaire gris, devenant de plus en plus foncé vers la base.

Jusqu'à présent, ce n'est qu'à l'extrémité N-E de la chaîne des *Gastlosen* qu'on a pu constater une faune remarquable,

¹ Moléson, loc. cit.

dont la richesse contraste étrangement avec la stérilité habituelle de cette assise. C'est la faune du *corallien de la Simmenfluh*, que M. Fischer-Ooster crut d'abord d'âge crétacé, à cause de la ressemblance de la *Terebratula Moravica* avec certaines Térébratules de la Tourtia. M. Ooster reconnut le premier la vraie position de ce terrain; il l'assimila aux *couches de Stramberg* (tithonique supérieur).

Le gisement de la Simmenfluh se trouvant tout à fait en dehors de notre région, je me borne à l'indiquer.

D'autre part, je n'ai aucun indice certain sur le correspondant de cette couche dans le Pays-d'Enhaut.

1. Chaîne des Gastlosen. Dans toute l'étendue de cette arête, le malm ne forme qu'un seul massif de calcaire gris, homogène, dont la puissance varie entre 150 et 200 m. La structure de ce calcaire est tout à fait massive, de sorte qu'il est souvent difficile de distinguer la disposition des bancs. Les fossiles y sont extrêmement rares.

Vers le haut du massif, la roche devient légèrement grenue et l'on peut y reconnaître par-ci par-là quelques fragments de fossiles méconnaissables. M. Gilliéron, avec qui j'ai eu le plaisir d'examiner cette roche à la Laitmaire, pense qu'elle correspond peut-être au calcaire coralligène de la Simmenfluh, sans qu'on puisse appuyer cette supposition par des preuves paléontologiques.

Vers le bas, à l'approche des couches à *Mytilus* (dogger), la roche prend une teinte plus foncée et devient assez fortement bitumineuse pour répandre sous le choc du marteau une odeur fétide très intense. Il n'est pas possible de tracer une limite précise entre ces deux terrains.

Le malm des Rochers de la Braye, au sud de Château-d'Œx, conserve les mêmes caractères et les mêmes allures; aucun feuillet marneux ne vient l'interrompre. Dans de telles conditions, il est impossible de subdiviser ce terrain et il faut le considérer comme représentant à la fois tous les étages du malm, y compris l'argovien.

2. Chaînon du Rubli. Ici le malm est bien plus développé que dans l'arête des Gastlosen. Sa puissance dépasse ordinairement 200 mètres et peut arriver jusqu'à 300 m. Sa structure est moins massive et la disposition en bancs sensiblement mieux

marquée; mais les autres caractères pétrographiques sont les mêmes. Des lits marneux, feuilletés et plaquetés, s'intercalent souvent entre les assises calcaires. Partout les fossiles déterminables font défaut. Sur un seul point, au Rocher du Midi, qui termine à l'ouest le chaînon du Rubli, j'ai trouvé quelques moules de gastéropodes fort mal conservés et indéterminables dans une assise de calcaire en plaquettes appartenant aux couches supérieures du malm.

Le *Rocher du Midi* semble se prolonger à l'ouest par l'arête escarpée du *Mont d'Or*, entièrement formée de malm qui se rapproche infiniment par sa nature pétrographique de celui de la première arête. Il est composé de lits de calcaire gris-clair, très peu fétide. On voit par-ci par-là quelques couches marneuses sans fossiles.

Les couches inférieures au malm ne sont visibles ni dans l'un ni dans l'autre de ces deux tronçons de chaîne.

3. **L'arête découpée de la Gummfluh** est formée par un puissant massif de malm qui dépasse encore en épaisseur celui du Rubli. Sa couleur est bien plus claire. C'est un calcaire compact, gris ou presque blanc, ne répandant pas sous le choc l'odeur fétide qui caractérise le malm des deux chaînes précédentes. Les bancs sont disposés régulièrement, leur épaisseur varie de un à plusieurs mètres. Si le malm de cette arête diffère pétrographiquement de celui du Rubli, il s'en rapproche par sa stérilité presque absolue. Je n'y ai trouvé qu'une mauvaise empreinte de *Pecten* recueillie dans des éboulis.

Le malm semble s'arrêter au sud de la Gummfluh. Nous avons vu que le crétacé supérieur s'arrête aussi sur le flanc nord de ce chaînon et que le néocomien ne dépasse pas la chaîne du Mont-Cray. On se demande si le jurassique supérieur passe au-dessous de la puissante masse de flysch qui remplit le fond de bateau compris entre les *Hautes-Alpes* et l'arête de la Gummfluh qui est la plus rapprochée des *chaînes extérieures des Alpes*. Certaines circonstances semblent indiquer que ce terrain s'arrête ou plutôt s'éteint peu à peu à l'approche du pied des Hautes-Alpes. Au col du Pillon, le *flysch* éocène repose directement sur le *lias*. On a signalé sur plusieurs points des Ormonts des affleurements de dogger au milieu du *flysch*. J'ai fait connaître celui du toarcien dans le *flysch* d'Aigremont. Cet affleurement se continue au pied de Cha-

mossaïre sous forme d'une longue bande bordée de flysch sur ses deux côtés.

D'autre part, les bouleversements qu'ont dû subir les couches de toute cette région expliquent suffisamment ces étranges affleurements de lias au milieu du flysch, dans le voisinage presque immédiat des chaînes de malm (affleurement d'Aigremont, du Dard sous Chamossaïre, etc.). J'ai déjà mentionné le contact mécanique, dû à un glissement, du lias avec la corgneule et le gypse éocènes, près du Pont de la Tine sous Exergillod (vallée de la Grande-Eau), dans le voisinage immédiat du malm. Comment le singulier affleurement du lias, qui se trouve en dessous de Chamossaïre, a-t-il pu se former au milieu d'une synclinale couchée (prof. XII)? C'est là une énigme aussi difficile à deviner que celle de la formation de la *montagne liasique des Alpes* au milieu de la vallée synclinale du Reposoir, près de Maglan (Haute-Savoie). Peut-être ces affleurements de lias sont-ils les vestiges d'anciennes voûtes complètement disloquées, sortes de *klippen* par où les lias seraient sortis en dépassant le malm et en pénétrant dans le flysch?

Quoi qu'il en soit, il est assez probable qu'il y a des lacunes dans le jurassique supérieur de la région occupée par le flysch du Niesen. Ceci devient d'autant plus certain que le malm fait constamment défaut sur toute la longueur du pied des Hautes-Alpes, où le lias est en contact avec le flysch. J'exposerai plus loin mon opinion sur le rôle que paraît avoir joué cette région pendant une bonne partie des périodes secondaires et tertiaires.

CHAPITRE IX

Terrain jurassique inférieur ou dogger.

Le dogger des Alpes du Pays-d'Enhaut se divise en *deux facies* bien distincts. Le jurassique inférieur de la chaîne du Mont-Cray, puissant de plus de 300 m., est caractérisé par les fossiles habituels à ce niveau (Céphalopodes), tandis que celui des chaînes des Gastlosen, du Rubli et de la Gummfluh ne présente qu'une série de couches d'une épaisseur très réduite, contenant une faune qui n'a pas une seule espèce commune avec le dogger de la chaîne de Cray. Ces couches remarquables sont les *couches à Mytilus*.

Ce changement de facies se fait d'une manière très frappante.

Un kilomètre à peine sépare la chaîne du Mont-Cray de celle des Gastlosen, et cette distance serait à peine triplée si l'on pouvait rétablir les couches dans leur position primitive.

I. Dogger de la chaîne de Cray.

Dogger à Zoophycos.

Malgré son épaisseur, ce terrain est loin de présenter les nombreuses assises et la riche faune qui caractérisent le dogger du Jura. Il est d'une uniformité remarquable et ses caractères pétrographiques restent sensiblement les mêmes dans toute l'épaisseur des couches. On peut cependant y distinguer deux niveaux caractérisés par leurs fossiles, mais confondus orographiquement.

1. Le **bathonien ou dogger supérieur** est représenté par le facies particulier aux Alpes latérales. Il correspond aux *couches de Klaus de von Hauer* et à la *dalle nacrée* du Jura.

Ces couches sont ordinairement de couleur gris-foncé. Ce sont des bancs de calcaire grenu qui alternent avec des feuillets marno-schisteux.

Les lits durs deviennent très souvent oolithiques, surtout à la partie supérieure, où leur teinte est parfois roussâtre. Des fragments de Crinoïdes n'y sont point rares et font ressembler ce terrain à certaines couches du Jura. L'épaisseur des lits varie de 0^m,3 à 1 m. et au-delà.

Dans la partie moyenne, la roche prend une teinte plus foncée et les marnes l'emportent en importance sur les couches dures.

Vers le bas de l'assise, le calcaire prédomine de nouveau; sa texture devient grossièrement grenue; il contient des grains de quartz translucide, arrondis et diversement teintés, ainsi que des petits cristaux de ce minéral.

Les fossiles ne sont pas rares dans les couches de Klaus. Ils sont plus fréquents dans les couches marno-schisteuses que dans les bancs calcaires. Ce sont exclusivement des *Ammonites*, des *Bélemnites* et quelques *Bivalves*. On trouve sur la surface des bancs calcaires de presque tous les niveaux de ces grandes empreintes énigmatiques, formées de lignes rayonnant

tes, arquées, qu'on attribue à des algues marines du genre *Zoophycos* (*Taonurus* ou *Cancellophycus*). Ces empreintes deviennent un peu plus rares vers le haut et disparaissent avec le calcaire oolithique.

Les couches de Klaus contiennent fréquemment des feuillets de *charbon brillant*, auquel on ne peut attribuer un niveau fixe. La roche qui les renferme répand sous le choc une odeur bitumineuse. J'ai pu reconnaître des formes végétales dans ces traces charbonneuses ; leur état de conservation est cependant trop mauvais pour qu'on puisse voir si ce sont des plantes marines ou des plantes terrestres. Elles sont très fréquentes dans les couches marneuses qui affleurent au-dessous du calcaire oolithique et qui alternent avec les bancs grenus à *Zoophycos*. On en trouve beaucoup à Dorenaz et à Parey-Charbon. Peut-être cette dernière localité doit-elle son nom aux feuillets de houille qui ne sont pas rares près des éboulis au pied des rochers de Paray.

Le dogger supérieur se montre sur toute l'étendue du tronçon de la chaîne de Cray compris dans le Pays-d'Enhaut ; il présente partout les mêmes caractères. Ses plus beaux affleurements se trouvent au pied de l'arête des Tours de Dorenaz, dans le cirque de Paray, dans les ruz de la Vausseresse et de la Lévratz et surtout au pied de la Dent de Corjon, sous Planachaux. Je n'ai vu aucune trace de charbon dans cette dernière localité.

Fossiles des couches de Klaus.

Ces fossiles ont été recueillis en partie par moi, en partie par des personnes du Pays-d'Enhaut, qui ont bien voulu me les communiquer. Ils sont peu nombreux et appartiennent à un petit nombre d'espèces.

M. E. Favre indique en dessous du sommet du Mont-Cullan un gisement qui lui a fourni de nombreuses Ammonites. Je regrette de n'avoir pu visiter cette localité qui se trouve en dehors de ma carte.

Les fossiles que j'ai constatés dans les couches de Klaus sont les suivants :

Sphenodus cf. longidens, Ag. Cuves.

Petit échantillon engagé dans un fragment de calcaire qui provient probablement du niveau inférieur au calcaire oolithique. Coll. Pittier.

Belemnites Gillieroni, Mayer. Ruisseau de la Tine sous Corjon.

Dans un lit de marne dont il ne m'a pas été possible de déterminer la position exacte. J'y ai trouvé des fragments d'Ammonites indéterminables.

Ammonites sp. (Sub-Backariæ ?)

Grande Ammonite commune dans les couches de Klaus. Elle est ordinairement écrasée. Cuves, Coll. Burnier-Paray-Dorenaz, de ma collection.

Am. Humphriesianus, Sow. Ruisseau de la Tine. Coll. Burnier.

Am. tripartitus, d'Orb. Cuves. Coll. Burnier.

Pleuromya, spec. ind. Ruisseau de la Tine.

Apiocrinus, spec. Paray-Dorenaz.

Zoophycos scoparius, Fischer-Ooster. Partout.

2. Bajocien. J'indique ce niveau dans le dogger de la chaîne de Cray d'après une faune de Céphalopodes, découverte il y a quelques années près du chalet de *Paquier-Burnier*, en dessus de Rossinières. Le groupement des espèces, qui sont contenues dans une seule couche, indique à la fois le niveau à *Humphriesianus* et celui à *Murchisonæ*.

La roche fossilifère est un calcaire noduleux, presque noir, très dur et disposé en bancs irréguliers. Les fossiles y sont souvent très mal conservés. Les empreintes de *Zoophycos* y sont presque aussi abondantes que dans les couches de Klaus. Les principaux affleurements de cette roche se trouvent dans le cirque de Paray, en dessous des chalets de ce nom, dans la plupart des ruz du flanc sud de la chaîne de Cray, au Paquier-Burnier, près Rossinières, et dans le ravin au dessus des Planches, sous Planachaux. Le Paquier-Burnier est le seul gisement qui ait fourni des fossiles déterminables.

D'après ses fossiles, cette zone correspondrait assez bien aux couches bajociennes des Verraux, dont M. E. Favre a cité les fossiles¹.

Fossiles du bajocien.

J'ai examiné un assez grand nombre de fossiles provenant du Paquier-Burnier. Ils ont été recueillis par M. le professeur Renevier et par un nommé Hercod, de Château-d'Œx. Le gise-

¹ Moléson, loc. cit.

ment est recouvert actuellement; la roche fossilifère avait été mise à nu pour la construction d'un chalet.

Voici la liste des espèces :

Belemnites cf. Blainvillei, d'Orb., commune.

Ammonites Humphriesianus, Sow., très abondante, plusieurs formes et variétés.

Amm. Murchisonæ, Sow., assez rare.

Amm. cf. concavus (?), Sow. Un seul échantillon, trop mal conservé pour être déterminé avec certitude.

Amm. tatricus, Pusch, commune.

Par la fréquence de l'Ammonites Humphriesianus, la faune du Paquier-Burnier accuse un âge plus récent que le bajocien proprement dit. Il est intéressant de voir se mélanger des espèces qui, dans d'autres régions, marquent d'habitude deux niveaux très tranchés et même assez distants l'un de l'autre. Ce fait n'est, du reste, pas insolite dans les Alpes; il se répète pour l'oxfordien, le néocomien, etc.

II. Dogger des chaînes des Gastlosen et du Rüбли.

Couches à Mytilus.

Ce terrain est sans contredit le plus intéressant des chaînes extérieures des Alpes. N'est-il pas étrange que dans la chaîne des Gastlosen, qui est cependant si rapprochée de celle de Cray, le niveau du dogger soit représenté par des assises qui n'ont absolument rien de commun avec le dogger à *Zoophycos*, si ce n'est leur âge, car leurs caractères pétrographiques et les fossiles qu'elles renferment sont entièrement différents.

Depuis 1827, époque où B. Studer a signalé pour la première fois la faune remarquable des *couches à Mytilus et à charbon*, celles-ci ont été placées, sous le nom de *kimmeridgien*, dans le jurassique supérieur par la plupart des géologues et des paléontologues qui s'en sont occupés. Elles sont loin cependant d'être d'âge kimmeridgien; elles appartiennent au jurassique inférieur et représentent l'étage bathonien dont elles sont un facies particulier, un *facies littoral*. Pareille assertion semblerait bien peu fondée, si elle n'était soutenue que par des preuves stratigraphiques. Aussi ai-je hâte de dire qu'elle n'émane pas direc-

tement de moi, mais bien de M. de Loriol¹, qui vient de publier une étude paléontologique importante sur les fossiles des couches à *Mytilus*. Il ressort de cette étude que la faune des couches à *Mytilus* ne *renferme aucune espèce du jurassique supérieur*, et qu'à part un certain nombre d'espèces nouvelles, elle est entièrement composée d'espèces bathoniennes.

Il n'était certainement pas facile d'arriver à des résultats si importants. Le mauvais état de conservation des fossiles, qui sont d'habitude à l'état de moule, *l'absence totale de Céphalopodes et d'Echinides* (à l'exception d'une seule espèce propre à ce facies), un groupement des espèces pareil à celui qu'on observe dans le kimmeridgien du Jura, ont été tout autant d'obstacles qui font comprendre pourquoi cette faune est restée pendant si longtemps une énigme indéchiffrable et pourquoi tant de géologues, y compris l'auteur de ces lignes, ont été plongés dans une erreur dont il était temps de sortir ! Mais cette erreur est bien excusable, car, qui aurait voulu s'opposer aux déterminations de Voltz, J. Thurmann, P. Merian, Oppel, etc., qui tous ont déclaré que la faune des couches à *Mytilus* marquait un niveau voisin du kimmeridgien.

J'ai reconnu cinq niveaux bien distincts dans la plupart des gisements des couches à *Mytilus* du Pays-d'Enhaut. Ce sont du haut en bas :

- A. Le niveau supérieur à *Modiola*.
- B. Le niveau à *Myes* et à *Brachiopodes*.
- C. Le niveau à *Modiola* et à *Hemicidaris alpina*.
- D. Le niveau à fossiles triturés et à polypiers.
- E. Le niveau à matériaux de charriage.

¹ *Etude paléontologique et stratigraphique des couches à Mytilus des Alpes vaudoises*, par P. de Loriol et H. Schardt, in « Mém. Soc. pal. suisse », vol. X, 1883.

Acta Soc. helv. sc. nat., 1883, et Arch. sc. phys. et nat., t. X, p. 514-518.
Le mémoire cité renferme les plus amples documents sur la stratigraphie des couches à *Mytilus*. Quelques modifications exceptées, les pages qui suivent en sont un extrait très abrégé.

Voir aussi le même mémoire pour la description des fossiles.

A. Niveau supérieur à *Modiola*.

Je n'ai été amené à établir ce niveau qu'en dernier lieu, et dans une seule chaîne, celle du Rubli. Il n'est pas douteux qu'on parvienne à le constater aussi dans d'autres localités.

C'est une zone puissante de 10-15 mètres environ, formée d'alternances de lits schisteux, plaquetés et marneux, renfermant de nombreuses empreintes de *Modiola imbricata*.

C'est surtout dans l'une des couches à la base de l'assise que ce fossile est très fréquent, remarquable surtout par ses dimensions allant jusqu'à 12 centimètres de longueur. Quelques *Myes* très mal conservées l'accompagnent.

Cette zone est séparée des autres couches à *Mytilus* par une assise de calcaire massif de 15 à 20 mètres d'épaisseur, que j'avais désignée d'abord par la lettre A, comme formant la base du Malm. D'après ce qui vient d'être dit, il n'en est pas ainsi. On trouve cette zone supérieure à *Modiola* le mieux développée dans la région septentrionale des Rochers à Pointes, au sommet même du *Rocher à Pointes*, à la *Videmautte* et au-dessus de la *Mariaz*, à l'est de la pointe du Rubli.

B. Niveau à *Myes* et à *Brachiopodes*.

C'est le niveau le plus constant des couches à *Mytilus*, car il se retrouve avec les mêmes caractères dans tous les gisements qui me sont connus.

C'est une couche épaisse de trois mètres environ, de nature calcaréo-marneuse, de teinte grise ou gris foncé, suivant les gisements et répandant au choc une forte odeur bitumineuse. Quelquefois cette assise est interrompue vers son milieu par une faible couche plus marneuse, riche en petits fossiles (*Brachiopodes*, *Ostracés*, *Lima*, *Mytilus*, etc.), tandis que le reste contient plus particulièrement de gros fossiles (*Pholadomyes*, *Homomyes*, *Ceromyes*, etc.). Cette couche, si peu puissante qu'elle soit, renferme une faune très remarquable non-seulement par l'abondance des *Myes* et des *Brachiopodes*, rares dans les autres niveaux, mais surtout par un certain nombre d'espèces qui lui sont *exclusivement* propres, ainsi :

Pholadomya texta, Ag.;

Homomya valdensis et *laitmairensis*, P. de Loriol;

La plupart des *Ceromya* (*C. concentrica*, *plicata*, etc.);

La plupart des *Cardium* et *Unicardium* ;
Mytilus laitmairensis, P. de Loriol ;
La plupart des *Lima* ;
Eligmus polytypus, Desl. ;
Rhynchonella Orbigniana, Oppel, etc., ne se trouvent que dans le niveau B.

Pholadomya texta, *Mytilus laitmairensis*, *Eligmus polytypus* caractérisent surtout ce niveau et n'en dépassent pas les limites.

Les *Modiola imbricata* et *Hemicidaris alpina*, qui abondent dans le niveau C et le premier dans le niveau A, sont les deux très rares dans la couche B et ne s'y rencontrent ordinairement qu'à l'état de débris.

Les fossiles de ce niveau sont aussi nombreux en espèces qu'en individus, car ils forment à eux seuls la presque totalité des fossiles des couches à *Mytilus*. Tous les autres niveaux ne renferment qu'un nombre très restreint d'espèces.

Gisements. La couche à Myes et à Brachiopodes se trouve dans tous les gisements du Pays-d'Enhaut. Son épaisseur est presque partout la même. Elle présente au *Mont-Laitmaire* près Château-d'Œx son développement typique. Les fossiles y sont nombreux et assez bien conservés. Une petite zone marneuse au milieu de la couche est surtout riche en *Mytilus laitmairensis*, *Eligmus polytypus*, *Lima*, etc. On peut poursuivre cette couche sur une grande longueur en dessous de là *Grand'-Combe*, au pied des rochers faisant face à Château-d'Œx.

Au *Rocher de la Raye*, la couche à Myes est moins riche qu'à la Laitmaire ; elle se divise en deux lits, l'un calcaire, l'autre marneux ; ce dernier renferme seul des fossiles un peu nombreux. Ce sont les mêmes qu'à la Laitmaire.

C'est avec le même caractère qu'on trouve cette couche au pied du *Gros-Rocher* et de la *Dent de Savigny*.

Dans la *chaîne du Rubli*, ce n'est que dans le tronçon à l'est du vallon de la Gérine qu'on trouve les couches à *Mytilus*. Le niveau B se poursuit, sous forme d'une bande presque ininterrompue, depuis le Rocher-Pourri à travers le Creux de Pralet, le Rocher à Pointes, le Creux d'Entre-deux-Sex jusqu'au pied du Rubli et au-delà de celui-ci, en passant à mi-hauteur de l'escarpement. Les fossiles y sont nombreux, mais mal conservés, à cause du bouleversement plus intense des couches. La roche est également plus foncée qu'ailleurs.

D'autres affleurements, dont les conditions ne sont guère meilleures, quant à la conservation des fossiles, se trouvent dans les couches affaissées de l'escarpement sud du *Rocher à Pointes* et de la *Videmanette*.

L'arête du *Rocher du Midi* n'offre aucun affleurement de couches à *Mytilus*. Celles-ci se présentent cependant tout près de là, aux *Rochers de Coumattaz*, où j'ai constaté le niveau B avec *Myes*, *Mytilus laitmairensis*, etc.

Le seul gisement des Alpes vaudoises en dehors de notre carte se trouve au *Vuargny*, dans la vallée de la Grande-Eau. Outre les fossiles habituels, le niveau B renferme dans cette localité une multitude d'*Ostracés*, parmi lesquels une espèce, *l'Ostrea vuargnensis*, est surtout abondante. Cette couche renferme en outre de nombreux débris de végétaux (*Zamites Renevieri*, *Thuites Itieri*).

C. Niveau à *Modiola* et à *Hemicidaris*.

Ce niveau est facile à reconnaître par sa disposition en bancs nombreux, minces et séparés par des feuillets marno-schisteux qui rappellent parfois les couches de l'argovien du Jura. Sa puissance est de 10 à 12 mètres et varie suivant les gisements. C'est dans ce niveau qu'on trouve ordinairement du charbon, soit en minces couches, soit tout simplement comme traces de tiges de végétaux, plus ou moins distincts (*Thuites Itieri*, etc.). Ce niveau renferme de rares débris de vertébrés, tels que dents de poissons (*Strophodus*) et de sauriens. Un mollusque (*Modiola imbricata* Sow.) et un oursin (*Hemicidaris alpina*) y sont très abondants, mais limités presque exclusivement à certains bancs qui en sont pétris, tandis que d'autres en paraissent tout à fait dépourvus ou n'en présentent que de rares traces.

Les fossiles caractéristiques sont :

Natica Minchinhamptonensis, P. de Lor. ;
Modiola imbricata, Sow. ; très commune ;
Modiola Sowerbyana, Lycett ; assez commune ;
Ostrea costata, Sow. ; commune ;
Hemicidaris alpina, Ag. tests, et radioles communs.

En somme, ce niveau ne renferme pas de fossiles qui lui appartiennent exclusivement, car ils se retrouvent tous dans le niveau B, où ils sont, à l'exception de *Natica Minchinhampto-*

nensis et de l'*Ostrea costata*, rares ou mal conservés. Le petit nombre des espèces est compensé par la fréquence des individus; la *Modiola imbricata* est parfois d'une abondance prodigieuse.

Gisements. Les caractères du niveau à *Modiola* et à *Hemicidaris* sont un peu moins constants pour les différents gisements que ceux du niveau B.

Au *Mont Laitmaire* il offre, au gisement de la *Grand'Combe*, une puissance de près de 12 mètres. Ce sont des alternances de lits de calcaire gris avec des couches marneuses. La couche supérieure, gris-bleuâtre et feuilletée, renferme seule des *Modiola Sowerbyana* et *Ceromya concentrica*. Une seule couche, de 0^m,70 d'épaisseur, est riche en *Modiola imbricata* et *Hemicidaris alpina*. Toutes les autres couches sont pauvres en fossiles.

Au *Rocher de la Raye*, le niveau C commence par un lit marneux très riche en *Modiola imbricata* et *Hemicidaris alpina*. Le milieu de l'assise est pauvre en fossiles; ce sont des calcaires en lits réguliers. Vers le bas, on trouve une marne noire, schisteuse et feuilletée, charbonneuse, remplie de valves ouvertes de *Modiola imbricata* ayant conservé le test. Il semble que ces mollusques sont morts en place et que les valves se sont ouvertes ensuite, car elles sont toutes, à peu d'exceptions près, tournées du même côté. Des marnes schisteuses et un lit de charbon feuilleté forment la base du dépôt.

Dans les gisements de la *chaîne du Rubli*, le niveau C est surtout remarquable par une couche de calcaire délitable foncé, de 0^m,30 d'épaisseur, qui est pétri de *Modiola imbricata* de la petite variété et d'une espèce de *Perna* (*P. cfr. rugosa Lycett?*) plus rare. Cette couche se voit le mieux au pied de la cime du Rubli, dans le Creux d'Entre-deux-Sex.

A la *Videmanette*, elle est remplacée par un lit marneux gris, de 0^m,80 d'épaisseur, dans laquelle la *Modiola imbricata* est accompagnée de l'*Ostrea costata*, les deux en grand nombre.

Le gisement du *Vuargny*, dans la vallée de la Grande-Eau, offre aussi le niveau C assez riche en fossiles. Le bouleversement des couches ne permet pas d'indiquer l'épaisseur des lits qui en font partie. L'un des lits est remarquable par la fréquence de l'*Ostrea costata* et du *Hemicidaris alpina*; ce dernier fossile se trouve écrasé à la surface des bancs, quelquefois avec des radioles en place. Un autre banc plus inférieur est plutôt riche en échantillons bien conservés de *Modiola imbricata*.

D. Niveau à fossiles triturés et à polypiers.

Les couches que je comprends sous ce nom sont en général assez constantes dans la série des couches à *Mytilus*. Elles sont composées d'une multitude de bancs calcaires, séparés par de faibles strates marneuses, feuillettées, parfois formées presque entièrement de débris de fossiles divers, tels : que fragments de tests de *Modiola imbricata*, débris de tests et de radioles de *Hemicidaris alpina*, petits *Ostracés* (*O. costata*), etc. On peut citer comme tout à fait caractéristique pour ce niveau la petite *Astarte rayensis*, dont les valves séparées couvrent souvent la surface des plaques calcaires et schisteuses. On peut même appeler le niveau D celui de l'*Astarte rayensis*.

Dans toutes les localités ce niveau contient des *polypiers* souvent très bien conservés et appartenant à des espèces nouvelles. Ils n'ont pas de position fixe et leur fréquence est très variable. Tantôt ils sont limités à un seul banc, où ils sont alors très nombreux, tantôt ils sont disséminés dans toutes les couches et mélangés aux autres débris de fossiles. Le *charbon*, qui n'occupe du reste pas de place fixe dans les couches à *Mytilus*, se trouve aussi dans le niveau à fossiles triturés.

Gisements. Les couches de ce niveau sont dans les différentes localités de nature assez dissemblable autant dans leur nature lithologique que considérées au point de vue de la fréquence des fossiles.

L'épaisseur des couches qui représentent le niveau D arrive à la *Laitmaire* au-delà de 20 mètres. C'est surtout vers le bas que les lits prennent l'aspect typique et présentent des feuillets dont la surface paraît souvent comme pavée de valves brisées d'*Astarte rayensis* et de *Modiola imbricata* (Grand'Combe). Les polypiers ne sont également pas très rares.

La partie inférieure de ce niveau présente une coupe très nette au-dessus de *Monchalon*, sur le versant sud du Mont-Laitmaire. Plusieurs couches sont riches en *polypiers*, d'autres sont remplies de débris de *Hemicidaris*, *Modiola*, *Ostrea costata*, etc.

Le chemin qui conduit depuis Gérignoz au hameau des Granges, près Château-d'Œx, fait voir une coupe très intéressante d'une partie des couches à *Mytilus*. On n'y voit que la partie inférieure du niveau D à cause d'un glissement des couches qui a produit l'oblitération des niveaux supérieurs des couches à

Mytilus et établi le contact entre le massif calcaire et les couches à fossiles triturés. La première couche visible en dessous du massif calcaire est un lit marneux gris ou jaune froissé et feuilleté, rempli de débris de *Modiola*, *Astarte rayensis*, *Ostrea*, etc. En dessous d'une série de couches (env. 13 m.), pauvres en fossiles, vient un lit marneux avec *Modiola*, *petits bivalves* et *Gastéropodes* (*Nerinea*?) mal conservés. Il repose sur une couche de 30 cm. de *charbon graphitoïde*, à cassure brillante, onctueux au toucher. C'est un charbon assez dense qui brûle mal; il renferme beaucoup de matière calcaire et de pyrite. Un banc calcaire (0^m,50) sépare ce lit des couches que j'attribue au niveau E.

Au Rocher de la Raye le niveau D présente son développement le plus typique. Deux séries (20 m.) d'alternances de couches marneuses et calcaires, remplies de débris des fossiles habituels à ce niveau, en forment la majeure partie. L'*Astarte rayensis* y est surtout très bien conservée. A la base de l'assise se trouve un banc de calcaire jaune rempli de *polypiers*. L'un des gisements du Rocher de la Raye (près de l'endroit coté 1878 m.) offre ce banc passablement décomposé. Ses débris recouvrent le sol, entremêlés aux polypiers déjà dégagés de la roche. Ce gisement est si riche que nous y avons recueilli, M. Rittener et moi, plus de 500 polypiers, pour la plupart en bon état. M. le professeur Koby, qui en a entrepris l'étude, y a reconnu non moins de 25 espèces, toutes nouvelles. Il est à remarquer que la détermination générique de ces polypiers s'oppose quelque peu au résultat de l'étude paléontologique des Mollusques, car, à ce que m'écrivit M. Koby, les genres auxquels appartiennent ces coraux sont plutôt propres aux terrains jurassiques supérieurs, tandis que plusieurs genres toujours représentés dans les dépôts bathoniens de tous pays manquent complètement à ce niveau. (Pl. IV, fig. 16 et 18.)

La chaîne du Rubli renferme aussi le niveau à fossiles triturés et à polypiers bien représenté. Ses couches ont une épaisseur totale d'une vingtaine de mètres; leur aspect est le même qu'ailleurs, à part la couleur qui est souvent un peu plus foncée. Outre les fossiles habituels, on y trouve de rares polypiers. Vers le bas existe un banc de charbon terreux de près d'un mètre d'épaisseur.

Je n'ai pas pu constater le niveau D avec certitude dans la vallée de la *Grande-Eau*. Au *Vuargny* on voit parfois des lits

avec débris de crinoïdes analogues à ceux de la Videmanette. Au-dessus du *Pont de la Tine*, j'ai constaté une couche marneuse remplie de tests blancs indéterminables qui pourrait appartenir à ce niveau. Elle se trouve en dessous d'un banc renfermant des fossiles du niveau B.

C'est avec un peu plus de certitude que j'attribue au niveau D des alternances de bancs calcaires et de marnes qu'on trouve en dessous du *Ponty* et des *Afforets* sur la route d'Aigle au Vuargny. Ces couches sont intermédiaires entre le toarcien et le calcaire massif du malm. On trouve dans les couches marneuses de nombreux débris d'Echinodermes, en particulier des fragments de radioles d'oursins, tout à fait semblables à ceux du *Hemicidaris alpina*.

Je ne sais à quel terrain qu'il faut attribuer une marne grise feuillettée, très homogène et délitable, qu'on trouve près du Vuargny. Elle semble être inférieure aux couches à *Mytilus*. La surface des plaques montre des empreintes très nettes dont la forme rappelle celle d'aiguilles de Conifères.

E. Niveau à matériaux de Charriage.

Ce niveau est bien moins constant dans ses caractères que tous les autres et cela n'est, du reste, pas surprenant. Je place sa limite supérieure là où les fossiles marins des couches à *Mytilus* apparaissent pour la première fois. Car les couches du niveau E sont elles-mêmes dépourvues de fossiles marins.

J'ai constaté dans toutes les localités des environs de Château-d'Œx que les couches à fossiles triturés reposent sur des assises sableuses, schisteuses ou argileuses, accompagnées de lits de conglomérats et de brèches calcaires à fragments dolomitiques, auxquels se joignent fréquemment des couches de charbon plus ou moins pur.

Toutes ces couches sont absolument dépourvues de fossiles marins, elles portent au plus haut degré l'empreinte d'une formation terrestre. On est parfois tenté, à cause de leur nature arénacée, de les rattacher au flysch, erreur qui serait d'autant plus facile à commettre, que des phénomènes orographiques ont, en plusieurs points, porté ces deux terrains dans des positions telles qu'ils semblent se succéder en séries régulières. J'ai cependant reconnu la présence de ces couches détritiques dans

des positions où il est impossible de les confondre avec les dépôts éocènes, quelque grande que soit leur ressemblance. On y trouve en outre le *Zamites Renevieri*, plante de la famille des Cycadées, qui est renfermé au Vuargny dans la couche B! Ainsi on ne peut en douter, *les couches à Mytilus reposent sur un terrain à facies terrestre*.

Dans bien des localités la base des couches visibles est une brèche calcaire qui prend habituellement un aspect presque identique à la *brèche éocène de la Hornfliuh*, si bien que l'œil le plus exercé ne saurait la distinguer.

Gisements. Au gisement de la *Grand'Combe* (Laitmaire) le niveau E passe au niveau à *Astarte rayensis* par une assise schisteuse et marneuse reposant sur un banc de conglomérat calcaire. Des lits de grès calcaire et siliceux puissants de plus de 10 mètres constituent presque la totalité des couches visibles. Il renferme de nombreux débris de végétaux charbonneux (*Zamites*). Un nouveau banc de conglomérat ferme la série au bas. La suite n'en est pas visible et on trouve un peu plus bas, le calcaire du malm déjeté plongeant sous la montagne et s'appuyant sur le flysch.

Le *grès à végétaux* occupe une grande surface à l'est du sommet de la Laitmaire, près du chalet du même nom, où il s'élève sous forme d'une petite arête au-dessus de conglomérats calcaires qui s'appuient sur le flysch. Il est peu différent de celui de la *Grand'Combe*. C'est un grès grossier, calcaire et siliceux jaune ou gris, rempli de traces charbonneuses. Il a quelquefois l'aspect d'une mollasse grossière. L'un des bancs, plus fin et plus marneux, qui affleure près d'une source au N du chalet, renferme de belles empreintes du *Zamites Renevieri*. Au-dessus du grès à *Zamites* viennent des argiles grises, jaunes ou blanchâtres avec nodules ferrugineux et quelques lits peu épais de charbon terreux.

C'est sur le chemin de *Gérignoz* aux *Granges* que l'on trouve la coupe la plus complète des couches avec matériaux charriés. J'ai mesuré non moins de 25 lits divers, parmi lesquels sept couches de charbon plus ou moins pur. Elles sont accompagnées de couches schisteuses, argileuses, ferrugineuses et siliceuses et de quelques lits bréchiformes, calcaires, parfois tuffacés, ressemblant alors à de la corgneule. Un lit de grès sableux gris renferme des empreintes de tiges de végétaux parmi les-

quelles j'en ai reconnu plusieurs appartenant au *Zamites Renvieri*. Vers le bas les lits de poudingues et de brèches se répètent plus fréquemment et la dernière couche visible est un calcaire bréchiforme foncé.

Cette répétition de couches de même nature me fait supposer que nous avons là un *dépôt terrestre*, formé dans une lagune ou dans un marais dans l'intérieur d'une île bathonienne.

Au Rocher de la Raye (fig. 17 et 18, pl. IV), le banc à polypiers repose sur un lit d'argile ferrugineuse renfermant dans son milieu un lit de charbon. Un grès siliceux à traces de végétaux (*Zamites* ?) en forme la base. A ce grès succède un banc de conglomérat calcaire, épais d'environ 10^m, qui pourrait appartenir au flysch, mais il ressemble trop au même conglomérat de la Laitmaire pour que j'ose l'en séparer sans autres preuves. Il repose sur le crétacé supérieur qui butte contre le jurassique supérieur. (Profil 2.)

Au *Creux rouge*, au pied du sommet du Rocher, des couches d'une argile sableuse jaune se trouvent comprises entre le banc à polypiers et des couches de grès gris qu'on ne saurait méconnaître comme flysch. (Fig. 17, pl. IV.) Au pied du talus on trouve des débris de charbon dont on ne peut voir la couche en place.

Dans l'*arête du Rubli*, je réunis au niveau E des couches sans fossiles, épaisses de plus de 20 mètres, formées dans le haut de nombreux bancs calcaires peu épais et alternant avec des couches marneuses et schisteuses. Vers le bas vient une marne argileuse jaune et grise, reposant sur un lit de *poudingue* à matériaux calcaires grossiers. Ce lit est en contact avec des bancs calcaires et dolomitiques.

Des couches sableuses foncées occupent ce même niveau au Rocher à Pointes. (Fig. 15, pl. IV.)

Nature et âge du substratum des couches à *Mytilus*.

En présence des terrains extraordinaires qui forment le niveau E, il serait intéressant de constater quel doit être le substratum des couches à *Mytilus* et en particulier des roches détritiques qui en forment la base ? Les gisements du Pays-d'Enhaut m'ont refusé toute réponse à cette question. Dans la chaîne du Rubli (Rocher pourri), les conglomérats reposent sur des bancs calcaires d'aspect dolomitique qui semblent avoir fourni les matériaux des premiers. Malheureusement la voûte totalement

écrasée de cette chaîne ne laisse pas affleurer le terrain sur lequel ces couches reposent.

Les dislocations de l'arête des Gastlosen (Rocher de la Raye et Laitmaire) rendent inutile toute recherche dans cette direction. La forme des dislocations de ces montagnes nous donne cependant un indice sur la nature pétrographique du terrain qui doit former le substratum des couches à *Mytilus*; en effet, ce terrain a dû être de *consistance marneuse*, comme l'est le lias supérieur; c'est cette condition seule qui a pu permettre la formation des plis écrasés et des chevauchements extraordinaires de ces chaînes (voir profils 1 à 6 et chap. XVII). Cette supposition ne permet cependant l'établissement d'aucune hypothèse sur l'âge de ce terrain marneux qui doit servir de base aux couches à *Mytilus*. Elle acquiert pourtant beaucoup de probabilité par le fait bien connu et souvent cité qu'à la Simmenfluh le lias se trouve à une faible distance *en dessous* des couches à *Mytilus*. Le contact de ces couches avec le rhétien à *Avicula contorta*, visible au Vuargny, est non moins concluant, quoique ce soit un *contact mécanique* dû à un glissement des couches. Les deux terrains présentent une disposition visiblement discordante. (Prof. 12.)

S'il ne nous est ainsi pas possible d'établir par des preuves directes que les couches qui forment le substratum des couches à *Mytilus* ne peuvent être que celles du *lias*, un nombre de *preuves indirectes* d'égale valeur viennent s'y substituer. On peut voir le contact du lias (toarcien à fucoides) et du malm en bien des endroits de la vallée de la Grande-Eau; la route d'Aigle au Sépey entame alternativement ces deux terrains. Au Vuargny seulement on voit les couches à *Mytilus* entre deux, mais là il y a contact mécanique. Aussi la disposition des couches à radioles de *Hemicidaris*, près des Afforets, *entre le toarcien et le malm*, n'est pas suffisamment claire pour pouvoir constituer une preuve incontestable. Les bouleversements dans la vallée de la Grande-Eau sont trop intenses pour qu'il y ait de la chance à y trouver la solution du problème posé.

Afin d'examiner la limite des terrains jurassiques et du lias dans une région moins bouleversée que la vallée de la Grande-Eau, j'ai exploré les rochers à l'occident d'Aigle, au dessus d'Yvorne. J'ai pu constater et suivre sur une grande longueur la *superposition normale du malm au toarcien*; les bancs plon-

gent légèrement au S-E. *Les couches à Mytilus font donc défaut entre deux.*

L'âge du toarcien est déterminé par de nombreuses algues marines bien conservées, telles que *Chondrites alpestris*, *Helminthopsis labyrinthica*, *Palaeodictyon alpinum*, etc.

Pris dans leur ensemble, ces faits ne laissent guère de doutes sur l'âge des couches à Mytilus. Elles doivent être intermédiaires entre le malm et le toarcien et peuvent manquer par places.

Considérations sur la succession (des facies) dans les couches à Mytilus.

La présence de dépôts détritiques et de charriage à la base des couches à Mytilus indique des conditions extraordinaires au début de la formation de ce terrain. Pour expliquer ce phénomène, il faut admettre que vers la fin de l'époque liasique ou au commencement de l'époque jurassique, certaines régions ont été émergées sous forme d'îles peu élevées et entourées d'une mer peu profonde, avec une large grève sur laquelle l'eau roulait et brisait des fragments de roches détachés de la rive. Les plantes terrestres et les lits de charbon qui se trouvent dans tous les niveaux des couches à Mytilus sont la preuve évidente de l'existence de terres émergées pendant le dépôt de ces terrains; leur distribution devait être parallèle aux chaînes actuelles. La succession des lits fossilifères des couches à Mytilus marque un mouvement d'affaissement consécutif. Sur la plage, recouverte d'une mer peu profonde et souvent agitée, s'établissent des colonies de Madréporaires dont les débris se mélangèrent à ceux des Mollusques et Echinides.

Le niveau à Modiola et Hemicidaris indique une mer moins agitée. Les fossiles ne sont plus brisés et les Modiola surtout paraissent avoir vécu en grand nombre avec des Echinides, des Ostracés et quelques Gastéropodes et Brachiopodes. Quelques localités seulement semblent avoir été occupées par un facies plutôt vaseux. Pendant ce temps, les îles n'étaient pas disparues; preuves sont les nombreux restes de végétaux distincts ou amassés en lits plus ou moins épais.

La constance remarquable de la faune du niveau B, et son caractère qui est partout le même, nous fait voir un moment où le facies vaseux s'était étendu sur toute la région en voie d'af-

faissement. Les Myes l'emportent en nombre sur les autres espèces, mais parmi ceux-ci les *Mytilus*, *Limes*, *Ostracés*, grands *Trichites* et *Brachiopodes* rappellent toujours une mer pas très profonde. Des débris de végétaux terrestres venant d'îles en voie de submersion sont venus se mêler aux fossiles marins. L'immersion totale paraît avoir eu lieu peu après la fin du dépôt de la couche B.

Les Myes et les grandes *Modiola* du niveau A témoignent d'une mer sensiblement plus profonde. Le grand massif calcaire du malm doit s'être formé à une grande profondeur, il n'y avait alors plus de terres émergées.

La persistance de régions émergées, durant l'époque où se formait le niveau B, nous fournit un renseignement précieux : il est bien naturel que ces points-là ne peuvent être occupés par les couches à *Mytilus* ; ceci explique clairement pourquoi ces couches font si souvent lacune, comme sur Aigle et Yvorne, et sur quelques points de la vallée de la Grande-Eau.

Il est surprenant qu'on n'ait encore cité jusqu'à présent aucune trace de fossiles d'eau douce, terrestres ou saumâtres, bien certains, dans les couches à *Mytilus*, ce qui semblerait démontrer l'absence de cours d'eau dans ces îles et leur faible élévation au-dessus de la mer. Il serait cependant bien étrange que de si importants dépôts de restes de végétaux terrestres aient pu se former sans être accompagnés d'animaux extra-marins. Je ne serais donc pas surpris d'en découvrir tôt ou tard dans quelques gisements.

III. Dogger de la chaîne de la Gummfluh.

L'aspect du Dogger de cette chaîne est assez différent de celui des couches à *Mytilus* de l'arête voisine du Rubli. En dessous de l'énorme massif calcaire du malm, se voient des bancs calcaires et marneux gris-foncé ou noirs. Ces bancs sont pauvres en fossiles. J'y ai trouvé, près de la pointe du *Brecaca*, sur la pente sud, une marne grenue qui renferme, outre divers fossiles indéterminables, des radioles d'oursins tout à fait voisins de ceux du *Hemicidaris alpina*, ainsi que de petites huîtres, mal conservées, que j'attribue assez sûrement à l'*Ostrea costata* des couches à *Mytilus*.

CHAPITRE X

Terrain liasique.

Les terrains de ce groupe n'affleurent que dans la chaîne de Cray ; ils sont assez bien développés aux environs de Rossinières, dans la vallée transversale de la Sarine qui coupe profondément cette chaîne. Le lias s'y divise en deux assises très distinctes : la supérieure, essentiellement marno-calcaire, correspond *au toarcien* (sens étendu) ; l'inférieure, formée d'un massif calcaire, représente le *lias inférieur* ou *sinémurien*. Le rhétien paraît manquer.

Lias supérieur, Toarcien.

L'ensemble des assises que je réunis sous ce nom atteint une épaisseur de 150 à 200 mètres. Leur nature pétrographique les rend très semblables aux couches du dogger qui les surmontent et la limite qui les sépare est incertaine et fort difficile à tracer.

Le toarcien des environs de Rossinières est en grande partie formé de bancs calcaires alternant avec des schistes marneux. La roche, de couleur gris-foncé, prend une teinte plus claire sous l'influence des agents atmosphériques. Elle contient de nombreuses empreintes d'algues marines, visibles sur la surface des plaques, lorsque celles-ci ont été exposées à l'air assez long-temps pour que la couleur noire des empreintes se dessine nettement sur la roche. Ces algues, très voisines de celles du flysch, sont accompagnées de cette même espèce de *Zoophycos* qui se trouve dans le dogger.

Les deux principaux gisements de ces couches se montrent, l'un sur le sentier qui conduit de Rossinières à Cuves, l'autre dans un ravin au-dessus des Planches, sur la rive gauche de la Sarine.

Les espèces que j'y ai constatées sont les suivantes :

Helminthopsis labyrinthica, Heer.

Empreintes charbonneuses très semblables à celles de l'*Helminthoidea labyrinthica* du flysch.

Helminthopsis intermedia, Heer.

J'indique cette espèce avec doute, le seul échantillon que j'en possède étant très mauvais.

Palaeodictyon alpinum, Heer.

Très commun aux Planches près Rossinières. Cette petite plante a une ressemblance extrême avec le *P. textum* des schistes éocènes; aussi les couches qui les renferment ont-elles été souvent réunies au flysch. Peut-être cette distinction spécifique n'est-elle basée que sur des considérations stratigraphiques, car les différences qui séparent ces deux espèces ne sont pas appréciables.

Zoophycos scoparius, Fischer-Ooster.

Ces couches à fucoïdes forment un niveau très constant dans le lias supérieur; elles ont même une très grande extension. Je les ai observées sur la route d'Aigle au Sépey, où elles affleurent tantôt au-dessous des couches à *Mytilus*, tantôt directement sous le malm. Les empreintes sont les mêmes que celles de Rossinières. La *Theobaldia circinalis*, bien reconnaissable par son enroulement en forme de crosse, y est cependant mieux caractérisée. J'ai déjà eu l'occasion de citer ces fossiles dans le toarcien des environs de Bex, où les couches qui les renferment sont accompagnées de schistes contenant des Ammonites et des *Posidonomya Bronni*.

Il n'y a que fort peu de fossiles dans le toarcien de Rossinières; je n'en connais que quelques *Posidonomya Bronni* trouvés dans les couches schisteuses qui accompagnent les couches à fucoïdes. Du reste, les affleurements de ce terrain sont rares, à cause de sa nature marneuse très favorable au développement de la végétation.

On trouve à la base du toarcien une assise de marne noduleuse renfermant des moules de bivalves; elle affleure sur le chemin qui conduit de Rossinières à Cuves, sur la rive droite de la Sarine. La roche répand sous le choc une odeur fétide très intense; elle contient même des traces de *bitume visqueux*, qui pénètre dans les fissures. M. Gilliéron, qui a visité ce gisement et qui a eu la bonté d'examiner les fossiles que j'y ai recueillis, y a reconnu les espèces suivantes:

Mactromya, espèce non décrite, mais indéterminable. C'est le fossile le plus abondant de cette couche.

Pleuromya crassa, Ag. L'état de conservation de ces moules ne permet pas une détermination tout à fait certaine.

M. Gilliéron a trouvé dans cette couche deux fragments d'Ammonite appartenant probablement à l'*Ammonites anguinus*, Rein., qui caractérise la *pierre fétide* à *Posidonomyes* de la Franconie.

Lias inférieur, Sinémurien¹.

Peu en dessous de la couche à *Mactromyes* apparaît un massif de calcaire gris qui forme un escarpement. Les bancs sont visibles sur les deux rives de la Sarine et l'on peut les poursuivre avec facilité à cause de leur disposition en gradins. Ils sont homogènes et réguliers à la partie supérieure. Vers le bas, on ne distingue plus qu'une seule masse, épaisse de 30 mètres au moins, de calcaire gris ou rouge, presque entièrement formé de fragments roulés de *Crinoïdes*, qui lui donnent une texture spathique. Malgré l'abondance de ces fragments, il est très difficile de trouver des articles entiers, car ils sont ordinairement si bien cimentés dans la roche qu'on ne peut les extraire. J'ai cependant pu m'assurer qu'ils appartenaient au genre *Apiocrinus*. Le calcaire qui les renferme rappelle à première vue le calcaire ou *marbre de la Tinière*; il affecte les mêmes teintes rouges ou grises que ce dernier.

Cette assise se distingue sans peine du lias supérieur par sa nature pétrographique. Comme elle repose sur de la corgneule, je crus d'abord qu'elle appartenait peut-être à l'étage *rhétien*; mais la détermination des Ammonites renfermées en assez grand nombre dans le calcaire spathique n'a pas confirmé cette présomption.

Les fossiles dont la détermination a été possible sont :

Ammonites planicosta, Sow. (Am. *capricornus nudus*, Quenst.), petit échantillon parfaitement typique.

Ammonites raricostatus, Ziet. M. Gilliéron, qui a examiné cette Ammonite, reconnaît qu'elle ne se rapporte pas tout à fait au type, l'accroissement des tours étant un peu plus rapide que chez l'Am. *rericostatus*. Elle se relie à cette dernière par une légère quille, tandis que l'aplatissement du côté ventral et quelques plis secondaires la rapprochent de l'*Amm. planicosta*. Peut-être cet échantillon n'appartient-il ni à l'une ni à l'autre de ces espèces.

Ammonites fimbriatus, Sow. Recueillie par M. Gilliéron. Caractérise le sinémurien supérieur (lias β de Quenstedt).

Rhynchonella cf. tetraëdra, Sow.

Waldheimia sp. Echantillon unique, très voisin de la *Waldh. Waterhousi*, Dav., décrite par Deslongchamps (*Pal. française*, Brach. jur. pl. XXI). Les formes sont un peu plus prononcées

¹ Teinte lilas foncé, Pl. IV, prof. 8.

que celles des échantillons figurés. Le pli frontal est plus accusé ; les autres caractères sont bien les mêmes.

Belemnites, *Turbo* (2 sp.), *Pecten* (2 sp.), etc., indéterminables.

D'après ces fossiles, le calcaire spathique de cette assise correspondrait plutôt à la partie supérieure du sinémurien qu'au lias tout à fait inférieur.

La corgneule de Rossinières.

On trouve en dessous du calcaire spathique un terrain très voisin de la corgneule ; cette roche affleure dans la cluse de Rossinières, au-dessus du village de ce nom, et dans le ravin des Planches sur la rive gauche de la Sarine. C'est une roche dolomitique, celluleuse, mais non bréchiforme, et par conséquent bien distincte de la corgneule éocène.

Il est à remarquer que le rhétien n'existe pas entre cette corgneule et le sinémurien, d'où l'on pourrait conclure qu'il est représenté par la corgneule. Mais je ne suis pas à même de trancher la question. Il est possible que cette corgneule soit triasique, et c'est à cette possibilité que se borne tout ce que nous pouvons savoir sur l'âge de ce terrain.

Cette corgneule étant le terrain le plus inférieur et conséquemment le plus ancien qui soit visible dans le Pays-d'Enhaut, c'est avec elle que se terminera l'étude stratigraphique.

Considérations sur les changements de facies dans les terrains des Alpes du Pays-d'Enhaut.

Il ressort des pages précédentes qu'il y a d'une chaîne à l'autre des changements de facies remarquables, tandis que les terrains d'une même chaîne présentent au contraire une grande constance dans leurs caractères. On peut tirer de là d'importantes conclusions.

Le facies d'un dépôt doit varier considérablement suivant la profondeur de l'océan et suivant les accidents du sol sous-marin et l'éloignement des côtes.

Puisque nous avons pu constater qu'il y avait, à partir des terrains jurassiques, des changements de facies très frappants dans les différentes chaînes du Pays-d'Enhaut et dans les Alpes

romandes en général, il est à présumer que *les inégalités du sol sous-marin étaient déjà, à cette époque, distribuées parallèlement aux chaînes actuelles*. L'alignement des gisements du bathonien à *Mytilus* et des terres émergées, qui ont existé pendant la formation de ce terrain, indique avec la plus grande évidence que *la direction du plissement du sol était déjà déterminée à la fin de l'époque liasique*.

Faisons, en outre, remarquer les différences d'épaisseur qu'on peut observer dans un même étage ou massif, suivant qu'on le mesure sur l'un ou l'autre flanc d'une même chaîne. Un coup d'œil jeté sur les profils, qui sont faits assez exactement à l'échelle, rendra la chose des plus intelligibles. Le malm en montre un exemple frappant.

Le crétacé supérieur et le néocomien présentent souvent des lacunes qu'on ne peut expliquer que par le fait que ces terrains ne se sont pas déposés, ou qu'ils sont représentés par une assise qui se confond avec les étages voisins.

L'existence de chaînes émergées, pendant l'époque éocène, suffit pour expliquer l'absence, sur plus d'un point, des couches du crétacé supérieur qui ont pu être facilement enlevées par l'érosion.

S'il existe, dans les Alpes romandes, de grandes différences entre des terrains de même âge, ces différences deviennent bien plus frappantes, lorsqu'on compare la série stratigraphique de notre région avec celle des hautes chaînes calcaires du massif de l'Oldenhorn et des Diablerets. Ces deux régions sont très rapprochées et cependant les terrains qui les composent n'ont rien d'analogique. Prenons, par exemple, les terrains crétacés. Le néocomien des chaînes extérieures ne peut pas se diviser en étages comme celui du Jura. Mais qu'on franchisse le Pillon, et l'on trouvera dans les hautes chaînes intérieures des terrains néocomiens dont l'étage inférieur correspond au valangien; à celui-ci succède le néocomien moyen, puis le calcaire urgonien à Rudistes. L'Urgonien est à son tour recouvert par l'aptien, le gault et le cénomanien, terrains dont il n'existe pas la moindre trace dans les Pré-Alpes, à moins de les faire représenter par une partie des couches rouges. Il y a donc une différence si tranchée entre les terrains crétacés qui affleurent des deux côtés du col liasique du Pillon et ceux qui lui font suite au N-E et au S-W, qu'on a peine à s'en expliquer les causes. Les terrains éocènes présentent des différences un peu moins considérables.

Le terrain nummulitique et le grès de Taveyannaz des chaînes intérieures font absolument défaut dans les chaînes extérieures.

Il semblerait que les terrains de ces deux régions si rapprochées se soient déposés *dans des bassins tout à fait indépendants l'un de l'autre*. Et, si l'on considère que sur toute la longueur de cette zone étroite qui les sépare (col de la Croix, col du Pillon, Krinnen, Trüttlipass, etc.), soit le flysch, soit le gypse et la corgneule, reposent directement sur le lias et plus rarement sur le dogger, tandis que le lias touche directement au calcaire nummulitique ou à l'urgonien du pied des hautes chaînes, on serait en droit d'affirmer que *c'est précisément cette remarquable zone de lias qui a formé, pendant toute la période crétacée et probablement aussi pendant la fin de la période jurassique, une sorte d'isthme entre les deux bassins*, isthme qui n'était pas nécessairement continu sur toute la longueur de cette zone.

Mais, à part cette lacune stratigraphique, rien ne prouve que la zone liasique ait été émergée; aucune formation terrestre ne l'accompagne. Toutefois, il ne faut pas laisser hors de vue que le flysch présente des couches tout à fait semblables sur les deux côtés de cette zone et l'on peut admettre que la mer éocène a effacé toute trace de formations terrestres en recouvrant momentanément l'isthme étroit qui séparait les deux bassins éocènes.

Cette zone de lias joue, en outre, un rôle orographique très remarquable. Sa disposition actuelle est loin de pouvoir donner une idée de ce qu'elle pouvait être autrefois. De nombreux bouleversements et écrasements en ont tellement modifié la disposition primitive, qu'elle forme aujourd'hui une dépression entre les chaînes du flysch et les Hautes-Alpes calcaires. Ces bouleversements expliquent divers contacts extraordinaires qui se sont produits par suite de glissements, conséquences du refoulement. La présence du gypse et de la corgneule qui l'accompagne ordinairement est encore une singulière coïncidence. La corgneule, roche détritique bréchiforme, indique le voisinage de terres émergées à l'époque de sa formation et le gypse nous prouve qu'il existait pendant une longue période, sur toute l'étendue de cette zone, de nombreuses lagunes où se sont formés des dépôts de gypse et d'anhydrite salifère.

DEUXIÈME PARTIE

OROGRAPHIE DU PAYS-D'ENHAUT



Sans vouloir faire une description détaillée des Alpes du Pays-d'Enhaut, description que rendent superflue la carte géologique et les profils joints à ce mémoire, je tiens cependant à décrire succinctement les formes orographiques de ces montagnes, tout en rappelant leur constitution géologique.

Il ne m'a pas toujours été possible de trouver des termes orographiques précis, aucune convention n'existant encore dans ce domaine de la géologie. Je m'en suis tenu, pour autant que j'ai pu le faire, aux termes employés par Desor, Studer, etc.

CHAPITRE XI

Chaîne de Cray.

Les deux replis qui constituent cette chaîne ne forment, le plus souvent, qu'une seule arête. (Profil 1.)

Dans la partie orientale de la chaîne, bien en dehors des limites de notre carte, le pli septentrional forme une sommité gazonnée, la *Hochmatt*, tandis que le pli méridional se montre aux Lapex et dans l'arête étroite de la *Goueyraz* sous forme de *Klippen*, perçant l'épaisse enveloppe des terrains éocènes qui les environnent et les séparent de la Hochmatt.

Les *Klippen* sont très fréquentes dans les régions du flysch. Ce sont tantôt les lits du malm, tantôt ceux du néocomien ou du crétacé supérieur, qui surgissent ainsi au milieu des terrains éocènes. Ces affleurements sont souvent accompagnés de dislocations très apparentes.

Près du chalet des Lapex, un gros banc de malm, formant plusieurs replis, affleure en dessous du flysch qui vient buter contre la tranche du massif calcaire.

Le flysch, en recouvrant de ses puissantes assises les terrains secondaires en voie de plissement, semble avoir modifié profon-

dément l'action du refoulement latéral. Il en est résulté des formes très difficiles à saisir et des affleurements de terrains secondaires au milieu des dépôts éocènes dans les positions les plus extraordinaires.

Je me rallie entièrement aux opinions de M. le Dr Neumayr sur l'origine des *Klippen*. Ce savant les attribue à des voûtes disjointes, dont les différentes parties ont pénétré dans l'intérieur du flysch¹.

La chaîne de Cray, qui est coupée au S-W de la Hochmatt par le ravin du Rio-du-Mont, se continue au-delà de ce dernier par deux arêtes distinctes, celle des *Tours de Dorenaz* au sud-est et celle de *Folliéran* au nord-ouest, qui délimitent la *vallée des Morteys*, en se rejoignant au Vanil-noir.

L'arête de Folliéran présente approximativement la même altitude et la même régularité que celle de la Hochmatt. Il n'en est pas de même pour celle de la Goueyraz qui continue à se montrer sous forme de *Klippen* aux environs de la Verdaz, dans le haut de la vallée de Vert-Champ. Deux affleurements de crétacé supérieur s'élèvent en anticlinale au milieu du marais de la Verdaz (dit aussi lac de la Mocausa). Ils montrent que le repli de la Goueyraz s'est considérablement abaissé sur ce point. Aussi est-on surpris de le voir perdre l'aspect de *Klippe* et se relever subitement pour former, à quelques kilomètres de là, l'arête des *Tours de Dorenaz* qui se continue avec une régularité parfaite jusqu'à sa jonction avec celle du Vanil-noir (prof. 2, pl. II).

Le lias et le dogger constituent la masse principale de la chaîne de Cray, tandis que le malm et le néocomien en forment le revêtement extérieur qui est flanqué dans les synclinales de terrain crétacé et de flysch.

La haute vallée des Morteys, encaissée entre deux arêtes, est formée par la synclinale médiane, comblée de terrain néocomien très puissant et diversement replié. Le haut de la vallée est fermé par ce terrain qui s'élève comme une muraille à une grande hauteur et forme la cime élancée du Vanil-noir. La vallée elle-même est en majeure partie recouverte d'éboulis; elle présente un aspect désolé, surtout dans sa partie supérieure.

Elevé d'environ 2000^m et bordé au midi par les rochers ver-

¹ *Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanst.*, XXI, 1871, p. 451.— Der Karpatische Klippenzug.

tigineux de l'arête des Tours, le haut du vallon des Morteys renferme des *névés* qui persistent pendant toute l'année. C'est aussi le seul endroit du Pays-d'Enhaut où l'on puisse voir un vrai *lapié* ou *Karrenfeld*. Son existence se rattache intimement à celle des névés. C'est à tort que M. Renevier¹ attribue la formation des *Karrenfelder* à l'action des glaciers; leur présence n'est pas nécessaire, preuve en soit le lapié des Morteys, pour lequel il ne peut être question de glaciers, puisque ce vallon ne renferme que des névés peu importants qui formaient tout au plus des glaciers réservoirs pendant l'époque glaciaire.

Les lapiés se trouvent toujours à la limite des neiges éternelles, ou plutôt un peu en dessous de celle-ci, aux lieux où la neige séjourne pendant une grande partie de l'année. Cette neige fond peu à peu; l'eau s'écoule goutte à goutte et creuse dans la roche des sillons qu'elle approfondit de plus en plus, en même temps qu'elle diminue l'épaisseur des petites arêtes qui les séparent. A maintes reprises, j'ai pu surprendre ce phénomène en pleine activité sous les névés en voie de retrait. L'eau n'y exerce presque aucune action mécanique; elle n'a qu'une *action dissolvante*; ceci ressort de la sonorité que la roche conserve et des surfaces lisses ou finement sillonnées dans le sens de la plus forte pente que présentent les arêtes tranchantes qui séparent les grands sillons des lapiés. Les névés ont une influence protectrice sur les surfaces qu'ils recouvrent; leur présence empêche les variations trop brusques de la température d'atteindre la roche sous-jacente, car la neige est un fort mauvais conducteur de la chaleur. Or, comme ces variations se font surtout ressentir au printemps et en automne, elles n'ont aucune influence sur les roches couvertes de neige.

Il faut se garder de confondre avec les lapiés, les surfaces sillonnées qui se forment, en dehors des neiges éternelles, sur des pentes rocheuses inclinées de 20 à 30°. C'est à l'action des eaux fluviales et à celle de la fonte des neiges qu'il faut attribuer leur origine; le phénomène est analogue à celui qui se produit dans la formation des lapiés, mais son action est beaucoup plus restreinte. On rencontre souvent de ces sillons dirigés dans le sens de la plus forte pente sur des surfaces presque verticales, en dessous des corniches sur lesquelles la neige séjourne long-temps.

¹ *Orographie des hautes Alpes calcaires*, Ann. S. A. C., 1870, p. 78.

A partir de la pointe du Vanil-Noir, les deux plis de la chaîne de Cray se confondent et ne forment plus qu'une seule arête ; ils se soudent même plus intimément par suite de l'écrasement de la synclinale médiane et par la disparition des calcaires plaqutés du néocomien, qui la remplissaient. Les deux voûtes sont rompues ; celle du sud-est forme le vaste cirque de *Paray* (Paroi), dominé par la paroi presque verticale de Praz de Paray.

Les deux flancs de la chaîne de Cray sont profondément entamés par de nombreux *ruz* ou *ravins*, qui, se rencontrant sur l'arête, l'ont visiblement abaissée sur plus d'un point. On remarque surtout les ruz de Combettaz, de la Lévratz, de la Vausseresse et des Mérils, sur le flanc méridional de la chaîne. Les trois premiers, mentionnés ailleurs, sont représentés pl. IV, fig. 14. Ce croquis montre en même temps la constitution géologique de la chaîne de Cray. Ces ravins sont séparés les uns des autres par des *frêtes* dont les formes, toujours les mêmes, concordent avec la nature des terrains qui constituent la montagne. Le flanc nord porte également une série de ravines et de frêtes semblables à celles du versant méridional. Si l'on se place sur la *Dent de la Vausseresse*, ou sur *Praz de Cray*, on observe quatre de ces frêtes dont les profils se superposent ; on peut voir se dessiner très distinctement sur chacune d'elles le repli médi-an de la chaîne, comme un croissant dont les cornes seraient tournées en haut.

A l'est de Château-d'Œx, s'ouvre la profonde *Cluse de Rossinières* qui coupe les deux replis de la chaîne de Cray. Ceux-ci se montrent nettement sur la paroi de Corjon.

La Sarine se jette dans cette cluse par la gorge de la Chaudanne creusée dans le malm ; elle forme une belle chute au moment où elle atteint le dogger. Non loin de là, sur la rive droite de la rivière et à quelques mètres au-dessus du niveau de celle-ci, jaillit la belle et abondante *source de la Chaudanne* qu'on ne peut ranger parmi les sources dites vauclusiennes, bien qu'elle en ait l'aspect et le volume. Elle sort au-dessous du malm fortement redressé. Il me paraît probable qu'elle est alimentée par les eaux du dogger, terrain très aquifère, qui présente une épaisseur considérable dans cette région. On pourrait l'attribuer à des infiltrations de la Sarine, mais ses eaux restent limpides lorsque celles de la Sarine sont troublées. De plus, ces infiltrations ne pourraient se produire que dans le voisinage de la

source ; or, sa température, qui est, d'après M. Pittier, de 8°,2 en moyenne, ne varie que de quelques dixièmes de degré, ce qui prouve que ses eaux font un long trajet souterrain. Comme chez la plupart des sources, sa température s'abaisse avec l'augmentation de son volume. Les habitants du Pays-d'Enhaut ne sont pas moins embarrassés pour expliquer l'origine de cette source ; la superstition locale la fait provenir du lac temporaire de la Mocausa, situé à 13 kilomètres de là et appartenant au bassin de la Jagne !

La cluse de Rossinières est fort propre à l'étude des terrains de la chaîne de Cray. De nombreux ravins, qui livrent passage à des torrents peu réguliers et souvent à sec, offrent plus d'une coupe naturelle s'étendant depuis le lias inférieur au jurassique supérieur.

L'Hongrin qui, sur une certaine longueur, chemine parallèlement à la Sarine, coupe comme celle-ci le double pli de la chaîne de Cray en formant une cluse plus étroite et moins profonde que celle de Rossinières, mais tout à fait semblable pour les autres caractères. On y remarque très bien le raccordement des couches sur les deux côtés de la cluse ; le pli synclinal du malm y est même excessivement net. Cette cluse et celle de Rossinières découpent ainsi dans la chaîne de Cray un tronçon peu étendu qui porte deux sommités voisines, *Corjon* et *Planachaux* (profil 9), entre lesquelles se trouve le col de Crau, dépression creusée dans les couches du dogger et du lias au sommet de l'anticlinale.

Le rocher de la Dent de Corjon est entièrement formé par le massif du malm couronné de néocomien ; les couches rouges apparaissent plus loin, dans le vallon de Corjon. Par sa position isolée au milieu de la chaîne de Cray, cette sommité offre un excellent point de vue pour saisir d'un coup d'œil la structure intime de cette chaîne. On voit au pied nord de la Dent le vallon synclinal de Corjon qui doit son existence au repli médian de la chaîne. Les chalets mêmes sont construits sur les couches rouges. La voûte nord forme un escarpement qui domine la Sautaz. En promenant son regard au S-W, on aperçoit, au-delà de la cluse de l'Hongrin, non plus une seule arête faisant suite à la chaîne, mais d'abord quatre arêtes bien distinctes, puis trois seulement. Les rochers d'Aveneyres, qui se rattachent au Mont-Arvé, correspondent à la Pointe de Planachaux. Le col de Chaude est le pendant de celui de Crau, et les rochers qui

dominent Longevaux font suite à ceux de la Dent de Corjon. Le vallon synclinal de Naye, en partie comblé de néocomien et de crétacé supérieur, correspond exactement à celui de Corjon ; d'abord très distinct, ce vallon finit par s'oblitérer complètement et par se confondre avec le flanc sud de l'arête de Naye.

La seconde voûte de la chaîne est également rompue et donne lieu au vallon de Bonaudon, dominé au sud par les rochers du même nom et au nord par ceux de Hautaudon.

CHARITRE XII

Chaîne des Gastlosen.

Zones de flysch qui la bordent.

Cette chaîne se fait remarquer à première vue par ses formes hardies qui font un contraste frappant avec les formes beaucoup plus régulières de la chaîne de Cray qui en est très voisine. Elle s'élève au milieu du flysch comme une muraille abrupte que de rares entailles coupent en tronçons irréguliers.

Contrairement à la plupart des chaînes, celle des Gastlosen est caractérisée, sur presque toute sa longueur, par l'absence de couches formant voûte. A l'exception d'un seul endroit, on ne voit partout qu'une *simple série de couches* plongeant toutes au sud-est avec une inclinaison plus ou moins considérable. Les couches les plus anciennes sont celles du bathonien à *Mytilus*, auxquelles se superpose le massif du malm qui constitue, avec le crétacé supérieur dont il est flanqué, la masse principale de la chaîne. Le pied sud est bordé par les importants dépôts du flysch de la troisième zone. La série inverse des couches qui devraient former le jambage nord de la voûte, est très rarement visible et les couches à *Mytilus* se *superposent directement au flysch* sur de grandes étendues. Le plus souvent, on n'observe pas même de discordance de stratification au contact de ces terrains, de façon qu'on serait tenté d'y voir une superposition normale. Cette étrange dislocation est certainement due à une *faille*, non pas à une de ces failles à rejet vertical, telles qu'on se les représente d'habitude, mais à une faille dont le rejet s'est fait suivant un plan très *oblique* à la stratification, de sorte que des couches d'âge tout à fait différent ont pu se superposer les unes aux autres. Cette superposition, en apparence normale, n'est qu'un *contact mécanique*.

On ne doit pas conclure, d'après l'aspect de la chaîne, à l'absence de toute voûte. Celle-ci a sans doute existé, mais elle a dû se disjoindre de bonne heure. Le jambage sud, formé par les couches à *Mytilus* et le malm, a été poussé par dessus le jambage nord et s'est superposé au flysch déjeté dont ce jambage est recouvert, la voûte originelle restant cachée sous le flysch. J'appelle cette dislocation *chevauchement, ou faille chevauchée*. (Profils 1 à 3 et 5.)

Dans la partie comprise entre la *Dent de Ruth* et le *Perte à Bovay*, les bancs qui forment l'arête étroite de la chaîne sont presque verticaux. On y remarque la Dent de Savigny et les trois pointes, jadis inaccessibles, des Pucelles. La structure de ces rochers élancés se montre clairement au géologue qui franchit le passage de Savigny, d'où l'on voit à la fois les deux versants de l'arête. Les bancs verticaux du malm, à peine appuyés par les couches rouges, y forment des parois vertigineuses au pied desquelles se trouvent les couches à *Mytilus*. Des pans de rochers se sont à maintes reprises détachés de cette arête.

Au pied de la Dent de Savigny, s'étendent les pâturages de Pralet, dont le sous-sol est formé par le flysch qui se continue au nord-est dans le petit vallon de Flugimaz, situé hors des limites de la carte.

Au nord-est du Perte à Bovay, où coule un petit ruisseau, la chaîne des Gastlosen se continue d'abord sous forme d'une étroite arête de malm et de crétacé supérieur ; elle se relève et s'élargit considérablement près du *Rocher de la Raye*, pour reprendre ensuite son premier aspect.

Le crétacé supérieur apparaît pour la première fois près du Perte à Bovay, au pied *nord* de l'arête, du côté de Vert-Champ. Il se développe rapidement et s'élève, en subissant de nombreux *froissements* ou *replis*, jusqu'à l'arête de la chaîne, où il se rattache aux couches rouges de l'autre jambage qui couronnent cette arête (fig. 19, pl. IV). Le massif du malm est ainsi, sur une certaine longueur, *entièrement caché* sous le crétacé supérieur.

On est dès lors entièrement surpris de voir au Rocher de la Raye les couches à *Mytilus* se superposer subitement en série régulière au crétacé supérieur du flanc sud de la chaîne. Elles sont surmontées d'un second massif de malm, d'une puissance égale à celle du premier, qui est à son tour recouvert par le crétacé supérieur et le flysch de la vallée de la Manche. Ce massif calcaire,

si singulièrement disposé, constitue le *Rocher de la Raye*, qui se prolonge au N-W jusqu'aux Erpilles. Dans toute cette longueur, les couches à *Mytilus* se superposent aux couches rouges du crétacé supérieur en formant une bande constante entre celui-ci et le malm. On peut même constater l'existence d'un petit lambeau de *flysch*, entre les couches à *Mytilus* et les couches rouges, dans le *Creux Rouge*, profonde entaille qui sépare le Rocher de la Raye d'une petit mamelon situé plus à l'ouest (1981 mètres). Les couches plongent partout au sud-est.

Grâce à la présence des couches rouges au-dessous du massif calcaire, il n'est pas difficile de voir qu'il y a *contact mécanique* entre le bathonien d'une part et le crétacé supérieur ou l'éocène de l'autre. Ce contact anormal ne peut provenir d'une faille ordinaire, car les couches plongent presque parallèlement de part et d'autre. Je l'explique par l'existence d'un *chevauchement* de couches plongeant dans le même même sens et faisant partie du même jambage, le jambage sud-est ; c'est un *chevauchement isoclinal* bien caractérisé (prof. 2, pl. II).

Ce chevauchement est compliqué par une petite faille à rejet vertical, visible au pied des rochers abrupts du *Rocher de la Raye* ; elle se fait reconnaître par de magnifiques *miroirs*, ou surfaces de glissement, qui se sont produits sur le calcaire compact et par le contact du niveau à fossiles triturés, avec les couches à *Myes* et le massif calcaire qui les recouvre. On peut voir, dans le *Creux Rouge*, le contact presque franc des deux parties déplacées. Cette petite faille, dont le rejet peut être évalué à une cinquantaine de mètres, n'atteint que l'extrême bord de la masse chevauchée (fig. 17 et 19, pl. IV) ; elle est due à un affaissement de tout le reste de cette masse.

La partie inférieure de la chaîne, celle qui supporte le massif chevauché, n'a pas conservé la structure qu'elle possède sur d'autres points déjà mentionnés.

Avant d'avoir exploré le pied nord du Rocher de la Raye, sur le flanc de la vallée de Vert-Champ, je soupçonnais déjà qu'il était formé par une *voûte couchée* au N-W, c'est-à-dire dans le sens du chevauchement. Cette supposition s'est vérifiée par l'examen des lieux. Au pied du Rocher de la Raye, à l'endroit même où commence le chevauchement du massif calcaire, les couches rouges s'élèvent jusqu'à l'arête de la chaîne qu'elles recouvrent sur une faible étendue ; un peu plus au sud-ouest, les bancs du malm percent cette enveloppe de crétacé supérieur

dont les couches sont visiblement froissées et forment une paroi calcaire très abrupte. Les couches rouges s'abaissent au pied de l'arête, elles s'adossent avec un épais massif de bancs jurassiques presque verticaux contre la *tranche* d'autres couches appartenant aussi au malm et plongeant au S-E sous la montagne ; sur ces couches repose le massif chevauché du Rocher de la Raye (prof. 2).

Les couches affectent donc bien en cet endroit la disposition d'une anticlinale ; mais elles ne forment pas une *voûte normale* comme on aurait pu le supposer. Leur disposition dérive cependant d'une voûte fortement déjetée au N-W. En effet, on peut voir au pied nord du Rocher de la Raye, en dessus du chalet des Sauges, sur un point où le revêtement de couches redressées a été enlevé par un éboulement, les couches à *Mytilus* qui plongent au sud-est, sous la montagne, et forment évidemment une voûte déjetée et presque couchée, car on y remarque à deux reprises une même couche de charbon accompagnée d'un lit riche en *Modiola* qui se trouve une fois en dessus et l'autre fois en dessous de cette couche. Sur un point, il y a même une disposition anticlinale très marquée. La position singulière des bancs redressés du malm qui recouvrent comme une calotte les couches à *Mytilus* et le malm du jambage sud-est, s'explique aisément par un *affaissement* de la voûte qui a cédé sous l'énorme pression exercée par la masse chevauchée qu'elle supporte. Cette sorte de faille, caractérisée par une disposition chevauchée, ne se trouve d'habitude qu'au pied des voûtes ; aussi lui ai-je donné le nom de *chevauchement latéral*.

Non loin de cet affleurement de bathonien, les couches redressées couvrent de nouveau les couches à *Mytilus* et passent même par dessus le massif du malm qui les surmonte, pour venir toucher aux couches rouges de l'arête, au niveau de la partie chevauchée isoclinale (fig. 18, pl. IV). Le contact se fait à l'endroit même où se trouve le riche gisement à polypiers (cote 1878 mètres). A partir de ce point, les couches redressées du versant nord et les couches chevauchées du côté sud se prolongent parallèlement et laissent voir entre elles les couches à *Mytilus*, affleurant dans un désordre complet au milieu d'un couloir qui s'ouvre au S-W vers les Erpilles (fig. 16, pl. IV). Les couches rouges s'arrêtent au haut de ce couloir ; en bas on se retrouve en présence d'une disposition des couches tout à fait semblable à celle que nous avons vue au-delà du Perte à Bovay. Une seule

arête, formée de malm recouvert par les couches rouges et les schistes éocènes, repose sur le flysch dont les couches s'enfoncent, avec un plongement un peu plus fort, au-dessous du massif calcaire, sans que les couches à *Mytilus* soient visibles entre deux (prof. 3). Il est donc évident que le chevauchement synclinal du Rocher de la Raye s'est substitué sur une certaine longueur au chevauchement anticlinal de la chaîne, en laissant voir sur ce point même la voûte originelle sensiblement modifiée.

L'arête peu accidentée qui se prolonge depuis les Erpilles jusqu'aux Siernes Piquats, par la Montagne aux Manges, ne laisse voir que du malm reposant sur le flysch; celui-ci couvre les deux flancs de la montagne et arrive presque au niveau de l'arête.

Entre l'arête du Rocher de la Raye et celle des Tours de Dorenaz, s'étend la *vallée de Vert-Champ*, entièrement formée par le flysch. Sa structure est expliquée par les profils 2 et 3. Le thalweg ne coïncide pas avec la synclinale qui est rejetée sur le flanc sud de la vallée et en partie masquée par les couches du malm. Le petit ruisseau qui arrose cette vallée coule d'habitude sur la limite du néocomien et des couches rouges.

Le *Mont Laitmaire*, qui ferme obliquement la vallée de Château-d'Œx, se relie à l'arête de la Montagne aux Manges, car les couches sont en correspondance parfaite des deux côtés de la cluse traversée par le ruisseau des Siernes-Piquats.

Toutes les couches du Mont Laitmaire sont affectées d'un chevauchement analogue à celui que nous avons rencontré dans l'arête du Rocher de la Raye, avec cette différence que les couches à *Mytilus* et celles du malm sont très peu redressées au lieu d'être verticales. Au sommet même de la montagne, elles reposent presque horizontalement sur le flysch du col du Mont (profil 5).

La grande étendue que présente le malm sur le versant sud-est du Mont Laitmaire s'explique facilement par le fait que deux cours d'eau, le ruisseau des Siernes-Piquats et la Sarine, ont enlevé la plus grande partie des terrains éocènes et crétacés qui le recouvriraient.

Au sommet de la montagne, à l'endroit marqué *les Plats* sur la carte, les couches presque horizontales du malm paraissent s'être affaissées sur le flysch, car on voit tout près de là, dans un petit vallon où se trouve le chalet de la Laitmaire, les grès à *Zamites* du bathonien toucher au calcaire compact du malm qui présente une surface de glissement bien visible.

Près de la Grand'Combe, dans les escarpements faisant face à Château-d'Œx, les couches à *Mytilus* reposent directement sur le flysch, mais on voit bientôt apparaître entre deux une bande de calcaire du malm, auquel s'ajoutent, plus bas, près du Paquier-Simond, les couches rouges du crétacé supérieur qui plongent sous la montagne. Ici les couches ne sont plus chevau-chées comme au sommet, elles semblent au contraire former une voûte couchée, ce qui ressort du profil 5 et des deux petits profils 5 *a* et *b*, dirigés transversalement au premier. Cette disposition en voûte couchée se laisse voir, pas très nettement il est vrai, sur la route de Rougemont, entre les Granges et les Borsalets. Près des Granges, un peu en dessous de la route, les bancs renversés du malm affleurent par dessus les couches rouges et le flysch ; les couches à *Mytilus* ne sont pas visibles, mais les couches bréchiformes qui en forment d'habitude la base se montrent un peu plus loin. Après une nouvelle lacune, on observe le retour des couches à *Mytilus*, auxquelles succède, près du Borsalet, le calcaire fétide du malm, traversé de veines spathiques qui prouvent que la roche a subi une dislocation très énergique.

Si j'indique sur ce point la présence du bathonien, bien qu'il ne soit pas visible, c'est qu'il se montre un peu plus bas, sur le chemin de Gérignoz qui entame les mêmes terrains. Il est représenté par les lits de charbon et les couches à fossiles triturés qui reposent sur le calcaire bréchiforme dont il a été question plus haut. Au dessus vient le calcaire fétide du malm qui forme le *Rocher-à-chien*. Les assises supérieures des couches à *Mytilus* font défaut, mais leur absence est très compréhensible, si l'on examine le contact du malm avec les couches à *Mytilus*, contact mécanique et dû à un glissement très manifeste.

C'est probablement sur ce point que recommence le chevau-chement anticinal qui semble exister de nouveau dans les *rochers de la Braye*.

Le *col de la Sierne au Cuir*, qui sépare la Laitmaire de la chaîne de Cray, ne présente rien d'extraordinaire ; il correspond exactement à la synclinale de la vallée de Vert-Champ et, comme celui-ci, il est occupé par du flysch dans lequel on remarque surtout un banc très puissant de *poudingue de la Mocausa* (prof. 5).

Les rochers de la Braye, qui bordent au sud-est la vallée de Château-d'Œx, se rattachent à la Laitmaire par les couches du

Pont de Gérignoz. Ils forment une zone rocheuse, coupée à pic du côté de Château-d'Œx, dont la ligne de faîte fait un angle bien marqué avec la direction des couches. Je ne crois pas qu'il faille attribuer ce changement de direction à une déviation de l'axe de la chaîne ; j'y vois plutôt un effet de l'érosion, car la Sarine, en coupant obliquement l'arête chevauchée, en a enlevé une sensible partie. Si l'on recompose par la pensée toute la masse du terrain enlevé, on verra qu'elle suffit pour combler entièrement l'angle rentrant que les couches de la Laitmaire font avec les rochers du Ramaclé et de la Braye. Ceux-ci se trouvent dans un état de bouleversement indescriptible. Il n'y a plus moyen d'y reconnaître aucun niveau, ni de fixer la position exacte des couches dont le plongement varie de la verticale à l'horizontale. Le malm y est en contact, soit avec le flysch, soit avec le crétacé supérieur, de sorte qu'il est difficile d'indiquer un peu sûrement la structure de ces rochers (prof. 6 et 7).

Mais au milieu de ce dédale s'opère bientôt un grand changement dont le dénouement ne se laisse voir qu'à l'extrémité occidentale de la paroi rocheuse, entre Sur-le-Grin et les Moulins. Au lieu d'une arête chevauchée, résultant d'une voûte disjointe, on voit *deux voûtes écrasées*, à jambages presque parallèles, dont l'existence est accusée par la présence du crétacé supérieur et du flysch pincés dans le pli synclinal de Videcombaz qui sépare les deux voûtes (prof. 8, pl. III).

La synclinale, fortement érodée, qui s'étend entre la chaîne de Cray et les rochers de la Braye, forme la *vallée de Château-d'Œx*. Elle est singulièrement plus large que le col de la Sierne au Cuir et la vallée de Vert-Champ qui en sont la continuation directe. Il faut en attribuer la cause à l'érosion qui a été très intense dans la vallée de Château-d'Œx et au fait que le chevauchement des rochers de la Braye tend de plus en plus à être remplacé par un *plissement multiple*, comme je l'ai démontré ci-dessus. Le flysch a été presque entièrement enlevé ou recouvert par des dépôts postérieurs ; il montre cependant quelque importance sur le flanc nord de la vallée.

La vallée de Château-d'Œx est remarquable par les nombreux replis très aigus, sortes de *Klippen*, que le crétacé supérieur forme au fond de la synclinale. Ces replis ne paraissent pas atteindre les couches du malm. Ils ne sont visibles que

grâce à l'ablation du flysch qui comble l'espace compris entre chacun d'eux.

J'ai pu distinguer plusieurs séries de ces affleurements de crétacé supérieur. Ils forment tantôt de petites arêtes qu'on peut poursuivre sur une certaine longueur, tantôt des affleurements isolés qui s'alignent cependant toujours parallèlement à la direction de la vallée ; ceci permet de reconnaître ceux qui appartiennent au même pli (prof. 7). Ce sont :

Le *pli de la Dent* se poursuit sur le flanc de la chaîne de Cray, depuis les Chargiaux jusqu'à Rouge-Pierre, près de la Chaudanne. Il forme au-dessus de Château-d'Œx une petite arête, nommée *la Dent* (1240^m), dont les couches verticales semblent sortir du flysch qui les sépare des pentes de la Vausseresse et qui affleure plus bas, près de Bettens. Il détermine, sur le flanc de la chaîne, entre le torrent des Mérils et Rouge-Pierre, le replat des Chenolettes qui s'abaisse lentement pour former un petit plateau près de Rouge-Pierre. Je n'ai pu constater l'existence de ce repli de l'autre côté de la Sarine ; il se peut qu'il y soit recouvert par le flysch puissamment développé dans cette partie de la vallée de Château-d'Œx.

Le *pli du Château-Cottier* n'est pas moins remarquable. On y voit les couches rouges et les couches grises du crétacé supérieur se redresser verticalement pour former un rocher escarpé au pied duquel coule la Sarine. De gros bancs de grès compact du flysch affleurent dans le lit même de cette rivière et s'appuient contre les couches crétacées. Ce repli forme plus loin le rocher isolé sur lequel est située l'église de Château-d'Œx. Un petit affleurement de couches rouges, mis à nu près du Clot par le ruisseau de la Lévratz, est situé sur le prolongement des collines de l'église et du Château-Cottier ; il appartient donc à ce même pli.

A peu de distance du rocher de l'église, les couches du crétacé supérieur se montrent de nouveau à la surface du sol sur le petit plateau des *Riaux*, sans y faire aucune saillie. Elles forment de petits affleurements entourés de flysch. La grande proximité de ces deux gisements pourrait faire croire qu'ils appartiennent au même repli ; mais il me paraît certain que la dépression qui les sépare est occupée par le flysch ; je n'ai pu constater d'affleurement, mais il se trahit par l'abondante source de la Brigolière, jaillissant à l'endroit même où il doit exister.

Un quatrième repli des couches rouges se voit près du *Pont-*

Turrian, au pied des rochers de la Braye. Elles forment un petit escarpement le long de la rive gauche de la Sarine, tandis que la rive droite est bordée par les bancs du poudingue de la Mocausa.

Deux autres affleurements, alignés sur celui du Pont-Turrian, se trouvent, l'un sur le plateau des Granges-d'Œx, près des *Crêts*, l'autre près des *Chablos*, où il a été mis à découvert en dessous de l'erratique par la route de l'Etivaz. Un autre repli du crétacé, faisant suite à ces derniers, se voit sur les deux côtés du ruisseau de la Tourneresse, près des *Coullayes*. Il est séparé par un lambeau de flysch des couches rouges qui s'adossent contre la voûte des *Teises-Jœurs*. Ce repli disparaît sous le flysch près des Grands-Villards. L'alignement bien visible de tous ces affleurements, depuis le Pont-Turrian jusqu'aux Grands-Villars, montre qu'ils appartiennent tous au même repli qui se continue sous le flysch et l'erratique (prof. 8).

Le plateau des *Teises-Jœurs* et les *Monts-Chevreuils* forment à l'ouest de la Tourneresse la continuation de la chaîne des *Gastlosen* qui ne mérite plus ce nom, car les arêtes déchirées et sauvages ont fait place à des monts arrondis et couverts de pâturages. Ce curieux changement se lie à la formation des deux voûtes qui terminent les rochers de la Braye. L'existence de ce double pli peut être facilement constatée sur la route qui traverse la gorge du Pissot. La voûte du nord se voit distinctement sur le flanc occidental de la gorge, où le calcaire jurassique forme une voûte régulière, supportant une grande épaisseur de crétacé supérieur, qui forme la majeure partie du plateau incliné des *Teises-Jœurs*. On trouve près de Rodovanel, au dessus des bancs crétacés, un petit mamelon de flysch, tout à fait isolé des autres dépôts de même âge qui entourent les couches rouges.

La disposition des couches devient un peu plus irrégulière vers le haut de l'arête des *Monts-Chevreuils*, entre ceux-ci et les *Tésailles*. Les bancs du crétacé supérieur y sont très tourmentés et forment une série de replis séparés par du flysch et identiques aux *Klippen* de la vallée de Château-d'Œx. La seconde voûte de Videcombaz, entièrement formée par le crétacé, semble se perdre dans ce dédale de replis, car on ne peut plus la distinguer à l'ouest de la gorge du Pissot (prof. 9).

La plupart de ces affleurements de crétacé percent verticale-

ment les dépôts éocènes. C'est en particulier le cas pour celui qui forme la pointe de la *Chuantze*. Celle-ci est située au sommet d'une voûte de malm qu'on peut voir aussi bien dans la vallée de l'Hongrin que dans la gorge du Pissot (prof. 9). Cette voûte disparaît complètement sous le flysch qui couvre la région de *derrière la Pierre*, sur la rive gauche de l'Hongrin. Elle se poursuit cependant sans interruption sous ce terrain, car on voit surgir d'en dessous le flysch, à quelques kilomètres plus à l'ouest et sur le prolongement de l'axe de la chaîne, une nouvelle voûte calcaire très régulière, couverte d'un épais manteau de crétacé, qui s'élève majestueusement pour constituer la haute arête des *Tours d'Aï*, en dehors des limites de la carte (prof. 11).

Deux montagnes entièrement formées de flysch, le *Hundsrück* et le *Rodomont*, remplissent le fond de bateau qui sépare la chaîne des *Gastlosen* de celle du *Rubli*. Cette zone de flysch s'abaisse et se rétrécit, en avançant au sud-ouest, pour former au pied du Rocher-du-Midi le plateau accidenté de la *Braye*, dont la suite directe, au-delà de la *Tourneresse*, n'est pas facile à établir.

En général, les couches s'appuient en concordance de stratification sur les bancs de crétacé qui revêtent le flanc sud de la chaîne des *Gastlosen*. La faible consistance des couches marneuses de la base du flysch a permis à l'érosion de creuser, au pied de l'arête calcaire de cette chaîne, les deux vallées longitudinales de la *Manche* et d'*Abläntschen*, arrosées par des cours d'eau qui coulent en sens contraire. Un troisième cours d'eau, le *Griesbach*, ou ruisseau des *Fénils*, prend naissance à l'origine de ces vallées et coule parallèlement au ruisseau de la *Manche*, en contournant la puissante masse de flysch du *Rodomont*. Les sources de ces trois petits cours d'eau ont creusé de profonds ravins dans le flysch qui borde l'arête calcaire des *Gastlosen*; elles l'ont découpé en *frêtes* qui s'appuient contre l'arête calcaire et qui en sont séparées par de petites dépressions permettant de passer d'un ravin à l'autre (prof. 1).

Le *Rodomont* trahit la présence du flysch par ses formes arrondies. Il est formé des mêmes couches que la montagne plus élevée du *Hundsrück* dont il n'est séparé que par le cours supérieur du ruisseau des *Fénils*. Dans la vallée de la *Manche* les couches plongent au sud-est avec une inclinaison variable,

ne dépassant guère 45°; elles plongent en sens contraire au nord-ouest dans celle des Fénils. Le Rodomont occupe ainsi la place d'une *synclinale* (prof. 2 et 3). Il montre à quelle puissance le flysch de cette zone peut atteindre. Des replis intérieurs en augmentent peut-être l'épaisseur, mais ils ne se trahissent pas à l'extérieur. Au débouché de la vallée des Fénils dans celle de la Sarine, on voit très nettement le flysch se superposer au crétacé supérieur qui forme la partie N-W de la petite arête du *Vanel*. Non loin de là se trouve l'affleurement de *variolite* verte et rouge décrit dans la première partie de ce travail.

Le flysch du Rodomont forme, au-delà de la Sarine qui le coupe obliquement, la colline de Raveyres adossée au pied du Rubli et celle des Montiaux sur le plateau de la Braye. Une zone de couches rouges sépare ces collines de flysch de la zone du Hornfluhgestein du pied du Rubli; elle peut se poursuivre depuis le *Vanel* jusqu'au Rodosex; l'arête du *Vanel*, les pointes de la Côte aux Rayes, de la Yacca et de Cananéen appartiennent à cette zone.

Comme la zone de flysch du Rodomont, celle de Hornfluhgestein se rétrécit à l'approche du plateau de la Braye; elle se termine au pied du Rocher du Midi par une roche bréchiforme vacuolaire qui ne diffère en rien de la corgneule. Des rochers calcaires (malm), se rattachant au Rodosex, la séparent d'une nouvelle bande de corgneule et de flysch.

Le ravin de la Gérine fait voir un intéressant repli des couches du flysch qui forment une anticlinale très nette entre Gérignoz et la scierie des Paccots. La faible puissance des terrains éocènes de cette région s'explique aisément par le fait que la Sarine y a exercé une action érosive très intense.

La confusion est grande au-delà de la Tourneresse. Il est probable que le flysch qui forme la région voisine de celle des Tésailles fait suite à celui du plateau de la Braye et de Sur-le-Grin. Les grands dépôts de corgneule et de gypse qui l'accompagnent aux Charbonnières et à la *Pierre du Moëllé* en feraient aussi partie (profils 10 et 11).

La région comprise entre l'Hongrin et le Sépey est très compliquée. La voûte déjetée du *Mont-d'Or* s'appuie sur la corgneule et le gypse; ce dernier couvre avec le flysch la voûte calcaire qui forme plus loin les Tours d'Aï; il peut se poursuivre depuis la Pierre du Moëllé jusque près des Anteines, où les dépôts erratiques et les éboulis couvrent le sol. Le gypse paraît

toutefois se poursuivre jusqu'à l'Hongrin, où de grandes sources, jaillissant près des Anteinettes, trahissent des passages souterrains très fréquents dans le gypse.

Quant à l'affleurement calcaire de la Pierre du Moëllé, il est assez analogue aux *Klippen* et paraît dû à un bouleversement des couches du malm au milieu du flysch.

Le flysch forme encore le plateau de Veyge et de Leysin, entre les Tours d'Aï et la Grande-Eau. Il y est entrecoupé par de nombreux affleurements de calcaire jurassique (profil 12).

CHAPITRE XIII

Chaînes du Rubli et de la Gummfluh.

Ces deux arêtes, les plus élevées de notre région, semblent se relier à deux chaînes non moins sauvages et déchirées des Alpes bernoises, celles du *Niederhorn* et des *Spielgärten*, qui correspondent, la première à l'arête du Rubli, la seconde à celle de la Gummfluh. Leur situation et les terrains qui les constituent établissent un rapport intime entre ces deux régions montagneuses séparées par les deux larges vallées transversales de la Sarine et de la Simmen.

La structure de ces deux chaînes est excessivement compliquée ; les dislocations y sont si nombreuses et si étranges, qu'après avoir consacré plus de dix jours à les étudier, je me trouve encore en présence de plus d'une question difficile à résoudre.

Entre l'arête du Rubli et celle de la Gummfluh s'étend la singulière zone de *brèche de la Hornfluh* dont une bande affleure déjà au pied nord du Rubli.

Chaîne du Rubli. Elle est coupée en trois parties. La première, l'arête de la Dorffluh, s'étend de Gessenay au ruisseau de Rubloz. Le tronçon du milieu, le plus élevé, porte trois sommets, le *Rubli*, le *Rocher à Pointes* et le *Rocher plat*, séparés, les deux premiers par le *Creux d'Entre-deux-Sex*, les deux derniers par le *Creux du Pralet*. Le troisième tronçon s'élève au delà du ravin de la Gérine et forme le *Rocher du Midi* dont la partie orientale, la plus basse, porte le nom de *Rocher de la Siaz*.

Les bancs jurassiques de la Dorffluh sont presque verticaux. Depuis le Rubli jusqu'au Rocher Plat, ils se présentent sous forme d'une voûte déjetée au sud ; le noyau de cette voûte est

occupé par les couches à *Mytilus*, dont une série seulement est visible, celle du jambage nord. Le retour de ces couches a sans doute été oblitéré sur toute leur longueur par un glissement accompagné d'un étranglement, car on n'en retrouve aucune trace. Les bancs qui forment la base des couches à *Mytilus* reposent sur le malm du jambage sud fortement déjeté et plongeant presque parallèlement à celui du nord. Ce contact extraordinaire est si constant que pendant longtemps je crus les couches du jambage sud plus anciennes que celles du bathonien; mais l'identité des bancs qui affleurent sur les deux flancs de la chaîne et l'apparence tout à fait mécanique de ce contact m'ont fait revenir de l'erreur dans laquelle j'étais tombé. Cette oblitération d'une partie des couches à *Mytilus* est la conséquence du déjetement de la voûte. La forte pression que le jambage nord a exercée sur le jambage sud a produit un écrasement des couches plus marneuses du bathonien qui formait le noyau de cette voûte. Il y a même lieu d'admettre que le jambage nord a dépassé, par places, le jambage sud. A Entre-deux-Sex, au pied du sommet du Rubli, on voit les couches à *Mytilus*, surmontées par le massif du malm, s'amincir de plus en plus; la couche supérieure à *Modiola* a même été entièrement laminée sur une certaine longueur.

Le *Rocher à Pointes* présente des dislocations plus extraordinaires encore. Il forme une arête étroite entre le Creux du Pralet et le ravin d'Entre-deux-Sex. Il porte trois sommets ou pointes qui lui ont valu son nom et qui sont déterminés par la présence des couches à *Mytilus*. Le sommet le plus septentrional est formé par les bancs fortement inclinés du malm. Un couloir étroit, où affleurent les couches plus marneuses du bathonien (niveau A), sépare cette pointe de celle du milieu; celle-ci est formée par une assise de calcaire qui sépare la zone A des couches à *Mytilus* du niveau fossile B. Ce dernier affleure, avec toute la série descendante des couches à *Mytilus*, au pied de cette pointe, dans deux couloirs qui descendent, l'un dans le Creux du Pralet, l'autre dans le Creux d'Entre-deux-Sex; les couches du bathonien isolent ainsi la troisième pointe, la plus élevée, qui domine la Videman. La structure de ce sommet est des plus remarquables. Un profil au $1/5000$ ne pouvant la représenter avec assez de netteté, j'en ai pris un croquis exact, reproduit pl. IV, fig. 15 (profil 4).

A l'extrémité supérieure des deux couloirs qui se rencontrent

sur l'arête et séparent la deuxième pointe de la troisième (Rocher Pointu), les couches à *Mytilus* viennent buter contre les bancs de calcaire compact du jambage sud qui forment la base de la troisième pointe et qui se raccordent exactement avec ceux du Rocher Plat. Le sommet du Rocher Pointu offre de nouveau des couches à *Mytilus*, représentées par la couche à grandes *Modiola* (A) que nous avons déjà vue au pied de la première pointe. Le niveau à *Myes* (B) affleure au-dessous d'un banc calcaire épais d'environ 20 mètres. Vient ensuite, dans l'ordre normal, toute la série des couches jusqu'aux lits de grès (E) qui en forment la base et qui reposent sur des bancs calcaires dont la surface de contact est jaunie et couverte par places de petits cristaux de fer oligiste. On voit immédiatement que ces couches ne sont pas en place et que leur position doit être attribuée à un affaissement. En effet, toutes les couches à *Mytilus*, depuis le calcaire qui les supporte jusqu'aux lits qui forment l'extrême pointe du Rocher, ont un plongement très différent de celui des couches qui constituent la base et le flanc nord du Rocher à Pointes. D'abord faiblement inclinées au nord, ces couches deviennent horizontales en arrière de l'escarpement, sur le côté qui fait face au Creux du Pralet. Elles se relèvent même en plongeant au sud ; elles finissent par devenir verticales et s'appuient contre la tranche du massif calcaire qui forme le reste du Rocher Pointu ; la surface de contact est très unie, c'est donc une vraie surface de glissement. Cette disposition, représentée fidèlement par la fig. 15, est facile à reconnaître, grâce à la présence d'une couche charbonneuse qui prend successivement les divers plongements indiqués. On comprend ainsi la manière dont cet affaissement des couches à *Mytilus* a dû se produire.

On retrouve à la *Videmanette*, au pied sud du Rocher à Pointes, les couches à *Mytilus* dans une position des plus étranges. Elles affleurent *en dehors* de la voûte couchée du Rubli et en sont séparées par de la corgneule. Elles buttent au sud contre les bancs bréchiformes du Hornfliuhgestein. Cette bande calcaire se poursuit au sud-ouest du Creux du Pralet, jusqu'vers les chalets de la Videman, où elle s'arrête brusquement. Elle ne se retrouve pas non plus à l'est de la Videmanette. Cet affleurement de bathonien présente des assises semblables à celles du Rocher Pointu ; elles sont placées dans le même ordre et plongent au nord de 70 à 75°. Le niveau A, formé par les couches à *Modiola imbricata*, occupe l'extrémité qui fait

face au Rocher à Pointes. Les assises B et C sont au sud ; la dernière touche au Hornfluhgestein qui forme toute la Videman.

Je ne puis considérer cet affleurement comme de la roche en place ; ce doit être une partie de terrain tombée du Rocher à Pointes et du Rocher Plat, où elle formait sans doute une grande corniche surplombante. Les couches affaissées qui forment le sommet du Rocher Pointu en sont une preuve si concluante que je n'ai plus de doutes à ce sujet. Le professeur B. Studer avait été frappé par la position extraordinaire de ce gisement ; il y vit un certain rapport entre les couches à *Mytilus*, la corgneule et le Hornfluhgestein.

Avec le *Rocher Plat*, la structure de la chaîne du Rubli commence à changer notablement. Les couches compactes renversées du jambage sud constituent à elles seules le sommet de ce rocher ; les couches à *Mytilus* sont refoulées au nord et forment, avec le massif calcaire du jambage nord dont les bancs sont presque verticaux, le *Rocher Pourri* qui est de 300 mètres moins élevé que le Rocher Plat. Au sommet de ce rocher, les couches plongent au nord de 45° environ, ce qui donne à cette montagne une structure *en éventail*, assez apparente.

Les couches à *Mytilus* du Rocher Pourri ne présentent également qu'une seule série. Une faille, pareille à celle du Rocher à Pointes, coupe en deux les couches du bathonien. Cette faille n'a du reste qu'un très faible rejet (prof. 5).

A partir du Rocher Plat, le déjettement de la voûte se renverse peu à peu. Les couches du Rocher de la Siaz, sur la rive gauche de la Gérine, sont encore visiblement déjetées au sud ; mais à mesure qu'on s'avance à l'ouest, en suivant le pied méridional de la chaîne, on voit les couches se redresser peu à peu et finir par se déjeter complètement au nord. C'est ce que M. Renevier appelle une *torsion hélicoïde*. Le plongement des bancs du jambage nord se modifie aussi et la voûte vient s'appuyer sur les bancs qui font suite au Rodosex, en donnant l'aspect d'une anticlinale à la petite synclinale qui doit se trouver entre deux.

Les couches du Rocher du Midi sont dépourvues de fossiles, les couches à *Mytilus* n'y affleurent pas ou sont représentées par des lits stériles, peut-être par les alternances marno-calcaires qui forment un grand couloir au-dessus des Montagnettes.

La région comprise entre la chaîne du Rubli et celle de la Gummfluh n'est pas si simple qu'elle le paraît. En admettant

que l'arête de la Gummfluh soit une voûte déjetée au sud (profil 5), il est évident qu'une synclinale, comblée par la brèche éocène de la Hornfluh, doit se trouver entre ces deux chaînes. Mais il n'en est pas tout à fait ainsi. Le sommet arrondi de la Videman, la petite arête qui le relie à la Dorffluh et une partie de celle-ci sont entièrement formés par la brèche calcaire dont les couches plongent ordinairement sous les bancs jurassiques du Rubli. La brèche noire, les grès et les schistes qui l'accompagnent se continuent jusqu'à la pointe de la Tzaô-i-Bots, point le plus élevé de l'arête qui relie le Rocher Plat à la Gummfluh. Tout près de cette pointe, un peu à l'est, on voit affleurer les *couches rouges du crétacé* dans une position presque verticale (prof. 5), preuve évidente que les couches inférieures à l'éocène forment au milieu de la grande synclinale des plissements analogues à ceux du crétacé supérieur de la vallée de Château-d'Œx. Le profond ravin de la Gérine ne révèle rien sur la structure intime de la masse du Hornfluhgestein qui est recouvert par la végétation ou par les éboulis. On doit se borner à constater que la *Tête de la Minaude*, colline boisée qui domine la *Pierreuse*, est le correspondant des rochers de la Tzaô-i-Bots et qu'elle est formée, comme ceux-ci, par de puissants bancs de Hornfluhgestein accompagnés de lits de grès.

Le vallon synclinal, compris entre le Rocher du Midi et l'arête de la Gummfluh et fermé à l'ouest par le *Col de la Base*, est fortement érodé ; l'éocène y a presque totalement disparu ; les assises du Hornfluhgestein ne vont pas au-delà de la Tête de la Minaude. Une bande de grès et de schistes se continue cependant au pied du Rocher du Midi jusqu'au Col de la Base, en formant les pâturages des Montagnettes et du Plan de l'Eythellaz qui sont en partie recouverts par des éboulis. Une petite arête de calcaire (malm) limite très nettement cette zone au sud, en la séparant du Hornfluhgestein qui occupe les pâturages de la Planaz et de la Minaude. Près du *Gor de la Planaz*, source vauclusienne sortant d'une espèce d'étang, se trouve un petit affleurement de *corgneule* dont l'étendue est fort restreinte.

Plusieurs petites arêtes calcaires se montrent encore au pied de la Douvaz et des rochers de Coumattaz ; elles semblent appartenir à des replis du malm. Le bouleversement y est si grand qu'on ne peut en déterminer les formes exactes. Des rochers verticaux, tels que le *Château aux Chamois*, présentent, soit à leur pied, soit à leur sommet, des lambeaux de couches

rouges pincés entre deux bancs massifs, ou collés comme des haillons contre des parois abruptes et dénudées.

Il n'y a pas moins de trois zones de couches rouges dans cette synclinale. L'une, assez régulière, suit exactement le petit vallon qui s'ouvre du côté de la Planaz et va, en se rétrécissant, se terminer près du col de la Base par une étroite cheminée comprise entre les points cotés 1868 et 1895 mètres. Un second lambeau pénètre comme un coin dans le massif de malm qui forme le Château aux Chamois. Un troisième lambeau enfin est pincé entre ce rocher et la paroi vertigineuse de la Douvaz, où il détermine un couloir très rapide. Cette disposition, aussi curieuse qu'embarrassante, montre combien les synclinales, comblées d'habitude par les dépôts éocènes, sont loin d'avoir la structure simple et régulière qu'on est obligé de leur attribuer dans les profils.

Ces zones de couches rouges appartiennent bien au crétacé supérieur ; j'ai pu m'en assurer en examinant au microscope des échantillons provenant des diverses localités citées : les foraminifères n'y manquent nulle part, mais il n'est presque pas une de ces petites carapaces qui ait conservé ses formes normales, tant le bouleversement des couches les a déformées.

Tous ces différents replis, dont les couches rouges nous ont révélé l'existence, devraient se retrouver dans les *Rochers de Coumattaz* qui relient la *Pointe de la Douvaz* au col de la Base. Mais cette arête ne présente aucune trace de couches rouges ; les bancs y plongent tous dans le même sens, de sorte qu'il est impossible d'en reconnaître la structure orographique. Un seul repli y est visible et il est d'autant plus remarquable qu'il est mis en évidence, non par les couches rouges, mais par les *couches à Mytilus*.

Le *col de la Base* est une synclinale des plus évidentes, quoique très étroite. Il est occupé par de la *corgneule*, qui s'adosse au Rocher du Midi, dont les bancs plongent au sud, par des grès du *flysch* superposés à la corgneule et enfin par du *gypse*. Celui-ci occupe le pied des Rochers de Coumattaz dont les couches plongent au Nord, en sens contraire de celles du Rocher du Midi.

Une autre synclinale semble exister entre la Douvaz et les Rochers de Coumattaz, au milieu desquels on voit affleurer les couches à *Mytilus* avec leurs fossiles habituels, *Ceromyces*, *Mytilus laitmairensis*, *Modiola imbricata*, etc. On en est à se de-

mander pourquoi les couches rouges n'existent pas aux Rochers de Coumattaz, bien plus élevés que ceux dont il vient d'être question. On pourrait être induit à attribuer la fréquence de ce terrain dans le dédale de rochers du pied de la Douvaz à des effondrements de masses rocheuses qui se seraient détachées de la paroi de cette sommité, après l'enlèvement des dépôts éocènes qui les soutenaient. Mais les dimensions énormes de ces masses calcaires et la présence des couches rouges près de la Tzaô-i-bots, à une altitude de 2000 mètres, prouve plutôt l'existence de replis et d'autres dislocations dans la grande synclinale qui sépare la Gummfluh du Rubli (voir les profils 5, 6, 7 et 8).

L'arête de la Gummfluh chemine presque parallèlement à celle du Rubli; elle s'en rapproche toutefois à son extrémité occidentale. Elle est formée par une voûte, constamment déjetée au sud, qui s'appuie sur les puissants dépôts éocènes du flysch de la zone du Niesen. Le terrain constitutif de cette haute arête est un épais massif de calcaire compact que j'attribue au malm. Au Wildenboden, extrémité orientale de la chaîne, on ne voit affleurer aucun autre terrain que le malm; mais on peut déjà observer, vers le haut du grand dévaloir qui contient le cône d'éboulement de Comborsin, les bancs de couleur foncée du dogger qui se continuent sans interruption sur le flanc sud de la chaîne et qui affleurent entre les massifs calcaires des deux jambages de la voûte. Le flanc nord de cette chaîne, tourné du côté de Comborsin et de la Pierreuse, ne présente rien d'extraordinaire; des bancs presque verticaux y forment des escarpements vertigineux tels que ceux de la Gummfluh, du Biollet et de la Douve. Cette arête serait infranchissable, si de profondes entailles n'y avaient tracé quelques passages. Ce sont : le grand couloir de *Comborsin*, déjà cité, qui descend entre la Pointe de la Combe et le Wildenboden; la *Grand'Combe*, comprise entre la Pointe de la Combe et la Gummfluh, qui est elle-même séparée du Brecaca par le Grand-Creux; enfin la pittoresque *Potze-di-Gaulés* (poche des dévaloirs), qui s'ouvre entre la Brecaca et la Pointe du Biollet. Celle-ci est séparée de l'arête étroite et découpée de la Douvaz par une cheminée presque impraticable qui débouche sur le cône d'éboulement de la Planaz.

Le dogger est visible au pied de la Gummfluh et du Biollet; il supporte le massif calcaire du malm, régulièrement superposé.

A trente mètres environ au-dessous de l'arête du Grand-Creux, sur le flanc méridional de la chaîne, on voit affleurer, près du contact du malm avec le dogger, un dépôt ferrugineux qui remplit les fentes de la roche voisine. Ce dépôt rappelle le *sidérolithique* du Jura, mais il en diffère par l'absence complète de grains pisolithiques. Le bolus jaune, qui en constitue la majeure partie, contient de nombreux rognons ferrugineux. Le calcaire jurassique a été corrodé et coloré en jaune-rouille à son contact avec ce terrain. Il n'est pas possible d'émettre aucune opinion sur l'âge de cette formation; c'est pour cette raison qu'il n'en a pas été fait mention dans la partie stratigraphique de ces études.

Le jambage sud de la voûte déjetée ne repose pas toujours directement sur le flysch. Une assise de corgneule l'en sépare d'habitude. Cette roche affleure en dessus du Petit-Jable et se continue jusqu'à la Dierdaz, où elle est accompagnée de gypse. L'arête calcaire elle-même va se rattacher aux Rochers de Coumattaz et se termine, ainsi que le Rocher du Midi, dans la gorge de la Tourneresse.

Il est remarquable de voir ces deux chaînes élevées s'arrêter ainsi brusquement. On chercherait en vain leur continuation exacte au-delà de la Tourneresse. Rien n'y indique leur présence. Un affleurement calcaire, formant une véritable *Klippe*, s'étend depuis la Tourneresse jusqu'aux Tésailles et disparaît sous le flysch. On pourrait peut-être le rattacher à l'une ou l'autre de ces deux chaînes, mais on en est réduit à se borner à cette supposition. Aussi le profil 9 est-il, pour cette région, un peu théorique, si ce n'est dans la partie N-W, celle des Monts-Chevreuils.

Une zone de *gypse*, qui semble se relier à celle de l'Etivaz, apparaît au sud de l'affleurement calcaire des Tésailles; elle se continue jusqu'au *Grand-Paquier*, où se montre une nouvelle Klippe de calcaire jurassique placée exactement sur le prolongement du Mont-d'Or qui s'élève au-delà de l'Hongrin. Les *entonnoirs* dus à des effondrements de cavernes d'érosion sont très fréquents dans cette zone de gypse (fig. 3, Pl. V).

Il n'est pas possible de préciser si l'arête du *Mont-d'Or* correspond au Rocher du Midi ou à la chaîne de la Gummfluh. D'après sa nature, le terrain qui la compose est plutôt voisin de celui du Rocher du Midi. Ce sont, du haut en bas, des assises calcaires sans fossiles, rarement interrompues par des couches

marneuses tout aussi stériles. Toutes les couches plongent au sud, dans le même sens. On est cependant en droit d'affirmer que cette arête est formée par une voûte écrasée et déjetée du côté nord qui se montre au-dessus des Anteines, où les bancs du jambage nord sont verticaux, tandis que ceux du jambage opposé plongent au sud. Il n'est guère besoin de rappeler que les couches du Mont-d'Or s'appuient au nord sur la corgneule et le gypse des Charbonnières et de la Pierre-du-Moëllé.

CHAPITRE XIV

Col des Mosses. Chaines du flysch de la région du Niesen.

La dépression du *col des Mosses* s'étend au sud de l'arête du Mont-d'Or; elle est bornée au sud par la haute chaîne de Chaussy entièrement composée de flysch. Elle doit son existence à la nature essentiellement marneuse des assises de la base du flysch. Le gypse de la Lécherette y a sans doute contribué pour une bonne part.

Le flanc nord du col des Mosses est borné par l'arête calcaire du Mont-d'Or, sur laquelle s'appuie une épaisse assise de corgneule et de dolomie, et probablement aussi de gypse, quoique je n'aie pu constater sa présence que par deux sources sulfureuses qui sortent du flysch, l'une en dessus du Sépey, l'autre près de la Comballaz, et par les nombreux entonnoirs et lagots qui bordent le pied de la chaîne depuis le Larzay jusqu'à la Sonnaz.

La feuille XVII de la carte géologique suisse indique un grand affleurement de gypse près de la Cergne, sur le flanc nord du col des Mosses. J'ai passé à plusieurs reprises sur la place indiquée sans y trouver autre chose que du flysch et des dépôts glaciaires.

La région qui s'étend entre les chaînes du Mont-d'Or et de la Gummfluh d'une part, et le massif de l'Oldenhorn d'autre part, doit son cachet particulier au *grès ou conglomérat du Niesen*, dont les énormes assises constituent des chaînes découpées qui ne le cèdent en rien, pour l'altitude et le pittoresque, aux chaînes calcaires du Rubli et de la Gummfluh.

Au pied de la Gummfluh, les couches du flysch plongent au sud; elles plongent en sens contraire au pied de l'Oldenhorn.

Toute cette région a donc l'apparence d'un vaste *fond de bateau*. Sa structure ne doit pas être cependant aussi simple que le plongement des couches pourrait le faire supposer. Les assises marneuses de la base du flysch sont souvent totalement chiffonnées, surtout dans le voisinage des chaînes calcaires. La petite arête qui domine le Gros-Jable et relie le Wytenberghorn (ou Grand-Meyel) à la Gummfluh, en montre un exemple intéressant. Les couches y sont repliées plusieurs fois sur elles-mêmes, avant de prendre leur plongement habituel (prof. 5)¹. Il est probable que tout l'intérieur de cette masse de flysch, en apparence si simple, a subi de grands bouleversements qui se sont surtout accusés par des contournements dans les assises marneuses, sans changer sensiblement la position des lits compacts dont le plongement est en général assez uniforme. Comment le refoulement des couches marneuses s'est-il manifesté dans les assises compactes ? Je ne puis le dire avec certitude ; mais tout fait supposer que des dislocations, semblables aux *chevauchements* de la chaîne des Gastlosen, se sont produites au milieu du flysch. La grande ressemblance des couches et l'identité du plongement ne permettent pas de les reconnaître.

La région du flysch du Niesen étant située presque entièrement en dehors des limites de notre carte, je me bornerai à décrire la partie comprise entre la Gummfluh et le col du Pillon.

Cette zone présente plusieurs chaînes. Celle de *Chaussy* s'élève entre le col des Mosses et celui du Pillon. L'arête de la *Palette du Mont* se relie à la chaîne de l'*Arnenhorn*. Entre deux se trouve l'arête des *Arpilles*. Ces chaînes ne sont pas le résultat de plissements visibles à l'extérieur ; comme toutes les chaînes de la région du Niesen, elles paraissent dues aux effets de l'érosion, et sont, pour cette cause, disposées sans ordre et sans lois. Seule la chaîne de *Chaussy* semble prendre la forme d'une voûte, mais ce n'est qu'une apparence, et les plis qu'elle présente sont trop irréguliers pour qu'on puisse en tirer des conclusions certaines. Un fait digne d'être noté, c'est qu'on trouve parfois au milieu du flysch des affleurements de terrains plus anciens (dogger, lias), qui sont peut-être plus fréquents qu'on

¹ On peut voir depuis la Gummfluh un repli très remarquable sur la paroi de la Doggelisfluh. Il forme un grand lacet entièrement couché.

ne le pense. La superposition du flysch au toarcien du col du Pillon n'est pas non plus sans signification. Tout semble prouver qu'il y a eu dans l'intérieur du flysch des bouleversements nombreux, que l'uniformité de ce terrain nous voilera peut-être toujours.

Chaîne de Chaussy. C'est la plus élevée de cette région. Son point culminant, le *Tarent*, atteint 2551 mètres et dépasse ainsi tous les sommets calcaires. Sa structure paraît assez confuse. Située à l'endroit où la zone de flysch se rétrécit considérablement, cette chaîne paraît avoir subi l'influence de pressions venant de divers côtés. Vues de loin, les couches de l'arête de Chaussy semblent plonger à l'est, dans la direction même de la chaîne. En réalité il n'en est pas ainsi. Si l'on monte dans un des nombreux ravins qui découpent le flanc nord de la montagne, on peut constater que les bancs s'élèvent jusqu'au sommet en formant une sorte de voûte irrégulière, et que la plus grande inclinaison des couches correspond au nord-est. C'est ce qu'on peut constater avec facilité dans le vallon de *Lioson*. D'énormes assises de conglomérat polygénique renfermant de grands blocs calcaires forment le revêtement extérieur du flanc nord et reposent sur des lits marno-schisteux riches en fucoïdes. Ces bancs compacts, qui présentent leur tranche sur la paroi orientale du vallon, s'élèvent jusqu'à l'arête principale et y forment la *Pointe de Châtillon* (Homme de Praz-Cornet). Une nouvelle série de couches schisteuses se superpose aux bancs compacts et déterminent le ravin de la *Vaux de Praz-Cornet*; une puissante assise de grès et de conglomérat succède à ces schistes et forme la pointe escarpée du *Tarent*. La paroi abrupte qui ferme à l'est le vallon de la Vaux de Praz-Cornet laisse voir de curieux contournements dans les couches compactes, qui correspondent aux replis en zig-zag des couches plaquées inférieures. Le croquis, fig. 1, pl. V, pris sur place, les représente assez fidèlement.

L'arête qui relie la pointe de Châtillon au col de Praz-Cornet est très étroite. Des bancs, pas très épais, de conglomérat et de grès y alternent avec des feuillets marneux. L'érosion atmosphérique leur a donné des formes bizarres. D'énormes blocs de conglomérat, taillés dans l'arête, sont restés en place et ne sont soutenus que par un socle étroit de couches schisteuses, que le

temps ronge peu à peu. Ces colonnes informes, simulant des hommes, ne sont pas rares sur cette portion de l'arête et lui ont valu son nom (*Homme de Praz-Cornet*). La fig. 2, pl. V, en représente les plus curieuses.

A l'est du Tarent, une nouvelle assise de schistes a déterminé la formation de deux ravins, rapides et étroits, qui descendant de chaque côté de la chaîne. La *Pointe de la Paraz*, nommée aussi *Tornette*, est formée par de gros bancs de grès et de conglomérat, auxquels succèdent à l'est des assises marneuses et schisteuses, qui provoquent un abaissement de l'arête jusqu'au col de la Grande-Arpille. Près de ce col se dresse la *Cape-au-Moine*, sommité abrupte, découpée dans les schistes marneux, les grès et les conglomérats. Vue de l'Etivaz, cette montagne simule un moine assis sur un rocher. Son sommet présente deux dents accessibles dont la plateforme terminale mesure à peine quelques mètres de largeur. On remarque distinctement, sur la face occidentale de la Cape-au-Moine, un repli des couches schisteuses qui en forment la base.

Une arête, formée de conglomérat, relie la Cape-au-Moine à l'Arnenhorn; de gros blocs amoncelés en bordent le pied et descendant jusque dans les pâturages de Saziémaz.

La *Palette-du-Mont* domine le col du Pillon; ses bancs de conglomérat reposent sur la corgneule, le gypse et le lias (voir chapitre V); ils plongent au N-NE, comme ceux du Studelhorn, situé plus à l'est.

L'arête qui va de la Palette-du-Mont au pied de la Gumm-fluh ne présente pas de synclinale très apparente. Les couches y plongent d'abord au N-NE, puis à l'est près de Grand-Clé, et enfin au S-E dans l'arête du Grand-Meyel. Le profil 5, qui passe en ligne droite du nord au sud, ne donne donc pas le plongement réel des assises qu'il traverse.



TROISIÈME PARTIE

RECHERCHES SUR LES CAUSES AUXQUELLES LES ALPES DU PAYS-D'ENHAUT
DOIVENT LEUR RELIEF

Dans la partie précédente de ce travail, nous n'avons fait que constater tout ce qui se rapporte à la forme et à la structure des montagnes du Pays-d'Enhaut. Nous avons vu que bon nombre de chaînes paraissent être dues à d'étranges dislocations des couches qui les composent.

Nous allons maintenant rechercher comment et dans quelles conditions les terrains stratifiés, d'abord horizontaux, ont été disloqués et diversement bouleversés, de manière à former les sommets élancés et les arêtes découpées de cette région alpine.

Dans ce but, il sera nécessaire de résumer ici rapidement ce qui a été dit dans la partie orographique. Nous essayerons de rattacher aux faits constatés des considérations théoriques sur le mécanisme probable des dislocations des terrains et de vérifier ces suppositions par des expériences. Il nous sera possible, ainsi, de déduire les lois suivant lesquelles les terrains ont été redressés dans les Alpes.

Il m'a paru intéressant de faire quelques expériences analogues à celles de M. le professeur A. Favre¹ sur la compression des couches d'argile plastique; mais au lieu d'agir sur une seule couche, j'en ai comprimé plusieurs, de consistance et d'épaisseur différentes, et disposées de façon à imiter la série des terrains formant telle ou telle chaîne des Alpes du Pays-d'Enhaut, dont je voulais étudier le mécanisme de formation.

Je consacrerai un dernier chapitre à l'*Hydrographie* du Pays-d'Enhaut en général, en portant une attention plus spéciale sur l'*origine des vallées transversales*, question dont les géologues s'occupent vivement depuis quelques années.

¹ *Arch. des sc. phys. et nat., Bibl. univers.* T. LXII, p. 193. 1878.



A. Mécanisme des dislocations.

CHAPITRE XV.

Action du refoulement.

Le relief des chaînes de montagnes est déterminé par les deux facteurs suivants :

- a) les dislocations ;
- b) l'érosion.

1° *Les chaînes de montagnes sont formées par le plissement (parfois accompagné de rupture) des terrains stratifiés formant la partie superficielle de l'écorce terrestre.*

A cette loi fondamentale s'en ajoute une seconde, basée sur la théorie de Laplace :

2° *La force qui a produit cette action de plissement provient de ce que la masse totale de la terre, d'abord fluide, s'est couverte, par refroidissement, d'une croûte solide et a diminué de volume. Par l'effet de son propre poids, cette croûte solide a dû suivre le mouvement de retrait de la partie interne qui se refroidissait de plus en plus ; il en est résulté un refoulement latéral, agissant dans le sens de la tangente.*

Cette loi, défendue actuellement par les plus illustres géologues, fut déjà soupçonnée, vers la fin du siècle dernier, par de Saussure, cet observateur incomparable qu'on cite à juste titre comme le modèle d'un naturaliste. Si ses idées avaient été suffisamment appréciées, bien des théories absurdes sur l'origine du soulèvement des montagnes n'auraient pas vu le jour.

Je ne puis discuter ici la valeur des anciennes théories sur le soulèvement¹ des montagnes. Je n'essaierai pas même de démontrer pourquoi la loi énoncée ci-dessus donne la seule et vraie explication de l'origine des montagnes. Les beaux travaux de MM. A. Favre, Suess, Heim, etc., ont suffisamment prouvé que cette loi n'est plus une hypothèse, ni une théorie, mais un

¹ On ne devrait plus, en réalité, parler du *soulèvement* des montagnes, mais ce terme est si commode qu'on ne saurait guère s'en passer. Puisque l'idée juste de ce qu'il signifie est comprise, pourquoi le rejeter ? Ne dit-on pas « le soleil se lève, » sachant bien qu'il est immobile !

fait indiscutable. M. Heim¹ n'a-t-il pas calculé que par le plissement des Alpes centrales, le méridien qui traverse ces montagnes a dû diminuer de 120,000^m environ, soit 0,003 de sa longueur totale ! Cette approximation n'atteint pas à la réalité, car la longueur des couches plissées par le refoulement latéral est toujours inférieure à la longueur réelle des couches primitive-ment horizontales, à cause de la *plasticité relative* des terrains, facteur dont on ne peut tenir compte d'une manière certaine.

Dans la région alpine qui nous occupe, le refoulement latéral et horizontal est la seule cause de toutes les dislocations qui y jouent un rôle orographique important. A part quelques effondrements dans les terrains gypseux, il n'y existe qu'un petit nombre de dislocations isolées, qui, sans avoir été produites directement par le refoulement latéral, en sont cependant une conséquence. Partout ailleurs, ce n'est que par une pression latérale excessive que les terrains ont été déplacés de leur position horizontale, pour prendre l'aspect bouleversé qu'ils ont actuellement. Toutes ces voûtes, tantôt régulières, tantôt écrasées et déjetées, ces failles, ces chevauchements si remarquables que nous a révélés l'étude orographique du Pays-d'Enhaut, sont dus à cette seule force du refoulement qui résulte elle-même de la contraction de la terre.

La force étant donnée, nous allons essayer de trouver quel rôle le refoulement latéral paraît avoir joué dans la formation des plissements et des dislocations. Dans ce but, j'ai fait une série d'expériences avec de l'argile disposée en couches de consistance différente. Elles ont donné des résultats satisfaisants pour la plupart des cas de dislocations dont je voulais étudier le mécanisme. Voici dans quelles conditions ces expériences ont été exécutées² : La pièce principale de mon appareil est une plaque de caoutchouc, longue de 15 centimètres, large de 8, pouvant s'étirer jusqu'à 23 centimètres, et se composant de deux lames, épaisses de 5 centimètres. Suivant les besoins, j'en ai ajouté une troisième de même épaisseur. La force contractile de cette double plaque, étirée à 22 centimètres, est de 30 à 35 kilos. Une de ses extrémités est boulonnée sur une planche; l'autre est fixée de la même façon à une pièce mobile pouvant glisser sur

¹ Heim, *Mechanismus*, II, p. 213, etc.

² On me pardonnera cette minutie de détails; ils pourront être utiles à ceux qui voudraient continuer des recherches dans le domaine de la géologie expérimentale.

cette planche. Celle-ci porte un écrou dont la vis vient s'accrocher à la pièce mobile et sert à étirer la plaque de caoutchouc, qui est munie, à chaque extrémité, d'un rebord haut de 7 centimètres. C'est entre ces rebords qu'on place l'argile à comprimer.

Pour commencer, j'ai mis dans l'appareil de simples couches homogènes d'argile de plasticité diverse. On peut observer, tout d'abord, que la compression ne produit pas immédiatement des plissements, même dans de l'argile peu plastique. *Une certaine quantité de force et de mouvement refoulant est absorbée pour vaincre cette plasticité*, qui, suivant la consistance de l'argile, peut amortir de 1 à 5 centimètres de mouvement, sur une longueur de 22 centimètres. Ce n'est qu'au bout de quelques instants que commence le plissement, pendant lequel il reste encore de la plasticité à vaincre. Ce fait ressort clairement des figures jointes à ce travail (pl. VI à IX). On pourra s'assurer que dans la plupart des couches plissées on ne retrouve plus la longueur primitive, et que même les couches d'argile dure ont plus ou moins diminué de longueur, suivant le poids qu'elles avaient à soulever. Ce fait a dû se présenter dans la nature, quoique moins accentué peut-être. Si la consistance des terrains, et par suite leur résistance au plissement, sont bien supérieures à celle de l'argile, la force de refoulement est aussi proportionnellement beaucoup plus grande que les quelques kilogrammes de pression dont nous pouvons disposer dans ces expériences. En somme, il ne paraît pas douteux que la plasticité des roches ait une valeur relative, qui varie dans un même terrain suivant la charge verticale qu'il supporte; elle est plus grande dans les couches profondes qu'à la superficie.

Ces expériences sur une simple couche d'argile homogène n'ont pas une valeur absolue et sont loin de représenter les conditions qu'on trouve dans la nature. Si l'on prend de l'argile molle, la plasticité nuit aux plissements qui s'accusent à peine (pl. VII, fig. 6); si l'argile est dure, elle se décolle et forme des voûtes vides, des cavernes, lors même qu'on a soin de la faire adhérer à la plaque de caoutchouc par une mince couche d'argile pétrie, très tenace. La fig. 8, pl. VII, en offre un exemple très curieux: une couche d'argile glaciaire, taillée dans la masse même et non pétrie, a formé, outre des petits replis, une grande voûte déjetée et rompue.

Les expériences faites dans ces conditions-là ne pouvaient donc, en aucun cas, donner la solution des problèmes à résoudre.

Il fallait autant que possible imiter la nature pour obtenir l'explication expérimentale de ses phénomènes.

L'écorce terrestre n'est pas une couche homogène, mais un *complexe de couches* de différente nature. Il est donc nécessaire de multiplier le nombre des couches d'argile, et de varier leur consistance, de façon à représenter en petit les grandes assises des montagnes. Une couche plastique, d'épaisseur convenable, simulera le lias et le jurassique inférieur; un lit proportionnellement plus résistant tiendra lieu du jurassique supérieur, qui, dans les Alpes, est généralement formé par un massif calcaire; enfin une nouvelle couche plastique très puissante représentera les dépôts éocènes (flysch, etc.). Les premiers essais ne furent pas couronnés du succès attendu. Il est en effet très difficile de faire adhérer entre elles des couches d'argile qui n'ont pas la même dureté. Le lit d'argile dure se détache de l'argile inférieure et forme des voûtes vides, malgré le poids de l'épaisse couche d'argile molle qui le recouvre. Dans la nature, les couches ne s'écartent guère, parce qu'elles sont soumises à l'action de la pesanteur, qui n'agit pas avec la même intensité dans des expériences faites sur une si petite échelle. Il fallait donc remplacer ce facteur par l'adhérence des couches entre elles. J'y suis arrivé en interposant entre chaque couche d'argile ordinaire une faible quantité d'argile pétrie, fine et tenace. Ce procédé permet en même temps le glissement des couches les unes sur les autres, sans qu'elles puissent se séparer. Dans la nature, le glissement des bancs sur leur surface de délit paraît ordinairement s'être produit lorsqu'une série de couches a été fortement courbée. Cette sorte de dislocation a certainement une grande importance dont on ne se rend pas toujours assez compte. Quoique le procédé indiqué facilite peut-être un peu trop ce mouvement, il ne présente pas d'inconvénient.

L'appareil décrit est encore fort primitif. Il a pourtant prouvé qu'avec peu de chose on peut souvent obtenir de bons résultats. J'espère pouvoir continuer plus tard ces recherches d'un intérêt tout particulier. Il est certain qu'avec des appareils plus perfectionnés et de plus grandes dimensions, les résultats seront de beaucoup supérieurs.

La géologie expérimentale, dont on commence à peine à utiliser les résultats pratiques, est loin d'avoir dit son dernier mot dans l'explication des phénomènes orographiques. Cependant elle présentera peut-être toujours une grande lacune, en ce sens

que des deux facteurs qui ont modelé la surface de la terre, savoir *le plissement* et *l'érosion*, le dernier n'a aucune part dans ces expériences. De même que les soulèvements ne se sont pas produits d'un seul jet, l'érosion n'a pas attendu leur accomplissement total pour commencer son action; au contraire, elle a agi *simultanément* au plissement, sitôt après l'émergence. Ce fait explique de nombreux phénomènes (direction des cours d'eau, creusement des vallées transversales, des lacs, etc.), jusqu'à présent mal interprétés.

Une autre lacune de ces expériences, est le peu de temps employé pour produire la compression de l'argile; les quelques minutes nécessaires sont loin de représenter les centaines de siècles qu'il a fallu pour la formation des Alpes. Elles sont de plus défectueuses en ce que la pression agit uniquement dans une direction donnée, ce qui n'a évidemment pas lieu dans la nature. La disposition des montagnes en chaînes allongées provient de ce que la simple courbure était plus facile qu'une courbure complexe. En réalité la courbure des chaînes de montagnes n'est pas simple, mais elle se rapproche de celle d'un ellipsoïde très allongé, de sorte qu'une des courbures est insignifiante par rapport à l'autre.

Pour bien étudier le mécanisme des soulèvements, il faudrait recouvrir de couches d'argile une sphère élastique gonflée d'air, puis en diminuer le rayon en faisant sortir lentement une partie de l'air. Ce serait un moyen fort intelligible pour faire naître expérimentalement des chaînons de plissement. Ce nouveau mode d'opérer présentera sans doute des difficultés bien plus grandes que le précédent.

L'écorce terrestre, dont le plissement a produit les chaînes de montagnes, est formée, comme je l'ai déjà dit, d'un complexe de couches de nature diverse, qui offrent, par conséquent, une résistance différente à l'action du refoulement. Celui-ci, loin d'agir d'une manière identique sur toutes les couches, s'est manifesté de diverses façons, suivant la nature des terrains qui en ont subi l'influence. Il en résulte ainsi une grande variété dans les formes orographiques, dont les Alpes du Pays-d'Enhaut offrent des exemples frappants.

Les expériences montrent :

1° Qu'une seule couche d'argile plastique, soumise à la compression, forme des plis peu accentués; qu'elle augmente surtout

en épaisseur et subit ainsi un déplacement intérieur de ses particules.

2° Qu'une couche résistante se plisse avec une intensité inversément proportionnelle à sa plasticité.

Ainsi, le refoulement se transmet surtout dans les couches peu plastiques, ce qui, du reste, va de soi.

Lorsqu'une série de couches variant dans leur plasticité, comme c'est le cas pour les terrains sédimentaires, est soumise au refoulement, toute la masse doit se plisser d'une manière différente que si elle était homogène, c'est-à-dire que les assises *réagiront* les unes sur les autres et modifieront mutuellement l'effet de la pression latérale sur chacune d'elles.

Prenons le cas le plus simple qui puisse être réalisé par l'expérience.

Une assise d'argile presque sèche est interposée entre deux couches molles (argile mélangée de limon lacustre qui en diminue la plasticité). La couche molle inférieure, tout en augmentant d'épaisseur, suit assez exactement le mouvement de la couche plus dure qui la recouvre. Celle-ci forme des replis intenses, moins aigus cependant que lorsqu'elle n'est pas recouverte d'une seconde couche plastique. Celle-ci, identique à la première, n'augmente presque pas d'épaisseur; elle subit le même plissement que la couche dure (fig. 1, 2, 3, pl. VI). L'intensité de ce plissement diminue de bas en haut, tandis que le contraire a lieu chez la couche molle inférieure, et que le pli devient nul à l'endroit où l'argile adhère au caoutchouc. On est donc en droit de conclure que les couches dures, étant les conductrices de la force refoulante, agissent *activement* sur les couches molles qui les recouvrent, en les *soulevant* réellement, et que la couche molle inférieure, *moins active* que la couche dure, est cependant forcée de suivre le mouvement de celle-ci, grâce à l'adhérence qui l'empêche de s'en détacher. Dans la nature cette adhérence est remplacée par la *pesanteur*. Il est indubitable que la pression des terrains supérieurs sur les couches inférieures doit être énorme à une certaine profondeur. Or au moment où une couche compacte (calcaire) commence à se voûter, la pression que les couches supérieures exercent sur les couches inférieures à cette couche compacte, cesse à l'endroit même où a lieu la courbure anticlinale; elle n'agit plus que sur les deux côtés de la voûte, ce qui suffit pour forcer les couches

molles (marneuses) inférieures à suivre le plissement de la couche compacte et à s'adapter exactement à sa courbure concave, de même qu'une pâte molle passe entre les doigts, lorsqu'on la presse contre la main. Ceci doit être d'autant plus vrai que la pression, qui agissait auparavant d'une manière égale sur toute la surface, se localise et augmente dès lors d'intensité vers les deux courbures synclinales, où les jambages redressés de la voûte, qui doit soulever *activement* les terrains mous superposés, trouvent leur point d'appui. Toutes les expériences sur l'action du refoulement montrent clairement ce fait. On peut voir les effets de cet excès de pression aux points *a* des fig. 1, 2, 3, pl. VI. Dans la fig. 1, c'est une légère inflexion des deux côtés de la voûte formée par la couche dure; dans la fig. 3, la couche molle inférieure a même été réellement *comprimée* de haut en bas, car elle a diminué d'épaisseur pendant le plissement (au lieu de 1,3 cm. elle n'a plus en cet endroit que 0,9 cm. d'épaisseur); dans la fig. 2, il y a aussi une légère compression verticale aux mêmes points. Inversément la couche molle a été *comprimée* et amincie en *b* (fig. 1, pl. VI) autour de la courbure anticlinale de la couche dure, plus *active* qu'elle. Cette réaction de la couche dure sur la couche molle inférieure se fait surtout remarquer pendant l'action du refoulement. L'échelle proportionnelle qui accompagne les figures pourra servir à s'assurer de ces faits. Je pense, avec plusieurs auteurs, que tous les terrains sont en eux-mêmes *passifs* par rapport à la force du refoulement qui tend à les disloquer; mais il n'en est pas moins vrai que les effets de cette force varient avec la consistance des terrains. Les terrains compacts, peu plastiques, se courbent et se rompent plus fortement que les terrains marneux; en sorte que les premiers paraissent *actifs* par rapport aux seconds, ce que nous croyons avoir suffisamment démontré dans ce qui précède.

Telles sont les premières conclusions de mes expériences sur les causes qui peuvent avoir déterminé les dislocations singulières de la région étudiée. Nous avons vu que la plupart des chaînes se sont formées dans des conditions voisines de celles de ces expériences.

Les effets du refoulement varient avec la position des couches. Lorsqu'elles sont horizontales et que le refoulement agit dans

le sens de la stratification, la résistance atteint son maximum ; mais quand elles commencent à former une voûte, la pression, qui se transmet toujours dans le sens de la tangente, agit *obliquement* à la stratification jusqu'à ce que les couches soient devenues verticales. Dès lors la pression agit transversalement sur celles-ci ; il en résulte qu'elles sont plus minces aux jambages des voûtes qu'aux points de courbure ; elles semblent avoir été *laminées* ou *aplatis* par la pression.

L'inverse se produit, au contraire, lorsqu'il y a réaction d'une couche plus dure sur une couche molle ; c'est alors cette dernière qui est *amincie autour* de la courbure convexe de la couche dure.

Ces déductions, tirées en grande partie de l'expérience, peuvent aisément se vérifier par l'observation dans la nature. Les grands plis ne se prêtent guère à ce genre d'étude, tandis que les petits plissements des couches schisteuses du flysch m'ont fourni plus d'une fois la preuve de ce que j'avance ici.

Jusqu'à présent je n'ai parlé que du cas où une seule couche dure se trouve entourée de lits plus mous. Mais si l'on fait des expériences sur un complexe de couches formé d'alternances plus dures et plus tendres, on trouvera que tous les lits durs seront à la fois les conducteurs de la pression proportionnellement à leur épaisseur et à leur consistance. Lorsqu'il y a plissement leur effet s'ajoutera et les couches plastiques seront seulement *entraînées* dans le redressement. L'effet *actif* des couches dures s'ajoutera donc tant qu'il n'y aura ni écartement ni rupture de la voûte. Aussitôt que les couches supérieures se rompront et que les lèvres de la rupture s'écarteront, celles-là, ne supportant plus leur propre poids, *s'opposeront*, par ce fait même, au plissement des couches inférieures. On peut dire que plus une voûte a été puissamment rompue (par rupture, *non* par érosion), plus la force active des couches *inférieures* aura été grande par rapport aux couches supérieures. Nous arrivons ainsi à une sorte de contradiction ; car, la surface de la terre étant sphérique, le refoulement a dû nécessairement être plus intense dans les couches superficielles que dans les couches profondes, inversément à la charge qu'elles supportent. Mais très souvent les couches superficielles, récentes, sont moins résistantes que les couches profondes ; et dans ce cas il peut arriver

que l'excès de force active des couches profondes ne soit pas vaincu par le poids des couches superficielles et que celles-ci soient écartées. Ceci *ne peut* cependant se produire quand la couche supérieure est plus résistante et moins plastique que les couches profondes (malm reposant sur dogger).

Ces considérations à elles seules ne me permettent pas d'attribuer à des ruptures, comme on le fait fréquemment, la formation des *vallées anticliniales*. Le jurassique supérieur, pour autant que j'ai pu étudier son rôle, ne me semble pas se comporter de façon à donner raison à une telle hypothèse. Au contraire, lorsque le massif du malm se rompt à la courbure anticlinale, cette rupture ne doit être que superficielle; les bords inférieurs des deux lèvres de la rupture n'ont pas dû pouvoir s'écartier en restant pressés l'un contre l'autre. Si, dans la plupart des cas, les bords des couches rompues ne se touchent plus actuellement, c'est à l'*érosion* qu'il faut l'attribuer. Ceci ressort de l'étude orographique du Jura autant que de celle des Alpes. Les montagnes du Jura septentrional paraissent bien plus déchirées que celles du Jura méridional, où il est bien rare de trouver une vallée anticlinale, quoique les plissements y soient non moins intenses et aigus. Le contraste est encore bien plus grand quand on considère les montagnes situées entre le lac d'Annecy et l'Arve, où l'Urgonien joue le même rôle que le jurassique supérieur dans le Jura; les vallées anticliniales y sont rares, bien que l'intensité des plissements ait produit bien des ruptures. Ces différences s'expliquent par le fait que l'*érosion* a agi bien moins longtemps dans le Jura méridional que dans le Jura septentrional, tandis que le Jura central forme une zone intermédiaire.

En étudiant les Alpes du Pays-d'Enhaut, nous arriverons à des considérations bien différentes. Nous y trouvons à la fois des chaînes à vallées anticliniales et d'autres qui, rompues, ne présentent pas de traces d'*érosion* dans les ruptures anticliniales. Cela tient à la constitution fondamentale des montagnes et à la manière dont le refoulement paraît avoir été localisé.

Les chaînes de plissement des Alpes du Pays-d'Enhaut présentent des formes très différentes. L'étude de cette question m'a fait voir que dans certaines régions la formation des chaînes de plissement a été fortement influencée par le voisinage de puissants dépôts éocènes, et que, d'autre part, le refoulement n'a pas agi avec une force égale dans toute l'épaisseur des cou-

ches redressées, c'est-à-dire qu'au plissement des couches profondes n'a pas toujours correspondu un plissement proportionnellement plus intense des couches supérieures.

Un coup d'œil jeté sur le profil 5, pl. 1, rendra la chose plus compréhensible. On ne peut qu'être frappé de la différence qui existe entre la chaîne de Cray et les chaînes plus méridionales. La première a une forme très régulière, pouvant rivaliser avec celle des chaînes du Jura, tandis que les chaînes des Gastlosen, du Rubli et de la Gummfluh ne paraissent être dues qu'à la dislocation d'une *seule* couche, le massif calcaire du malm. Pourquoi n'en a-t-il pas été de même pour la chaîne de Cray qui se trouve dans des conditions assez analogues quant aux terrains qui la composent? C'est que dans cette chaîne les couches inférieures au lias ont évidemment pris part à la formation des voûtes, tandis que tout fait supposer que dans les chaînes précédentes au sud les plis disparaissent rapidement dans la profondeur et n'atteignent pas les couches inférieures au lias. Le *jurassique supérieur seul paraît y avoir subi une forte poussée*, qui l'a profondément bouleversé en le redressant sous forme de voûtes écrasées et diversément disloquées. D'un autre côté le flysch, dont les dépôts énormes remplissent les synclinales de ces chaînes et couvrent tout l'espace compris entre les Hautes-Alpes et la chaîne de la Gummfluh, a nécessairement exercé une grande influence sur la formation de ces montagnes. Ceci ressort du fait déjà démontré que les chaînes du Rubli et de la Gummfluh et probablement aussi celle des Gastlosen *existaient déjà pendant la formation du flysch*.

Ce phénomène curieux peut s'expliquer de deux façons, toutes deux basées sur des suppositions, seule ressource en pareil cas, puisqu'on ne peut pas disséquer les montagnes. On peut admettre avec beaucoup de certitude que le terrain sous-jacent aux couches à *Mytilus*, qui sont redressées avec le malm dans les chaînes en question, doit être du *lias* probablement très puissant et de nature marneuse. Il est vraisemblable que, par suite de l'énorme pression verticale exercée par les dépôts éocènes, le refoulement n'a produit dans ce terrain que des *contournements* et des *froissements* pendant que le malm, bien plus résistant, n'a pu former qu'un petit nombre de plis qui furent écrasés et finirent même par se disjoindre (ch. des Gastlosen).

Il serait cependant possible que la poussée refoulante n'ait agi que sur le malm qui aurait entraîné une partie du dogger.

Des apparences semblent appuyer cette supposition qui réunirait même certaines probabilités, s'il se trouvait des massifs centraux dans le voisinage des chaînes du Pays-d'Enhaut. Ces massifs, sans qu'on puisse leur attribuer un rôle actif dans le plissement des dépôts sédimentaires, y ont cependant contribué en donnant un point d'appui aux couches récentes. On sait, en effet, que dans le voisinage de ces massifs, considérés maintenant, à juste titre, comme des voûtes de terrains très anciens, le plissement des couches sédimentaires est excessivement intense. Tels sont le double pli glaronnais et le pli totalement couché des Dents de Morcles, etc.

Serait-on autorisé à supposer dans le massif élevé de l'Oldenhorn et des Diablerets l'existence d'un bombement des terrains cristallins recouverts par des terrains plus récents? L'extrême bouleversement de ceux-ci serait une raison pour l'admettre.

Le sens des chevauchements de la chaîne des Gastlosen (le jambage S-E de la voûte est constamment poussé par dessus le jambage N-W) semble indiquer une poussée venant du S-E. Dans cette direction se trouve le massif des Diablerets. Le bouleversement extrême de ces montagnes et surtout leur forte élévation ont peut-être influencé le développement des chaînes extérieures des Alpes, en offrant aux couches un point d'appui et en produisant ainsi une *poussée apparente*. Ce serait une sorte de *réaction* qui, dans d'autres cas dont il va être question, peut se montrer d'une façon très manifeste.

Quoique la disposition des chaînes de montagnes, le sens de leur déjettement et de leur chevauchement puissent ajouter quelque vraisemblance à cette dernière explication, je m'en tiendrais plutôt à la première, quoiqu'elle ne puisse guère se vérifier plus facilement.

J'ai souvent remarqué que, dans le voisinage des voûtes calcaires déjetées, les couches du flysch étaient singulièrement repliées, comme si elles avaient été pressées contre les bancs calcaires. Ce fait se montre très nettement au pied sud de la Gummfluh (profil 5 au milieu). Les curieux replis du flysch ne peuvent s'expliquer que par la compression de ces couches contre le pied de la voûte jurassique qui leur offrait un *obstacle* et un *point d'appui*. Les massifs cristallins auraient-ils exercé

une action pareille sur les terrains plus récents qui sont si singulièrement bouleversés dans leur voisinage? Serait-ce là leur prévue activité? Je pose ces questions sans pouvoir les résoudre pour le moment.

L'exemple du pied de la Gummfluh est néanmoins très curieux; il fait voir comment les terrains récents peuvent parvenir à exercer une pression latérale sur les voûtes des terrains plus anciens qui les traversent. Cette pression ne peut être que la cause unique de la *structure en éventail* qui est si caractéristique pour les massifs cristallins et qui se rencontre même assez fréquemment dans des voûtes calcaires.

J'ai pu vérifier par l'expérience cette réaction des voûtes de terrains plus résistants sur les couches plastiques qui les entourent. Une couche d'argile peu plastique (fig. 7 *a* et *b*, pl. VII), taillée dans un bloc d'argile naturelle, de 22,5 cm., fut placée dans l'appareil de façon à former d'avance deux faibles bombements (A et B), elle fut recouverte d'argile molle, puis d'une nouvelle couche d'argile, moins plastique et identique à la première, venant toucher le sommet de l'un des bombements du lit inférieur, de manière à simuler des terrains en transgression. Cet ensemble de couches fut comprimé jusqu'à 15 cm. On peut voir que le bombement B, qui n'était pas chargé au sommet, s'est accentué en formant une *voûte écrasée*, tandis que l'argile molle s'est fortement épaisse des deux côtés de celle-ci. Le bombement A, entièrement recouvert d'argile, s'est un peu agrandi. La couche superficielle, pressée contre la voûte B, s'est repliée *indépendamment* de la couche inférieure, ce qu'il faut, sans doute, attribuer à la forte plasticité de la couche intermédiaire. Ici, la grande voûte B a joué, en quelque sorte, le rôle d'un massif central, en offrant un point d'appui aux couches superficielles.

La plasticité presque égale de la couche supérieure et de la couche inférieure rend évidemment cette figure un peu disproportionnée. Le pli de la couche profonde est beaucoup trop fort par rapport aux faibles plissements superficiels.

CHAPITRE XVI

Classification des plissements dans les Alpes du Pays-d'Enhaut. — Expériences démontrant leur mécanisme.

Suivant leur rôle on doit distinguer deux catégories de plissements :

- A. **Les plis orographiques** qui forment les chaînes et les vallées, soit en général la charpente des montagnes.
- B. **Les plis intérieurs** (plissements, contournements, etc.) qui ne se manifestent pas dans le relief du sol.

Il est incontestable qu'on ne peut tracer une limite tranchée entre ces deux groupes de plis dont le rôle varie avec l'intensité de l'érosion. Les plis orographiques embrassent d'ordinaire des masses considérables de terrains compacts ou de nature variable, tandis que les contournements et plis intérieurs abondent surtout dans les terrains de nature homogène, marneux ou schisteux.

Dans le Pays-d'Enhaut les plis intérieurs ou contournements se rencontrent tout spécialement dans les terrains éocènes ; ils sont moins fréquents dans le dogger et dans le lias, où ils ont cependant joué un grand rôle dans la formation des chevauchements, comme je le démontrerai dans le chapitre suivant.

Les formes qu'affectent les plis intérieurs sont tout à fait les mêmes que celles des plis orographiques ; elles sont, si possible, plus variées encore, de sorte qu'il serait inutile de tenter d'en faire une classification spéciale.

Dans ce groupe rentrent les plis en *zig-zag* qu'on peut voir dans le flysch de la chaîne de Chaussy et de la Cape au Moine, ainsi que dans le crétacé supérieur du Rocher de la Raye. On peut y ranger les grands lacets du flysch de la Doggelisfluh, de la Männlifluh, dans la chaîne du Niesen (B. Studer), etc.

Je ne sais si l'on peut placer dans cette même catégorie les singuliers replis ou *Klippen* que les couches rouges forment souvent au milieu du flysch qui les recouvre, notamment dans la vallée de Château-d'Ex (prof. 7) et aux Monts Chevreuils (prof. 9). Le mécanisme de ces plis peut être envisagé de deux façons : La forte courbure synclinale du jurassique supérieur a

pu produire ces rides des couches rouges, de même qu'un morceau de cuir épais qu'on plie en forme d'U se ride à sa surface concave. Cependant les plis de la vallée de Château-d'Œx sont si nombreux qu'on ne peut guère se les expliquer de cette façon. Il me semble qu'on doit plutôt les attribuer à une poussée horizontale produite par une dislocation (chevauchement?) invisible des rochers déjetés et bouleversés de la Braye. Cette cause peut seule expliquer les affleurements et replis du crétacé supérieur, au sommet d'une voûte, près de la Chuantze, sur les Monts Chevreuils (profil 9).

Les plis orographiques du Pays-d'Enhaut.

La différence essentielle entre les plis orographiques des montagnes du Pays-d'Enhaut consiste en ce que les uns forment des voûtes *régulières, droites ou déjetées*, tandis que les autres sont tellement écrasés que les jambages des voûtes paraissent presque parallèles, ou qu'ils affectent même la disposition en éventail ; ce sont les *plis écrasés*, qui peuvent être droits, déjetés ou couchés.

Les *voûtes régulières* n'existent que dans la chaîne de Cray, qui est elle-même formée de deux plis. La courbure y est parfaitement régulière jusque dans le noyau anticlinal. Tout fait supposer que de telles voûtes ne se forment que lorsque le plissement embrasse une *grande épaisseur* de couches et agit avec une intensité normale dans tout leur ensemble.

Expériences.

J'ai toujours obtenu des voûtes normales en faisant agir le refoulement sur des séries de couches d'argile placées bien horizontalement sur l'appareil, sans aucun bombement antérieur. C'est dans ces conditions qu'ont été réalisées les expériences représentées fig. 1, 2 et 3, pl. VI.

Fig. 1. La voûte de la couche d'argile dure est légèrement déjetée.

Fig. 2. L'une des voûtes est très régulière ; l'autre est un peu rompue au sommet et présente un noyau disloqué et presque chevauché.

Fig. 3. Il y a plusieurs voûtes droites ou légèrement déjetées.

Les voûtes régulières se forment habituellement lorsque la

couche dure est recouverte d'une couche d'argile plastique, ou lorsqu'elle est très épaisse. Mais quand la couche dure se trouve au-dessus d'une couche molle et qu'elle n'est pas recouverte d'argile plastique, elle forme le plus souvent des voûtes aiguës et brisées au sommet (fig. 9, 10, 11, pl. VIII, et 17, pl. IX).

Les **voûtes écrasées**, dont les chaînes du Rubli et de la Gummfluh présentent les plus beaux exemples, sont le résultat de l'action refoulante agissant presque exclusivement sur le jurassique supérieur. Le contraste entre ces voûtes écrasées et les plis réguliers de la chaîne de Cray est si frappant qu'on se demande involontairement quelle peut être la cause d'une telle divergence.

On peut supposer qu'au moment du dépôt du flysch, les plis qui forment actuellement les chaînes en question existaient déjà à l'état de simple *bombement* ou *voûte régulière*. Plus tard, le refoulement continuant après l'émersion des dépôts du flysch renfermés dans les synclinales, ceux-ci se trouvèrent fortement comprimés par le fait que la grande masse du flysch au sud de la chaîne de la Gummfluh empêchait toute déviation de ce côté-là; ils exercèrent ainsi une pression considérable contre les flancs de la voûte, qui fut écrasée et dont les jambages devinrent presque isocliniaux.

Ce qui est assez extraordinaire, c'est la direction différente que présente le déjettement dans les diverses chaînes à voûtes écrasées. Celle des Gastlosen est constamment déjetée (ou chevauchée) au N-W. Celle du Rubli l'est tantôt au N, tantôt au S, et celle de la Gummfluh toujours au S. Il n'est donc pas probable que la direction de la poussée ait influencé d'une façon quelconque le sens du déjettement; il paraît plutôt dépendre de la hauteur des jambages et de la résistance des dépôts placés latéralement, soit, pour le cas qui nous occupe, de la *puissance du flysch* qui se trouvait de chaque côté de la voûte.

Expériences.

Nous avons vu qu'une couche d'argile peu plastique, intercalée entre deux couches d'argile molle, ne donne pas toujours des voûtes écrasées, mais plutôt des voûtes sensiblement régulières (fig. 1, 2, 3, pl. VI). Une couche peu plastique superposée à une couche d'argile molle ne réalise pas davantage les conditions demandées. Voici le procédé qui m'a donné les meilleurs résultats: Supposant que les chaînes du Rubli et de la

Gummfluh émergeaient pendant le dépôt du flysch, je superposai comme précédemment une couche dure à une couche molle (mélange d'argile plastique et de limon lacustre) et je les comprimai de 22 centimètres à 19,5 centimètres, jusqu'à formation d'un faible bombement (fig. 5 a, pl. VII), puis je remis une nouvelle couche d'argile molle bien horizontale et je comprimai de nouveau le tout jusqu'à 16,5 centimètres. Le résultat dépassa mon attente, car j'obtins une voûte à *jambages isoclinaux* (fig. 5 b, pl. VII) légèrement déjetée. Les trois lignes verticales, tracées sur l'argile, marquent le mouvement horizontal de celle-ci. Elles ont été placées à égale distance *avant* la compression.

Un autre exemple non moins intéressant est représenté fig. 4, pl. VI. Comme dans l'expérience précédente, un lit d'argile dure fut superposé à une épaisse couche de mélange mou. Le tout fut comprimé de 23 à 18 centimètres; il se produisit une voûte rompue au sommet. De nouvelles couches, d'épaisseur inégale, furent placées des deux côtés de cette voûte, de façon à ce qu'elle dépassât encore l'argile. En comprimant de nouveau jusqu'à 15,5 centimètres, je vis apparaître une voûte écrasée, dont l'un des jambages, celui qui avait été le plus chargé, glissa par dessus l'autre, indiquant ainsi un commencement de chevauchement. Il est de plus à remarquer ici que le déjettement s'est fait du côté de la moindre résistance.

J'ai obtenu un véritable pli écrasé en comprimant une couche d'argile dure superposée à une couche molle. Il est figuré pl. VIII, fig. 11. Ici, l'argile dure s'est détachée de la couche molle et la voûte écrasée est venue s'appuyer contre une seconde voûte en faîte de toit. La voûte aiguë (fig. 9, pl. VIII) a une forte tendance à devenir une voûte écrasée, quoiqu'elle soit loin de ressembler à celles des figures 4 et 5 b.

Si ces expériences m'autorisent à une conclusion, ce serait celle-ci :

Les plis des chaînes du Rubli et de la Gummfluh ont commencé à se former avant le dépôt du flysch. C'est la présence de ce dernier dans les synclinales du jurassique supérieur qui a déterminé l'écrasement des voûtes pendant l'action consécutive du refoulement.

CHAPITRE XVII

Les failles dans le Pays-d'Enhaut. Mécanisme de leur formation.

Si, dans ce travail, je me suis permis de traiter d'une manière un peu trop générale des questions orographiques qui ne sont, en bonne partie, pas nouvelles, il sera, je crois, moins superflu de parler des *failles*. Le sens et la valeur que les géologues des divers pays attachent à ce terme, si malheureusement choisi, sont des plus variables. Ceci paraît un peu inhérent au sens du mot; une faille n'est ordinairement pas visible comme l'est une voûte; on doit la *supposer* et son existence n'est basée que sur des indices extérieurs plus ou moins certains. Il s'est cependant trouvé suffisamment de cas, où, par un heureux hasard, on a pu *voir* des failles, de sorte qu'on peut définir, à peu d'exceptions près, ce qu'il faut entendre par cette expression.

On doit toujours appeler FAILLE une solution de continuité des sédiments, avec déplacement des lèvres de rupture, quelle que soit leur position, et sans qu'elles soient nécessairement écartées. En limitant ainsi le sens du mot faille, il n'y a plus lieu de faire des confusions.

C'est surtout chez les géologues français que l'on trouve des manières fort divergentes d'envisager les failles. M. Ebray¹ professait à leur sujet une opinion qui ne paraît guère plausible. Selon lui, *les failles seraient plus en accord avec les procédés de la nature que les ondulations*. Ce sont elles qui auraient produit le relief des montagnes de la Savoie et du Chablais; il y aurait là différentes failles dont les unes détermineraient les hautes arêtes et les autres les cluses. Il est évident que cette manière de voir est loin d'être démontrée. M. Lory² adhère à une opinion analogue dont nous aurons à nous occuper ailleurs. Comme M. Ebray, ce savant attache aux failles une bien plus grande importance qu'aux plissements et attribue la plupart des chaînes de montagnes à des failles longitudinales qui auraient découpé les terrains en bandes étroites, etc. Je ferai simplement remarquer que M. Alph. Favre ne cite aucune faille

¹ Etray. *Bull. Soc. géol. de France*, IV, p. 568, 1876, et V, p. 394, 1877.

² *Bull. Soc. géol. de France*, 1875, p. 127. — *Arch. Soc. helv. sc. nat.*, 1877. « Essai sur l'orographie des Alpes occid., » page 10, 1878.

dans certaines parties des montagnes de la Savoie, là où M. Lory en voit en grand nombre.

Tant que la conception des accidents orographiques ne sera pas mieux précisée et généralisée, il ne sera pas possible à la géologie orographique de faire des progrès marqués; ce qui est clair pour les uns est presque incompréhensible pour d'autres. Sur ce point, il reste encore un grand pas à faire dans l'unification de la nomenclature géologique.

Les failles ont souvent joué un singulier rôle dans l'histoire de la géologie. A plusieurs reprises déjà, j'ai eu l'occasion de parler des *failles d'induction*, moyen infaillible d'expliquer des questions difficiles. On les représente par des lignes verticales, tracées au travers du point discuté comme un coup de glaive dans le nœud gordien. Si la méthode du roi macédonien peut avoir son bon côté, ce n'est certes pas en géologie, et mieux vaut avouer l'incertitude où l'on se trouve que soutenir l'erreur qu'on ne veut pas reconnaître. Ces failles verticales, auxquelles on attribue parfois un rejet fabuleux, sont encore un héritage de l'ancienne théorie des *soulèvements par poussée verticale*, ou de celle des *affaissements*; elles pouvaient, à la rigueur, s'expliquer de cette façon, mais comment les accorder aujourd'hui avec la théorie du plissement des montagnes par le *refoulement latéral*? Je suis loin, cependant, de vouloir nier totalement l'existence des *failles de crevassement* à rejet vertical, mais je ne puis admettre qu'elles atteignent dans les Alpes les dimensions et l'étendue qu'on leur attribue parfois.

Les failles de grande importance, surtout celles qui jouent un *rôle orographique*, doivent nécessairement être le résultat direct ou indirect de la pression latérale, comme les plissements des couches. Si les formes des plissements sont infinies, celles des failles le sont aussi, et leurs dimensions varient depuis les plus grandes ruptures des massifs calcaires jusqu'aux fissures presque microscopiques des feuillets schisteux. Je ne parlerai dans ces pages que des *failles orographiques* qui affectent de grandes épaisseurs de terrains, et l'on verra qu'on peut les attribuer, à peu d'exceptions près, aux effets du refoulement latéral. Je me suis efforcé, depuis bien des années, de rechercher la *cause* des failles et leur *mécanisme*, et j'ai vu, autant dans les Alpes que dans le Jura, que les failles de crevassement étaient sans contredit les plus rares, tandis que celles produites par le *refoulement* étaient relativement fréquentes.

M. Heim¹ démontre d'une manière fort intelligible comment un pli exagéré peut passer à une faille; il combat ainsi, sans le vouloir peut-être, la théorie de M. Lory², qui soutient que les failles ont *précédé* les plis et que les terrains sédimentaires, pressés par le refoulement, sont venus s'adosser contre les gradins élevés par ces failles.

Il me paraît que les failles sont, tout au contraire, en liaison intime avec le plissement des terrains, ce dont je me suis assuré à maintes reprises dans le Jura, et plus encore dans les Alpes du Pays-d'Enhaut, où l'on peut voir, dans maintes chaînes, *des failles et des voûtes se remplacer alternativement*, fait qui prouve leur origine commune!

Je distingue 3 sortes de failles:

1° *Les failles de crevassement* (Spaltenverwerfungen).

2° *Les failles de plissement* (Faltenverwerfungen).

3° *Les failles chevauchées ou chevauchements* (Ueberschiebungen).

Toute faille répondant à la définition énoncée plus haut pourra toujours être rangée dans l'un ou l'autre de ces trois groupes.

Failles de crevassement.

Paraclases de M. Daubrée, Spaltenverwerfungen.

Ce sont de simples ruptures des terrains sédimentaires. Le rejet se fait dans un plan vertical, ou tout au moins sensiblement perpendiculaire aux strates. J'en figure un exemple pl. V, fig. 4. Suivant la disposition des couches, les paraclases sont anticlinales, isoclinales, synclinales, etc. Les couches faillées sont toujours en contact par la tranche.

Les failles longitudinales du Jura ne rentrent pas dans ce groupe, mais dans le groupe suivant. Une seule fait exception, celle de la montagne du Vuache, près Genève, qui est fort extraordinaire, et dont j'espère pouvoir m'occuper plus tard. Les failles transverses y sont plus nombreuses; elles résultent du soulèvement inégal de deux tronçons de chaîne, équivalent à un affaissement.

¹ *Mechanismus der Gebirgsbildung*, pl. XV, fig. 14. T. II, p. 44, etc.

² Lory. *De l'orographie des Alpes de la Savoie et du Dauphiné*.

Au Pays-d'Enhaut les failles de crevassement sont excessivement rares et ne paraissent pas être en relation directe avec le refoulement latéral. Celles du Rubli et de la Laitmaire sont dues à l'*affaissement d'une assise chevauchée*. Les petites failles du Rocher à pointes ont la même origine. Il est possible cependant que certaines failles de crevassement aient eu pour cause le refoulement latéral ; elles peuvent se produire dans des *chevauchements incomplets*, comme le montre la fig. 18, pl. IX, en *a* ; dans ce cas le plan du rejet n'est jamais perpendiculaire aux strates.

Les failles paraclases sont superficielles et n'atteignent jamais une grande profondeur.

Je me suis souvent demandé si les voûtes vides qui se produisent fréquemment dans les expériences, avaient leurs analogues dans la nature. Leur existence permettrait d'expliquer la formation de beaucoup de failles de crevassement, par suite de l'effondrement de telles cavernes. Il est fort probable que la pesanteur des terrains sédimentaires, presque nulle dans les expériences, ait empêché la formation de ces cavernes, ou qu'un affaissement lent des couches ait comblé celles qui auraient pu se produire.

Les failles de plissement

Faltenverwerfungen

Sont intimement liées aux plissements. Elles se forment par suite de l'écrasement du jambage médian d'un pli en S très accentué et déjeté. Lorsque cet écrasement n'est pas fort avancé, il en résulte une sorte d'intermédiaire entre le pli et la faille, que j'avais l'habitude de nommer *étranglement*. L'exagération des failles de plissement forme passage aux chevauchements (fig. 5 *c*, pl. V).

Les failles de plissement sont très fréquentes dans le Jura, et l'on doit considérer comme telles la plupart des *failles longitudinales* de cette chaîne, comme celle du flanc N-E du Val-de-Travers et celle de la vallée de la Valserine, entre Mijoux et la Mantière, qui passe à un chevauchement près de Chézery.

Les Alpes du Pays-d'Enhaut ont subi des bouleversements trop considérables pour qu'on puisse y observer des failles de plissement bien tranchées. De plus, lorsqu'un pli s'est disjoint,

les couches paraissent s'être immédiatement chevauchées; il n'est pas douteux, cependant, qu'un étranglement des couches ait précédé leur dislocation. Les figures théoriques (5 a, b et c, pl. V) montrent le passage d'un pli très aigu à une faille de plissement, et l'on conçoit facilement qu'il en puisse résulter des chevauchements tels que ceux des Alpes du Pays-d'Enhaut.

Expériences.

Quand on comprime fortement une couche d'argile dure entre deux couches d'argile molle, la couche supérieure s'amincit très souvent au point de courbure de la couche dure (pl. VI, fig. 1, en b). Le même effet se produit, mais avec une intensité plus grande encore, lorsque la couche d'argile dure est chevauchée (en E fig. 12 et 13, pl. VIII).

Dans l'expérience 18, pl. IX, il s'est formé un véritable étranglement des couches au point D, où la couche d'argile dure (4) a été littéralement laminée par suite du chevauchement de la couche 2.

Failles chevauchées ou chevauchements.

Ueberschiebungen.

Les chevauchements résultent sans contredit du refoulement latéral et surtout du refoulement superficiel dont j'ai déjà parlé plus haut. Notre région en renferme des exemples remarquables qui justifient une étude plus détaillée de cette question. Du reste, les chevauchements ne sont pas localisés dans les Alpes du Pays-d'Enhaut; des études plus spéciales en feront découvrir dans d'autres parties des Alpes, et l'on verra que beaucoup de failles telles qu'on les comprend d'habitude ne sont que des chevauchements. M. le professeur Alb. Muller¹ en a déjà fait connaître plusieurs dans le Jura bâlois et bernois, aux environs de Reigoldswyl et de Bretzwyl, ainsi qu'au Mont-Terrible.

Les chevauchements diffèrent des failles de crevassement et de plissement en ce que le contact des deux lèvres de rupture ne se fait plus par la tranche des couches, mais par leur *surface*,

¹ Alb. Muller. *Ueber anormale Lagerungsverhältnisse im westl. basler Jura.* Verhandl. d. Naturf. Gesellsch., Basel 1877, p. 428, et 1859, p. 348.

l'une des lèvres buttant contre la *surface* du banc disjoint. Il en résulte que les chevauchements embrassent toujours *une série de couches nettement limitée*, tandis que leur dislocation horizontale, c'est-à-dire leur *rejet*, est pour ainsi dire *illimité*.

D'après la disposition des bancs chevauchés, je distingue dans les Alpes du Pays-d'Enhaut trois sortes de chevauchements :

Les chevauchements anticlinaux (et latéraux).

Les chevauchements isoclinaux.

Les chevauchements synclinaux.

Chevauchements anticlinaux. Ils atteignent dans la chaîne des Gastlosen le massif calcaire du malm avec une faible épaisseur des couches bathoniennes à *Mytilus*. Tout fait supposer qu'on doit chercher l'origine de ces chevauchements dans une voûte disloquée, dont le jambage sud a été poussé par dessus le jambage nord, de manière à ce que les couches à *Mytilus* reposent sur le flysch qui est lui-même renversé.

Au Rocher de la Raye, le chevauchement anticlinal passe à un pli déjeté au nord et les couches du jambage nord tendent à se chevaucher par-dessus le jambage sud (chevauchement latéral). Depuis la Laitmaire jusqu'à Gerignoz, la partie supérieure de l'arête a été enlevée par l'érosion et l'on peut voir que *le chevauchement a pour base un pli anticlinal déjeté* (profil 5, B). Ces faits démontrent qu'il faut attribuer la cause des chevauchements au refoulement latéral.

Le rejet de ces chevauchements doit atteindre, dans quelques cas, *plus de 1000 mètres*. Il semble que les couches à *Mytilus* qui sont à la base du massif ont été favorables à cette dislocation en facilitant, par leur nature plus marneuse, le glissement de la partie chevauchée sur les couches restées en place.

On ne rencontre aucun chevauchement dans la chaîne du Rubli, bien que les conditions stratigraphiques aient été à peu près les mêmes. Il faut admettre que les chevauchements anticlinaux se produisent de préférence dans des couches très compactes, mais relativement peu puissantes, reposant sur une série importante de couches marneuses (couches à *Mytilus*, lias).

L'arête chevauchée qui relie la Laitmaire au Rocher de la Raye est encore aujourd'hui presque entièrement recouverte de flysch. Ceci nous autorise à supposer que ce terrain recouvrail jadis *toute cette chaîne* et que le chevauchement qu'elle a subi a

dû s'accomplir *dans l'intérieur de la masse du flysch* qui enveloppait de toutes parts la chaîne calcaire. Il n'en a pas été de même pour le Rubli et la Gummfluh. Si ces chaînes sont des voûtes écrasées, c'est qu'elles étaient appuyées, c'est-à-dire pressées des deux côtés par le flysch des synclinales, tandis que la voûte des Gastlosen, totalement recouverte de flysch, s'est chevauchée *parce qu'elle ne pouvait pas s'accentuer comme voûte*. A voir les formes hardies des Pointes des Pucelles, de la Dent de Ruth et surtout des Gastlosen (prof. I), on ne peut croire que cette étroite paroi calcaire, découpée aujourd'hui en pics élancés et en aiguilles souvent inaccessibles, ait pu se redresser ainsi jusqu'à la verticale sans s'affaisser; on est forcé d'admettre que cette arête a dû se former au sein d'une masse peu résistante, qui l'enveloppait et l'étayait de tous côtés, et que l'érosion a enlevée plus tard, mettant à nu les rochers vertigineux de l'arête calcaire. Cette masse molle ne pouvait être que le flysch qui atteint une grande épaisseur dans cette région, puisqu'il forme encore maintenant des sommités voisines dépassant parfois en altitude l'arête des Gastlosen.

Diverses circonstances plaident en faveur de cette hypothèse. Le prof. 3, pl. II, montre l'arête chevauchée arrivant juste à fleur du flysch. A la Laitmaire, le massif chevauché, au lieu d'être vertical, est couché et semble reposer horizontalement sur le flysch qui a un prolongement bien plus fort (prof. 5).

Si l'on se représente le mécanisme des chevauchements dans des conditions telles que je les suppose, il ne sera pas difficile d'admettre que *la formation d'une voûte calcaire, même écrasée, au sein d'une masse de flysch devait rencontrer une résistance infiniment plus grande que celle d'un chevauchement*. En effet, dès que la voûte, en se rompant au moment où la force refoulante atteignait son maximum d'intensité, eut permis la formation d'un chevauchement, celui-ci prit naissance, car il était bien plus difficile au massif calcaire de soulever la lourde charge de flysch qui le surmontait, que de pénétrer dans la masse relativement molle de ce terrain, à l'instar d'un soc de charrue s'enfonçant dans la terre. La poussée horizontale pouvait ainsi se faire jour facilement.

Je me résume. *Il paraît certain que les chevauchements de la chaîne des Gastlosen, jusqu'à la Laitmaire, dérivent d'une voûte préexistante qui n'a pu se développer, parce qu'elle était chargée d'une grande masse de flysch, et qui s'est disjointe et transformée*

en chevauchement anticlinal (à l'exception du chevauchement isoclinal du Rocher de la Raye). Il est bon de rappeler que la poussée latérale paraît avoir agi essentiellement sur le massif du malm et sur le flysch qui le recouvre, tandis que dans le lias le refoulement a sans doute été compensé par des plis intérieurs tels que je les figure théoriquement pl. V, fig. 6 *a* et *b*.

Expériences.

Comme précédemment, j'ai disposé mes expériences de façon à me rapprocher autant que possible des conditions stratigraphiques de la chaîne des Gastlosen, afin de voir s'il se produirait des chevauchements pareils à ceux qu'on y rencontre. La masse du flysch fut simulée par un mélange d'argile et de limon lacustre. La couche représentant le massif calcaire devait avoir une consistance particulière qui lui permit de se briser facilement, sans être cependant trop peu consistante. Dans les expériences précédentes, j'avais remarqué qu'une couche d'argile, même passablement sèche et dure, se rompait avec peine, parce qu'elle se ramollissait, pendant l'opération, au contact de l'argile plastique qui la faisait adhérer à la couche inférieure. Je voulus remplacer l'argile dure par une couche de plâtre, mais cela ne réussit pas, car il est trop difficile de saisir le moment de solidification de cette substance, qui présente en outre l'inconvénient d'absorber l'eau des couches d'argile et d'empêcher ainsi leur adhérence. Forcé d'en revenir au procédé primitif, je préparai des couches d'argile fine que je fis sécher complètement; puis, au moment de l'expérience, je les humectai graduellement au moyen d'un pinceau. L'argile ainsi traitée adhère facilement aux autres couches, sans reprendre sa plasticité et sa ténacité première. Ces plaques, épaisses de 5 centimètres, furent placées entre deux couches de mélange, longues de 23 centimètres. En comprimant, j'eus le plaisir de voir de légères bosses se former dans l'argile dure qui finit par se rompre obliquement. Une des moitiés de la couche glissa par dessus l'autre, en refoulant devant elle la masse molle qui la recouvrait. La couche inférieure se plissa légèrement, surtout au-dessous du point de rupture, où elle augmenta sensiblement d'épaisseur.

Les figures 12, 13 et 14, pl. VIII; 15 et 16, pl. IX, rendent compte des résultats obtenus. La longueur primitive et l'épaisseur des couches d'argile sont indiquées pour chaque figure.

Comme la pesanteur n'agit pas avec autant d'intensité dans ces expériences que dans la nature, il peut arriver que la couche supérieure soit écartée par le chevauchement et qu'il se produise une caverne.

Quelquefois la voûte primitive a été totalement oblitérée (fig. 14 et 16), ou bien la rupture ne s'est pas faite à la courbure anticlinale. Parfois il ne s'est même pas formé de voûte (fig. 13, pl. VIII), mais la couche dure s'est rompue et chevauchée sans se plisser, ce qui aurait pu donner naissance à un *chevauchement isoclinal*.

L'expérience 12, pl. VIII, est remarquable, quoique disposée un peu autrement que les précédentes. La couche d'argile dure a été posée directement sur la plaque de caoutchouc, rendue adhérente et recouverte d'une couche molle. Par la compression, il s'est formé d'un côté un chevauchement et de l'autre un pli écrasé et couché dans le sens du chevauchement, ce qui fait voir la liaison entre ces deux sortes de dislocations.

Je figure (pl. IX, fig. 18) une autre expérience à cause des dislocations singulières qu'elle présente. Il y a cinq couches d'argile, trois couches molles (mélange d'argile et de limon) et deux couches dures préparées comme il vient d'être dit. Le tout fut comprimé de 23 à 18 centimètres. J'obtins un chevauchement anticlinal dans la couche 2, un pli aigu dans les couches 3, 4 et 5, et un étranglement de la couche 4, en D. La poussée produite par le chevauchement (2) étant plus considérable que celle d'une voûte, les couches supérieures, qui formaient un pli et ne s'élevaient qu'à la moitié de la hauteur de la partie chevauchée, ont dû nécessairement s'écartier et se rompre. C'est probablement pour le même motif que la couche 4 a été déchirée en D et la couche 3 en c. La petite faille en a a été produite par la résistance que les couches supérieures opposaient au chevauchement. Il est douteux que des dislocations semblables se rencontrent dans la nature.

Comme plusieurs des chevauchements anticlinaux obtenus par l'expérience n'ont pas commencé par des voûtes, il serait possible qu'il s'en soit formé de pareils dans les terrains sédimentaires. Rien ne permet cependant de soutenir qu'ils se sont produits de cette manière plutôt que de celle expliquée par les figures théoriques 6 a et b, pl. VI. Du reste, mes expériences ne font connaître qu'un nombre restreint de formes; elles ne peuvent reproduire toutes les formes multiples qu'on pourra trouver dans les Alpes, où les conditions varient à l'infini.

Chevauchements latéraux. J'ai donné ce nom à des chevauchements anticlinaux formés par le redressement de l'un des jambages d'une voûte couchée et rompue, par dessus cette voûte et en sens inverse du déjettement. Des chevauchements de ce genre ne peuvent se produire que *par l'affaissement* d'une voûte sur l'un de ses côtés. Ils sont donc passablement différents des chevauchements anticlinaux proprement dits. Leur mode de formation est clairement démontré par la présence simultanée de ces deux sortes de chevauchements dans la chaîne du Rocher de la Raye (prof. 2, pl. II). J'en ai représenté le mécanisme probable par la figure théorique 6 c, pl. V. La voûte du malm, rompue jusqu'aux couches à *Mytilus*, s'est déjetée au N-W par suite d'une poussée violente venant du S-E. (Cette poussée est prouvée par le chevauchement isoclinal de toute la chaîne.) Puis la voûte s'est affaissée et le jambage N-W, en position verticale, a glissé par dessus le jambage S-E, ce qui est très apparent sur les lieux (prof. 2). Le mouvement d'affaissement a sans doute été compensé dans l'intérieur par des contournements des couches marneuses (lias?) qui forment, avec les couches à *Mytilus*, le noyau de la voûte déjetée.

Le rejet des chevauchements latéraux n'est pas illimité comme celui des chevauchements anticlinaux ; il reste toujours dans des limites restreintes qui dépendent de l'affaissement de la voûte.

Le chevauchement latéral du Rocher de la Raye m'explique maintenant la position des couches du Valangien inférieur, au pied de l'escarpement du Salève, près du Coin sur Archamp, où elles sont redressées contre le jurassique supérieur. Le Salève étant formé d'une voûte couchée vers le nord, le redressement du Valangien doit être attribué à la même cause que celui du Rocher de la Raye. Du reste, les failles qu'on peut voir dans l'escarpement et qui ont un rejet inverse au déjettement des couches, prouvent que la voûte du Salève s'est affaissée sur elle-même.

Chevauchements isoclinaux. Il n'y a qu'un pas des chevauchements anticlinaux aux chevauchements isoclinaux, dans lesquels l'une des parties chevauchées recouvre l'autre de façon à ce que les couches soient à peu près parallèles, comme s'il y avait superposition régulière.

Le plus bel exemple de chevauchement isoclinal que je con-

naisse se rencontre au Rocher de la Raye. Il est facile à constater et bien compréhensible; son rejet ne me paraît pas être en dessous de 800 à 1000 mètres. Il se trouve à l'endroit même où le chevauchement anticlinal de cette chaîne est remplacé par une voûte déjetée, accompagnée d'un chevauchement latéral à faible rejet, ce qui prouve que le chevauchement isoclinal du flanc sud-est contrebalance le chevauchement anticlinal qui manque sur ce point. (Profil 2.)

Expériences.

Il n'est guère besoin de donner des explications sur les chevauchements isoclinaux. J'en ai obtenu dans l'expérience figurée pl. IX, fig. 16, en *a*. Le chevauchement anticlinal qui s'est produit dans cette même expérience aurait pu former, en s'affaisant, un chevauchement isoclinal; il en est de même pour la plupart des essais où la couche supérieure s'est décollée en formant une grotte (fig. 13 et 14, pl. VIII).

Chevauchements synclinaux. Cette forme de chevauchement, assez rare du reste, n'existe pas, à mon savoir, dans les Alpes du Pays-d'Enhaut. On devrait peut-être la ranger dans le groupe des failles de plissement, car le seul exemple que j'en connaisse et qui se trouve dans la vallée de la Valserine près de Chésery, se rattache à la longue faille de plissement qui longe le pied occidental de la première chaîne du Jura, déjetée au nord-ouest. Cette faille est si accentuée que l'urgonien semble pénétrer, comme un fer de charrue, dans le terrain oxfordien de la voûte presque couchée.

J'ai obtenu un chevauchement semblable par l'expérience. J'en fus d'autant plus surpris que je ne le cherchais pas. Ce cas est représenté pl. IX, fig. 17. Deux couches d'argile, dont l'une, très molle, supportait une couche plus dure épaisse de 0,5 cm., furent comprimées de 22,5 cm. à 15,4 cm. Il se forma trois voûtes; la médiane se compliqua d'un *chevauchement synclinal* qui prit naissance à l'angle de la courbure synclinale, de sorte que le jambage sud de la voûte voisine pénétra dans la masse molle du noyau de la voûte médiane. Le chevauchement n'eut lieu que d'un côté, car du côté opposé la synclinale est complète; par contre, la voûte est plus élevée en *a* qu'en *b*.

Conclusions.

Les dislocations du sol croissent d'intensité en approchant de la surface du sol. Dans les couches profondes le refoulement produit surtout des plissements intérieurs, tandis que les ruptures se trouvent à la superficie et surtout dans les terrains compacts. Si les couches plastiques ont été faillées, c'est qu'elles ont été *entraînées* dans le mouvement des couches compactes.

La classification des dislocations des couches, telle que je la propose, m'a paru la plus logique et la plus en accord avec les faits autant qu'avec les idées actuellement admises.

La cause des failles et des plissements doit être unique, puisque nous avons pu constater qu'il y avait partout des passages insensibles entre les failles et les plissements (sauf pour quelques failles d'affaissement). Ce même refoulement latéral qui, sur un point, a produit un simple *pli*, a donné naissance ailleurs à une *faille* quelconque : étranglement, chevauchement, etc., etc. Nous avons également pu voir qu'il y a des transitions entre les divers groupes de failles. Il en résulte que la classification que j'ai admise est, comme toute classification, un peu artificielle, mais comme il n'y a rien d'absolu dans la nature que la vérité, je serai satisfait si j'ai pu m'en rapprocher¹.

¹ Les importantes recherches de M. Daubrée (*Comptes-rendus Acad. d. Sciences*, 1878, etc.) démontrent que certaines *failles* ne sont pas l'effet direct du refoulement latéral. C'est en particulier le cas pour les *réseaux de failles* si bien constatés dans les bassins houillers. Ces failles sont toutes des *failles de crevassement* ou *paraclases* et appartiennent, quant à leur mécanisme, à toute une autre catégorie que celles dont il est question dans ce travail. Le Pays-d'Enhaut ne m'a pas révélé de semblables dislocations; il est même probable qu'il n'en existe pas dans toute la chaîne des Alpes. Je me range donc entièrement à l'opinion de M. Daubrée qui les attribue à un effet de *torsion* sur des couches relativement cassantes. J'admetts d'autant plus volontiers la théorie de ce savant qu'elle est la seule qui puisse expliquer le mécanisme de formation des réseaux de failles parallèles ou entrecroisées dont les Alpes, tout autrement bouleversées, ne présentent pas d'analogues, si ce n'est dans les extrêmes fissures de bancs calcaires fortement ployés et parfois même tordus.

B. Hydrographie du Pays-d'Enhaut.

CHAPITRE XVIII

Recherches sur l'origine des vallées.

On divise ordinairement les vallées des régions montagneuses en *vallées longitudinales* et en *vallées transversales*. Les premières sont déterminées par les replis des terrains, c'est-à-dire par la disposition des chaînes de montagnes. Les secondes, au contraire, coupent ces chaînes sous des angles variables. Toutes les dépressions, appelées vallées, *sont dues essentiellement à l'érosion*, quelle que soit leur direction par rapport aux chaînes.

Dans l'étude de l'hydrographie du Pays-d'Enhaut, nous aurons donc à nous occuper de l'un des agents qui ont déterminé le relief des Alpes, savoir de l'*érosion*, et tout spécialement de l'érosion fluviale dont le précurseur est toujours l'érosion atmosphérique. Celle-ci ne peut entrer dans le cadre de cette étude; il en a été dit quelques mots à l'occasion des terrains d'alluvion, des éboulements, etc. Son action ne présente, du reste, aucun phénomène particulier dans le Pays-d'Enhaut.

Le but que je me propose de poursuivre est de fixer le rapport qui doit exister entre la disposition des terrains dans leur état de plissement et la direction que suivent les principaux cours d'eau.

En examinant à un point de vue tout à fait général l'orographie des Alpes du Pays-d'Enhaut vaudois et des régions fribourgeoises qui bordent la plaine suisse, on se demande involontairement pourquoi les deux principaux cours d'eau de cette contrée ont traversé plusieurs hautes chaînes calcaires, au lieu de suivre les synclinales en fond de bateau qui devaient leur offrir des conditions bien plus favorables d'écoulement et d'érosion, puisqu'elles sont habituellement comblées par les terrains argileux et marneux du flysch. Quiconque connaît les longues vallées longitudinales du Jura est surpris de voir que dans les Alpes les principaux cours d'eau suivent rarement les synclinales et que celles-ci sont le plus souvent réduites au rôle de vallées *accessoires* (secondaires). Ce n'est qu'en examinant attentivement

la chose, et en reconstituant par la pensée la masse des terrains que l'érosion a enlevée, qu'on parvient à se rendre compte d'un phénomène qui paraît si étrange au premier abord.

Dès longtemps, l'origine des vallées a préoccupé les géologues. Je n'ai pas l'intention de faire un commentaire de toutes les idées émises à ce sujet. Je ferai simplement remarquer qu'on commet une erreur en n'attachant que peu d'importance aux effets de l'érosion. Les petites rivières contrastent singulièrement avec les gorges profondes au fond desquelles elles coulent. On en a conclu qu'il fallait attribuer la direction des cours d'eau à des canaux formés d'avance que les eaux auraient suivis parce qu'ils se trouvaient justement sur leur passage. Ceci peut être admissible lorsqu'il s'agit du Jura, où beaucoup de vallées longitudinales sont de véritables *vallées de plissement*. Mais la structure des Alpes est bien différente de celle du Jura et les lois de l'hydrographie n'y sont pas les mêmes. L'erreur consiste en ce qu'on n'a tenu aucun compte du temps. Quelque faible que soit le volume d'un cours d'eau, son action prolongée ne sera plus proportionnée à son volume.

Les vallées transversales, les cluses, si nombreuses dans les Alpes et si apparentes dans la région qui nous occupe, ne peuvent être considérées comme ayant été formées d'avance. Et cependant toutes les vallées transversales furent pendant long-temps attribuées à des ruptures qui auraient joué dans les Alpes le même rôle que certaines vallées de plissement dans le Jura. Ces vallées transversales furent appelées *vallées de rupture* (Spaltenthaler), par opposition aux *vallées de plissement*. Leur origine devait être une crevasse profonde, atteignant presque au niveau actuel des vallées, et que l'eau n'avait eu qu'à élargir et à agrandir. Cette théorie est encore admise par beaucoup de géologues français. M. Lory¹ attribue toutes les vallées transversales à des coupures (cassures) élargies par les eaux. Il base sa thèse sur le fait que sur les deux côtés de ces coupures le plongement des couches, leur niveau et la direction des chaînes présentent parfois des changements très sensibles. Ces circonstances se retrouvent aussi dans le Pays-d'Enhaut, mais je leur attribue une toute autre cause, ainsi que je le démontrerai plus loin. M. Ebray est encore plus absolu; il attribue tout simplement les cluses à des failles (loc. cit.). Quelque ex-

¹ *Sur l'orographie des Alpes occidentales*, 1878, p. 39, etc.

plicites que soient les observations de ces géologues, dont le nom fait autorité, je ne puis admettre leurs conclusions et j'attribue les vallées transversales, de même que les vallées longitudinales des Alpes, *au seul effet de l'érosion*, me ralliant ainsi aux opinions si brillamment défendues par MM. Rutimeyer, Heim¹, etc., dont les travaux ont jeté une vive lumière sur la question si obscure de l'origine des vallées.

La théorie de l'origine des vallées transversales par rupture rencontre une première et grave objection. On devrait, en effet, trouver actuellement des ruptures transversales où nul cours d'eau n'ait encore passé. Mais on n'en connaît nulle part. Dans le Pays-d'Enhaut, où les principaux cours d'eau traversent de nombreuses séries de cluses, il n'existe, en dehors de celles-ci, aucune coupure ni rupture transversale, même d'une profondeur insignifiante. Dans les endroits les plus ravinés de la chaîne de Cray, dont les deux flancs sont entamés par des *ruz* qui se rejoignent souvent sur l'arête, l'intérieur de la montagne ne présente aucune rupture transversale. Si de telles coupures existaient, elles seraient encore visibles, ce qui n'est aucunement le cas.

Du reste, ces ruptures transversales ne peuvent être, comme les failles, que des phénomènes superficiels et n'atteignent que des couches dures.

Au sujet de la chaîne de Cray, M. B. Studer se demande pourquoi la Sarine a traversé cette haute chaîne, au N-W de Château-d'Œx, par une cluse très profonde, au lieu de suivre à l'ouest la synclinale qui ne renferme que du flysch, terrain facile à entamer. Ne pouvant expliquer par l'érosion seule ce singulier phénomène, M. Studer a admis que ces cluses, et d'autres du même genre qu'on rencontre dans les Alpes, ne pouvaient avoir l'érosion pour cause unique, mais qu'elles étaient originaiement de grandes crevasses. Or la chaîne de Cray, formée de deux voûtes presque droites, ne présente, comme je viens de le dire, aucune crevasse transversale dès la Hochmatt jusqu'au Mont-Arvé. Des crevasses pareilles peuvent par contre exister dans les plis déjetés et couchés, ce qui s'explique assez facilement; mais elles n'y sont qu'accidentelles, et l'on ne rencontre jamais sur toute une série de chaînes une suite de crevasses régulières et disposées en ligne presque droite, comme

¹ Rutimeyer, *Ueber Thal und Seebildung*, 1869. — Heim, *Mechanismus*, I.

le sont les cluses que traversent la Sarine, l'Hongrin, la Jagne, etc.

On conçoit aisément que les principaux cours d'eau, qui suivent les canaux les plus profonds, soient aussi les plus anciens. Leur direction donne, à priori, celles des premiers cours d'eau. Or, la direction des principales rivières du Pays-d'Enhaut est, sur une certaine longueur, transversale aux chaînes, en allant de l'est à l'ouest (Sarine, Hongrin, Jagne). Ces rivières ont été formées les premières; tous les autres affluents qui coulent dans des vallons anticlinaux ou synclinaux sont de formation secondaire. Nous arrivons ainsi à la conclusion suivante : *Puisque les principaux cours d'eau, qui sont nécessairement aussi les plus anciens, ont creusé des vallées transversalement aux chaînes de plissement, il s'ensuit que la disposition de ces dernières n'a pas été la cause directrice des cours d'eau des Alpes comme c'est le cas pour ceux du Jura.* Les vallées longitudinales (anticlinales et synclinales) des Alpes, pour la plupart de formation secondaire, étant occupées par des cours d'eau de faible volume, affluents de l'une des artères principales, il semble évident que ces vallées ne sont pas des vallées de plissement ou de rupture, mais des vallées d'érosion, puisque la direction des premiers cours d'eau n'a pas été influencée par le plissement.

Essayons de nous représenter les Pré-Alpes au moment de leur émersion. Le plissement des terrains, qui avait commencé avant le dépôt du flysch et s'était continué pendant la formation de celui-ci, n'était pas encore achevé. Cette émersion a dû coïncider avec le commencement de la période miocène. La chaîne des Hautes-Alpes (Diablerets, Oldenhorn, etc.) et toutes les Alpes cristallines étaient déjà sans doute émergées et devaient présenter un plissement plus avancé que celui des Pré-Alpes. Il est en outre assez certain que l'émersion s'est effectuée, comme le plissement, depuis le centre des Alpes vers les bords, qui ont été les derniers à émerger et à recevoir leur plissement définitif.

L'émersion des Alpes en général est attribuée d'habitude à un mouvement de bascule, auquel correspondrait un affaissement d'une autre région. Ceci peut être vrai. Il est aussi possible que l'émersion soit précisément due à l'augmentation d'épaisseur des couches profondes, correspondant au plissement des couches superficielles.

Considérant que de grandes masses de flysch éocène remplissent encore actuellement la plupart des synclinales et y atteignent des altitudes égales sinon supérieures à celles des anticlinales, *nous sommes en plein droit d'admettre qu'au moment de l'émersion les synclinales étaient, à peu d'exceptions près, totalement comblées par ces dépôts*, en sorte que la surface émergée ne présentait qu'un relief peu accidenté. Cette assertion est d'autant plus justifiée que rien ne nous permet de supposer qu'au moment de l'émersion le plissement des couches ait été totalement achevé; il est, au contraire, assez probable que le plissement définitif des Alpes n'a eu lieu que vers la fin de l'époque miocène, ou même plus tard, ou qu'il n'est pas encore terminé, puisque on y rattache souvent la fréquence des tremblements de terre dans le voisinage des Alpes.

Ce sont donc les accidents superficiels, existant au moment de l'émersion, qui ont seuls influencé la direction première des cours d'eau.

La plupart des voûtes calcaires paraissent avoir été recouvertes par les terrains éocènes, à l'exception des chaînes de la Gummfluh, du Rubli et du Mont-d'Or, qui ne sont traversées par aucun cours d'eau, et qui, malgré leur déjettement et les dislocations qu'elles ont subies, ne présentent aucune coupure ou crevasse transversale. Ce fait même explique pourquoi la Tourneresse, qui se dirige d'abord du S au N vers la Gummfluh, se détourne au pied de cette chaîne pour la suivre jusqu'à l'endroit où les Rochers de Coumattaz et le Rocher du Midi s'abaissent rapidement, et là, reprenant son ancienne direction du S au N, traverse en ligne presque droite deux voûtes calcaires des plus apparentes.

Le parcours de la Sarine entre Gessenay et Montbovon est encore plus intéressant. Cette rivière, à partir de Gessenay, traverse d'abord au Vanel un petit repli du crétacé supérieur, puis entrecoupe, sans changer de direction, l'arête de la Laitmaire (chaîne des Gastlosen), traverse *obliquement* la synclinale de Château-d'Œx, où elle ne suit pas du tout le thalweg, et se jette près de la Chaudanne dans la cluse de Rossinières, qui coupe le double pli de la chaîne de Cray, pour en ressortir près de Montbovon. Remarquons, en outre, que la direction de cette cluse ne forme pas un angle droit avec celle de la chaîne, mais qu'elle est oblique à celle-ci. Ce n'est que près de la Tine, où la

Sarine se dirige vers la synclinale de Montbovon-Grandvillars, que la cluse devient plutôt transverse à la chaîne.

Le cours de l'Hongrin offre les mêmes particularités. Comme la Tourneresse, il coule d'abord du sud au nord, en se dirigeant sur le Mont-d'Or, se détourne à l'est et reprend ensuite sa direction primitive pour franchir cette arête à son point le moins élevé. Dès lors, son cours est assez semblable et presque parallèle à celui de la Sarine. Après avoir entamé la partie supérieure de la voûte des Monts-Chevreuils, il traverse la chaîne de Cray entre la Dent de Corjon et les Rochers de Naye et va se jeter dans la synclinale de Montbovon où il rejoint la Sarine.

La Jagne, qui coule au nord de la Sarine, suit sur une longueur d'environ 10 kilomètres le pied sud de l'arête des Gastlosen qu'elle traverse ensuite par une étroite cluse et n'entre-coupe pas moins de cinq voûtes importantes, sans faire aucun détour notable, avant d'aller se rallier à la Sarine près de Bulle.

S'il est difficile de croire qu'un cours d'eau puisse rencontrer sur son passage une série presque rectiligne de crevasses ou coupures toutes prêtes à le recevoir, il serait absurde de supposer que ce fait ait pu se répéter pour ces trois rivières indépendantes, l'Hongrin, la Sarine et la Jagne, qui traversent les mêmes chaînes, avec la même direction, et à une assez grande distance les unes des autres. *La nature ne peut avoir de telles pré-méditations. Il est évident que ces séries de cluses ne sont pas le fait de ruptures, mais qu'elles ont été creusées par les eaux mêmes qui les traversent*, c'est-à-dire qu'elles sont dues à l'érosion. La direction des rivières a été déterminée par la pente maximale de la surface émergée; c'est en suivant cette pente que les premiers cours d'eau se sont creusés leur lit. Ainsi, la gorge du Pissot, au fond de laquelle coule la Tourneresse entre l'Etivaz et les Moulins, n'a certainement pas pu provenir d'une crevasse, puisque la rivière a dû traverser les terrains du flysch sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, *avant d'atteindre les deux voûtes calcaires* qu'elle a profondément entamées.

Comme je viens de le dire, l'érosion par les cours d'eau a commencé aussitôt après l'émersion; elle a donc agi pendant toute la période miocène, preuve en sont les énormes amas de graviers et autres terrains de charriage qui composent le ter-

rain miocène du plateau suisse et dont les matériaux les plus grossiers se sont déposés le long du pied des Alpes¹.

C'est pendant cette période que l'érosion fut la plus rapide, puisqu'elle attaquait surtout les terrains peu résistants du flysch. Mais comme les Pré-Alpes étaient encore en voie d'émergence et de plissement, l'action de l'érosion a dû être modifiée par ces deux facteurs, sans qu'on puisse en préciser la portée. Les parties voisines des Hautes-Alpes émergèrent plus tôt que celles des bords, et les cours d'eau purent facilement passer par dessus les plis et les voûtes, mais celle-ci s'accentuèrent de plus en plus, en même temps que les eaux commençaient à les entamer. Pour cette cause même, l'érosion devint plus active, tout en se localisant. Tant que la pente fut égale, comme devait l'être celle des Pré-Alpes après leur émergence, l'érosion fut uniforme et proportionnelle à la masse d'eau; mais à mesure que l'émergence s'avança et que les plis s'accentuèrent, *il dut se former une chute plus forte au bord des Alpes*. Or, l'intensité de l'érosion, qui est le travail de l'eau en mouvement, dépend à la fois de la masse d'eau et de la hauteur de la chute. La valeur de ces deux facteurs étant la plus grande au bord des Alpes, c'est aussi là que l'érosion fut la plus rapide. Elle diminuait d'intensité en se rapprochant de la source. J'en conclus que si de nos jours l'érosion avance avec une lenteur extrême, c'est parce que *la plus forte chute* se trouve maintenant près de la source des rivières, là où leur volume d'eau est le moindre. *Dans les montagnes, l'érosion fluviale est donc en voie de régression, quoique le volume d'eau soit peut-être demeuré le même*, ce qui paraîtra fondé, si l'on considère que ce volume ne dépend pas de la hauteur des montagnes, mais uniquement de la grandeur du bassin hydrographique et de la quantité d'eau qui tombe annuellement sur l'unité de surface. Nous pouvons considérer cette quantité d'eau comme étant restée sensiblement constante dès l'ère tertiaire.

Tous les grands phénomènes d'érosion qui nous paraissent aujourd'hui si surprenants, ont été accomplis à une époque où le produit de la masse d'eau et de la vitesse acquise par la chute (Mv^2) avait une valeur maximale bien plus grande que

¹ J'ai fait connaître l'existence de dépôts analogues au pied du Jura vaudois, où ils sont composés de matériaux provenant du *jurassique supérieur, du crétacé et du sidérolithique* (éocène), et renferment des fossiles d'âge miocène inférieur. (*Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, 1880, t. XVI, 609, etc.)

de nos jours, où elle est en voie de diminution¹. Plus l'érosion avance, plus son effet s'amoindrit, sans que pour cela le volume du cours d'eau, c'est-à-dire de l'eau tombée, subisse de changements. *L'activité de l'érosion n'a varié que par le déplacement de la chute sur le parcours des cours d'eau.* Il faut bien qu'il en ait été ainsi, puisque beaucoup de chaînes des Pré-Alpes ont leurs plus hauts sommets à plus de 1000-1200 mètres d'élévation au-dessus du fond des cluses qui les entrecoupent.

Quelque étranges que puissent paraître les assertions que je viens d'exprimer, essayons d'en appliquer les conséquences à l'étude des rivières du Pays-d'Enhaut. Reprenons tout d'abord l'examen du cours de la Sarine que nous avons interrompu pour nous occuper de considérations théoriques.

De Montbovon jusqu'à Enney, la Sarine suit assez exactement le fond d'une synclinale renfermant de grands dépôts des terrains néocomien et crétacé supérieur. Comment s'expliquer qu'elle quitte cette synclinale pour traverser les hautes chaînes situées au nord d'Enney, notamment l'arête de la Dent de Broc ? On comprend facilement que la Sarine ait eu la tendance de suivre le fond de bateau de la vallée de Montbovon, qui ne renferme guère de terrain éocène, à l'exception de quelques lambeaux de flysch disséminés ; elle constitue dans presque toute sa longueur *une véritable vallée de plissement*, quoique son niveau soit fort inégal. Le passage de cette rivière à travers la chaîne de la Dent de Broc peut aussi s'expliquer sans avoir recours à des crevasses ou fissures. J'ai dit plus haut que le plissement des chaînes intérieures des Alpes avait précédé celui des chaînes du bord ; il est donc fort probable que les chaînes de la Dent de Broc et autres n'étaient pas encore aussi accentuées que maintenant, lorsque la Sarine commença à les entamer en sortant de la synclinale de Montbovon. A mesure que les chaînes s'élevaient et avec elles toute la région des Pré-Alpes, les eaux de la Sarine les entrecoupaient progressivement, avec augmentation de chute du côté de la plaine où se trouvait le bassin miocène.

¹ L'érosion étant ici le travail accompli par l'eau en mouvement, son activité doit être proportionnelle aux variations de la valeur Mv^2 (force vive) dans laquelle v^2 dépend de la chute.

Cette hypothèse nous permet d'expliquer les légères différences que présente la chaîne de la Dent de Broc sur les deux côtés de la cluse. En effet, lorsqu'une chaîne est entamée par l'érosion fluviale pendant qu'elle est en voie de plissement, ses deux moitiés n'étant plus attenantes, peuvent se déjeter diversement, ou se déniveler avec d'autant plus de facilité que la cluse est plus profonde et la chaîne plus étroite. Ceci nous ramène à discuter les arguments qu'invoque M. Lory (*loc. cit.*) pour appuyer sa théorie de la formation par *crevassement* ou par *cassure* des cluses et des vallées transversales. Il est, en effet, souvent fort difficile de rétablir la continuation virtuelle des couches des deux côtés d'une cluse. Tel est le cas pour la cluse de l'Hongrin, à l'extrémité N-E du Mont-d'Or, et pour celle de la Sarine entre la Laitmaire et les Rochers de la Braye. Par contre, ces deux rivières passent à travers la chaîne de Cray sans que les deux côtés de leur cluse présentent des différences notables. Dans la cluse de l'Hongrin, entre Allière et le Tabousset, le raccordement virtuel des terrains se fait également avec la plus grande régularité.

La chose n'est, du reste, pas très importante, car l'érosion, qui a produit les vallées transversales, a le plus souvent tellement dénaturé les deux côtés des cluses qu'on ne sait si ce sont des *accidents de plissement* ou des *éboulements et des glissements postérieurs* à l'érosion qui sont la cause des différences qu'on y observe. D'autre part, il semble que des accidents locaux ont parfois favorisé le passage des eaux sur un point plutôt que sur un autre. Ainsi, la Gérine, qui sort d'une synclinale comprise entre la Gummfluh et le Rocher du Midi, coupe la chaîne du Rubli justement à l'endroit où la voûte déjetée au sud passe à la voûte déjetée au nord qui forme le Rocher du Midi. Cet accident orographique a dû nécessairement déterminer un abaissement de la chaîne en cet endroit. Le petit vallon de la Rytte, qui coupe en ligne très oblique la chaîne du Rubli, passe sur un point où la voûte s'abaisse sensiblement et plonge à l'est en formant des « Klippen » sous le flysch.

Cours d'eau disparus. Ablaissement des partages d'eau.

Il y a lieu de croire que le Creux-du-Pralet, profonde dépression entre le *Rocher-Plat* et le *Rocher à Pointes*, était autrefois parcouru par un torrent permanent qui prenait naissance dans

le flysch de la synclinale de la Videman, mais que le ravin de la Gérine et ceux de Rubloz et de Comborsin, en se rapprochant de plus en plus du sommet de la Videman, ont recueilli toute l'eau de cette synclinale, en sorte que le Creux-du-Pralet est maintenant le plus souvent à sec.

Les vallées de *la Manche* et de *Vertchamp*, presque totalement creusées dans le flysch, sont relativement récentes. Vers le haut de cette dernière vallée, dans une région marécageuse, il existe un partage d'eau près duquel se trouve un bas-fond souvent inondé par le lac temporaire de la *Mocausa*. Ce marais occupe un espace compris entre deux rochers formant une anticlinale qui a évidemment été coupée par l'érosion. Il me paraît probable qu'une bonne partie de l'eau qui s'écoule actuellement au S-W dans la vallée de Vertchamp, s'écoulait autrefois en sens inverse par le ravin du *Rio du Mont*, petit ruisseau dont le faible volume contraste étrangement avec les hautes chaînes qu'il traverse par de profondes cluses, et qui devait avoir jadis plus d'importance que maintenant, car il recevait, en outre, une grande partie de l'eau qui s'écoule aujourd'hui par la vallée de la Manche. La chaîne du Rocher de la Raye est coupée près de la Corne Aubert par une profonde entaille, le *Perte à Bovay*, par où passe un fort petit ruisseau qui va se jeter dans le Rio du Mont. Ce ruisseau devait être autrefois bien plus volumineux; il avait son champ collecteur dans les collines du flysch, au sud-est de l'arête du Rocher de la Raye, qui atteignent encore plus de 2000^m d'altitude. La majeure partie de l'eau qui s'amasse dans ces collines s'écoule actuellement par la vallée de la Manche. Il est probable qu'autrefois il n'en était pas de même, car si l'on reconstitue la masse de flysch qui a été enlevée dans le haut de la vallée de la Manche, il paraîtra évident qu'une grande partie de cette eau s'écoulait par le Perte à Bovay qu'on ne peut attribuer à une rupture accidentelle. On peut encore voir aisément que le champ collecteur des torrents qui se jettent dans le ruisseau de la Manche, ont, en reculant vers leurs sources, par le fait de l'érosion, sous-trait peu à peu l'eau du champ collecteur du torrent du Perte à Bovay, sur lequel ils empiétaient de plus en plus, et qui n'est plus représenté que par une faible dépression en forme d'entonnoir.

Cet exemple prouve que l'érosion progresse du côté de la source, qu'elle dépasse même parfois en découvrant le parcours

souterrain de l'eau. L'abaissement des partages d'eau nous en fournira de nouvelles preuves :

On se demande pourquoi la Sarine se jette à Gessenay dans son parcours actuel, où elle doit couper des chaînes élevées de plus de 2000 mètres, au lieu de traverser les Saanenmööser, à l'est de Gessenay, élevés de 1300 mètres à peine? C'est que les cluses de Rossinières, d'Enney, etc., étaient déjà creusées lorsque le partage d'eau entre la Simmen et la Sarine a commencé à s'abaisser. Les dépôts de flysch des Saanenmööser étaient initialement plus élevés que les chaînes qui sont entrecoupées en aval par la Sarine, et l'érosion devaitachever son œuvre sur les bords avant de pouvoir agir en amont avec une égale intensité. C'est par érosion rétrograde, depuis les bassins de la Simme et de la Sarine, que le partage d'eau des Saanenmööser a été abaissé; mais le cours de ces deux rivières étant toujours resté plus bas que leur partage d'eau, la Sarine n'a jamais pu traverser le passage des Saanenmööser.

Théorie du creusement des cluses composées.

L'effet de l'érosion sur le parcours des rivières se traduit toujours par un *déplacement de la chute en sens inverse à la direction des eaux*. De cette manière les rivières, d'abord superficielles, se sont peu à peu encaissées dans les profondes vallées qu'elles traversent actuellement, sans que leur volume moyen ait diminué ou augmenté de beaucoup. La chute n'a pas diminué non plus, mais elle s'est déplacée en s'éloignant tout à fait du cours principal; elle a progressivement reculé jusqu'aux derniers torrents, c'est-à-dire près des sources. Prenons un exemple. Chacun des nombreux petits affluents de la Sarine possède maintenant une chute égale ou même supérieure à celle qu'avait originaiement le cours principal de cette rivière sur le bord des Alpes. Les points d'attaque de l'érosion étant ainsi multipliés infiniment, son action sur chacun d'eux est relativement bien plus faible. Avec cette division coïncidait l'agrandissement du *champ collecteur superficiel*, qui s'étend encore par la mise à découvert de petits cours d'eau souterrains qui n'en existaient pas moins auparavant et qui formaient le *champ collecteur souterrain de la rivière*.

L'érosion n'agit jamais avec la même intensité sur toute la

longueur d'un cours d'eau alpin, mais elle est toujours localisée en un ou plusieurs endroits, suivant les conditions des terrains qu'il traverse. Elle finit cependant toujours par faire reculer la chute jusque vers les sources; dès lors le cours inférieur de la rivière n'a plus qu'une chute excessivement faible et son lit tend même à s'exhausser par suite des matériaux charriés.

La figure 7, pl. V, représente d'une manière idéale la progression de l'érosion d'une rivière *à travers une série de plis*, afin de rendre plus intelligible la formation *des cluses composées*, comme il s'en présente sur le parcours de la Sarine, de l'Hongrin, etc.

J'ai supposé les voûtes formées de jurassique supérieur compact, leur noyau de dogger et de lias marneux, et les synclinales qui les séparent comblées de flysch. Au moment de l'émersion de cette surface ainsi constituée, le cours d'eau supposé, ayant sa source en S, passe par-dessus les voûtes calcaires sans les atteindre. La plus grande chute est en ce moment entre la Plaine et B; elle recule peu à peu et atteint la voûte A qu'elle entame; ce n'est qu'après l'avoir sensiblement entaillée que l'érosion s'attaque à la voûte B, puis à la voûte C. Tant que cette dernière reste intacte, la source de la rivière ne se déplace pas et reçoit par voie souterraine presque toute l'eau de la synclinale où elle se trouve. Sitôt la voûte C entamée, la chute devient plus forte entre S et C et l'érosion y agit avec plus d'intensité, de sorte que le cours souterrain des eaux est mis à découvert et que la source semble reculer. Celle-ci prend successivement les positions S¹, S², etc.; elle arrive enfin dans le voisinage du partage d'eau, vers l'arête d'une autre chaîne dont le flanc opposé est aussi entamé par un cours d'eau qui en est peut-être arrivé au même point que celui qui nous occupe. Cette arête peut alors s'abaisser graduellement par érosion et éboulement subséquents.

Les lignes pleines indiquent les niveaux successifs du lit de la rivière pendant l'approfondissement de la vallée. A l'entrée et à la sortie des cluses, le massif de calcaire compact qui revêt les voûtes a déterminé la formation d'entailles étroites ou gorges (roffla). Pendant le creusement du lit des rivières, les mêmes phénomènes qui se sont produits vers les sources, se reproduisent dans chaque synclinale; c'est-à-dire que les eaux qui arrivent latéralement à la rivière, par voie souterraine ou par de nombreux petits filets superficiels, creusent et prolongent de

plus en plus leur lit par l'augmentation de leur chute, et finissent par former, de chaque côté de la rivière, des torrents aux sources nombreuses. Il en est de même pour les cluses, au centre desquelles il se fait souvent un élargissement très considérable. Les torrents latéraux, d'après leur volume, peuvent s'encaisser et reculer de plus en plus. C'est ainsi que se forment dans les Alpes les vallées *anticlinales* et *synclinales*, qui, dans ce cas, sont de *formation secondaire* par rapport à la vallée transversale. La figure 7 b, pl. V, en donne une juste idée. Elle représente le dernier stadium du creusement d'une grande vallée transversale, lorsque l'artère principale n'a plus qu'une chute minime. La rivière forme alors des méandres sur son passage dans les synclinales et dans les cluses élargies, tandis qu'une gorge marque l'entrée et la sortie de ces cluses.

A l'aide de ces figures idéales, il est bien facile de s'expliquer la formation des *lacs de cluse*, dont on trouve si souvent des traces dans les Alpes. Il suffit qu'un éboulement, même peu considérable, vienne obstruer la gorge ou roffla de sortie d'une cluse pour que le bassin élargi qui en forme le centre se remplisse d'eau et forme un lac. Si c'est la gorge d'entrée qui est obstruée, ce sera la synclinale en amont qui sera transformée en lac.

On peut également expliquer la formation de certains lacs par le fait que le plissement des montagnes se poursuivait pendant le creusement des vallées. Il suffisait que le plissement d'une chaîne fût plus rapide que le progrès de l'érosion pour qu'il se formât un lac en arrière de cette chaîne. Ceci est l'opinion de plusieurs géologues suisses au sujet des lacs du pied nord des Alpes.

On s'est plu parfois à attribuer aux glaciers une trop grande part dans le creusement des vallées, surtout des vallées transversales. Il est indubitable que le creusement des vallées a continué pendant la grande extension des glaciers, mais rien n'indique que cela ait eu lieu d'une façon plus intense qu'antérieurement ou postérieurement à cette époque. Les observations faites sur les glaciers actuels n'ont du reste fourni aucun argument en faveur de cette opinion.

Conclusion : Le creusement des vallées transversales (cluses composées) dans les Alpes s'est fait depuis le commencement de l'époque miocène jusqu'à l'époque actuelle. Pendant ce

temps le volume d'eau des rivières a dû rester sensiblement le même.

La valeur de Mv^2 tend à devenir très petite sur le parcours principal des rivières, tandis qu'elle croît à l'approche des sources des affluents pour lesquels M est représenté par $(m_1 + m_2 + m_3 + \dots + m_n)$, si le nombre des affluents est n . Cette somme est toujours inférieure à M .

L'origine des vallées transversales, et en particulier celle des cluses composées, a formé le sujet d'importantes recherches de la part de nombreux géologues. Si la plupart d'entre eux, à part les géologues français déjà cités, sont d'accord pour attribuer à l'érosion seule le creusement des vallées transversales, ils diffèrent sensiblement dans leur façon d'expliquer la manière dont ce phénomène a dû s'accomplir.

Les travaux de M. le prof. Heim¹ ont fait faire un grand progrès à cette question, les théories de ce savant se rapprochent le plus de celle que je soutiens. J'en diffère en ce que je considère l'action érosive des cours d'eau actuels comme étant moins active qu'autrefois.

Dans deux travaux importants M. E. Tietze² s'efforce de démontrer que l'érosion étant l'unique agent du creusement des vallées, son action aurait commencé dès l'origine et dans la partie supérieure des cours d'eau, partie qui serait aussi la plus ancienne. Ce savant combat vivement une théorie d'érosion rétrograde défendue par M. Löwl³, laquelle n'est pas totalement en accord avec ma manière d'envisager ces phénomènes.

CONCLUSION

Ce travail est devenu plus long que je ne l'avais prévu. Plusieurs questions nouvelles se sont présentées pendant sa rédac-

¹ Heim, *Mechanismus*, II, p. 311, etc., 325.

² E. Tietze, *Ueber Bildung. v. Querthälern*. Jahrb. K. K. Reichsanstalt. 1878. T. 28, p. 581 et 600; 1882. T. 32, p. 714, etc.

³ Löwl. *Ueber die Entstehung. der Durchbruchthäler* (Petermann, Mittheilungen).

tion. Le lecteur y aura rencontré de nombreux germanismes, inévitables pour quelqu'un qui écrit dans une langue étrangère.

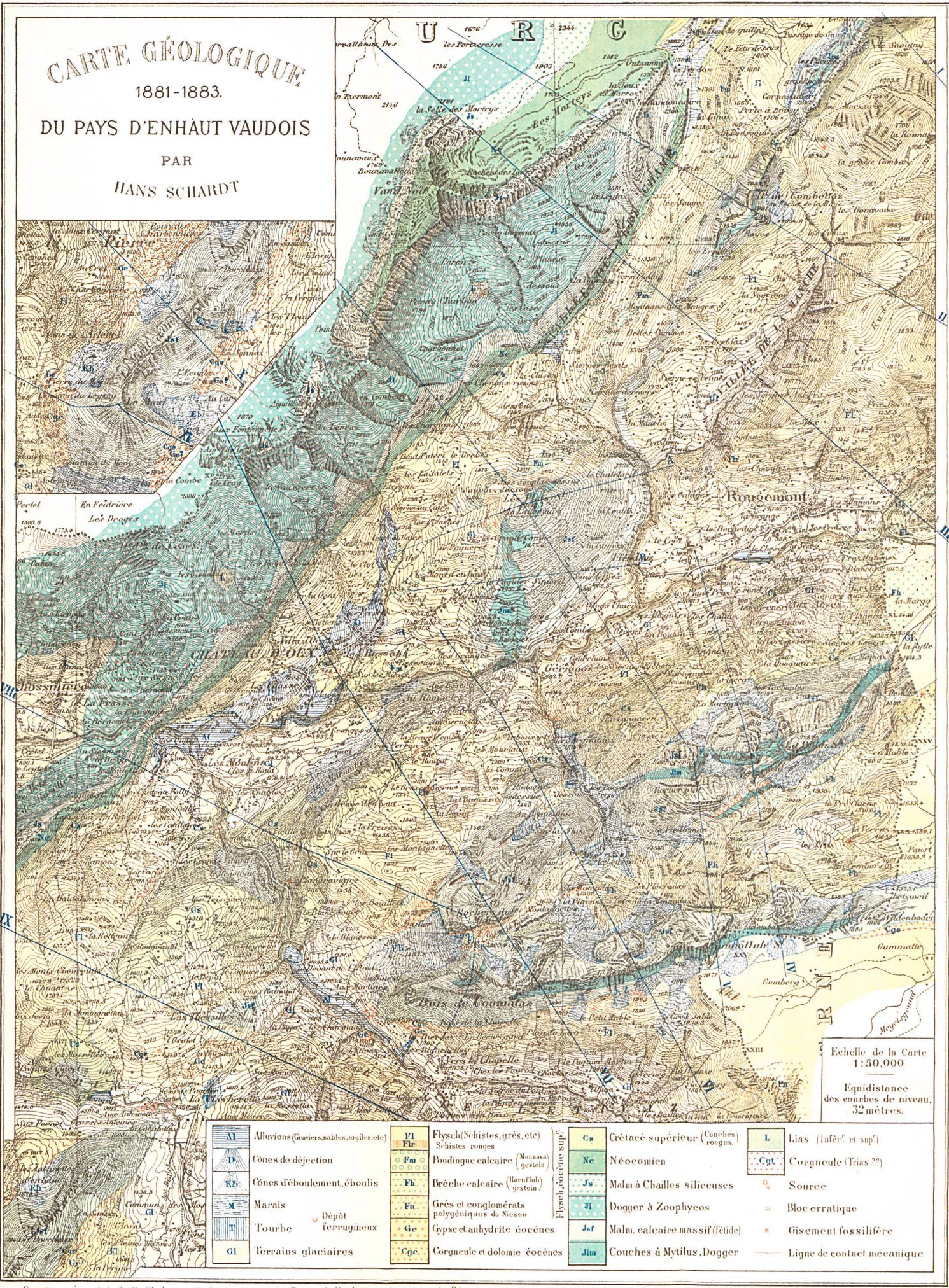
J'ai pu me persuader qu'il n'était guère possible de se mettre d'accord avec toutes les opinions. Je me suis vu à plus d'une reprise en opposition avec les opinions de savants distingués pour lesquels j'ai la plus haute estime. Si parfois j'ai exprimé un peu vivement ma manière de voir, c'est que je me sentais dans le vrai et que la vérité ne connaît pas deux chemins. Dans des cas où je me suis trouvé dans l'incertitude je n'ai pas craint de l'avouer plutôt que de m'arrêter à une opinion qu'il n'était pas possible de soutenir avec sincérité.

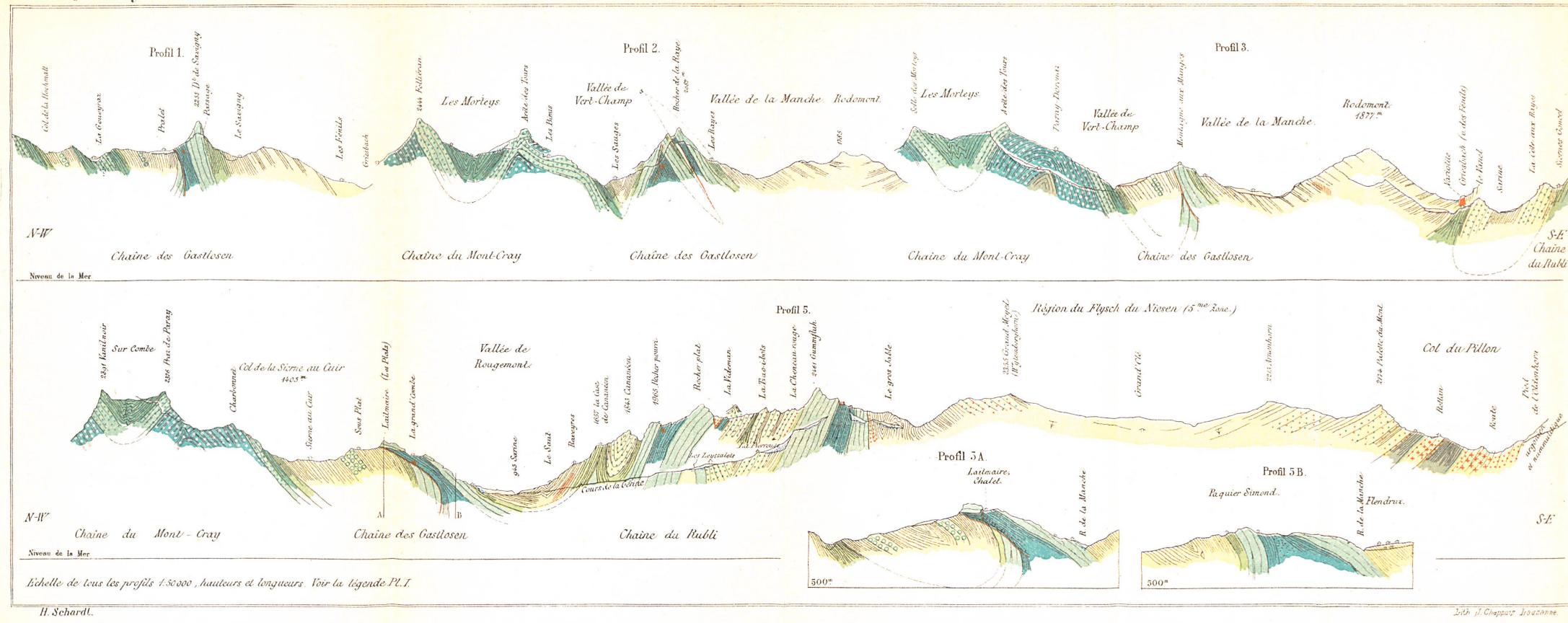
Il est possible, je l'espère même, que les opinions émises dans ce travail (chapitre V en particulier) soulèveront des contestations; car n'est-ce pas du choc des idées que jaillit la lumière? Mais je souhaite avant tout qu'aux recherches que je me propose de poursuivre viennent s'ajouter aussi celles des géologues qui pourraient être d'un autre avis; il ne me reste pas de doute qu'elles serviront à démontrer avec plus d'éclat encore l'exactitude de ce que je soutiens.

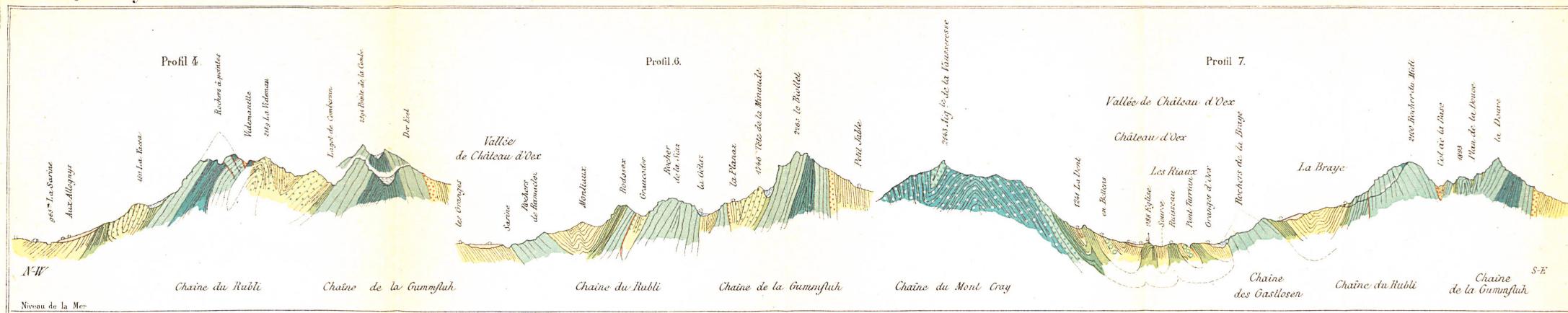
Montreux, le 14 avril 1884.

E R R A T A

Page 11, ligne 14, lisez :	qu'ils	au lieu de :	qu'elles.
» 19, » 2, »	avec	»	sous.
» 19, » 24, »	séparent le malm de la brèche calcaire.		
» 26, » 2, »	tantôt la roche ressemble.....		
» 28, » 1, »	Protogine	au lieu de :	Protogyne.
» 28, » 3, »	Biotite	»	Phlogopite.
» 42, » 26, »	Hohenhöwen	»	Hohenhöfen.
» 44, » 18, »	compact	»	compacte.
» 60, » 25, »	(cylindre?)	»	cylindre ?
» 82, » 23, »	à	»	dans.
» 94, » 5, »	Orbignyana,	»	Orbiguyana.
» 102, » 35, »	d'y,	»	à y.
» 149, » 16,	retranchez :	au sud.	

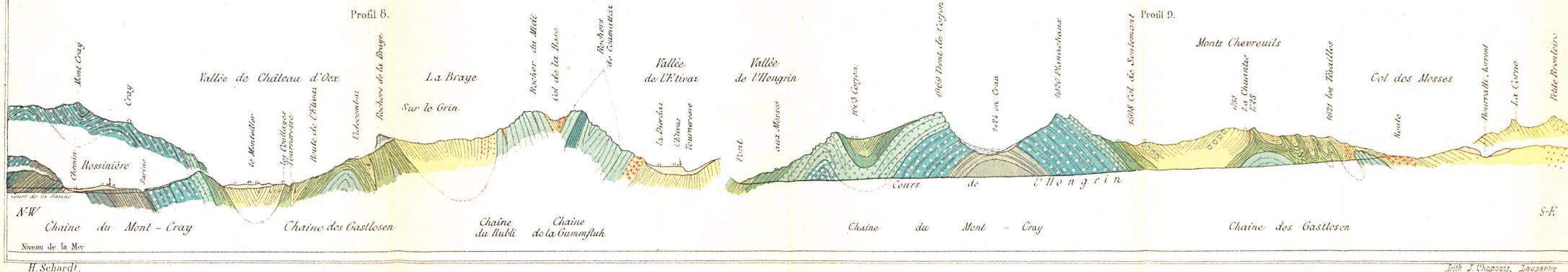


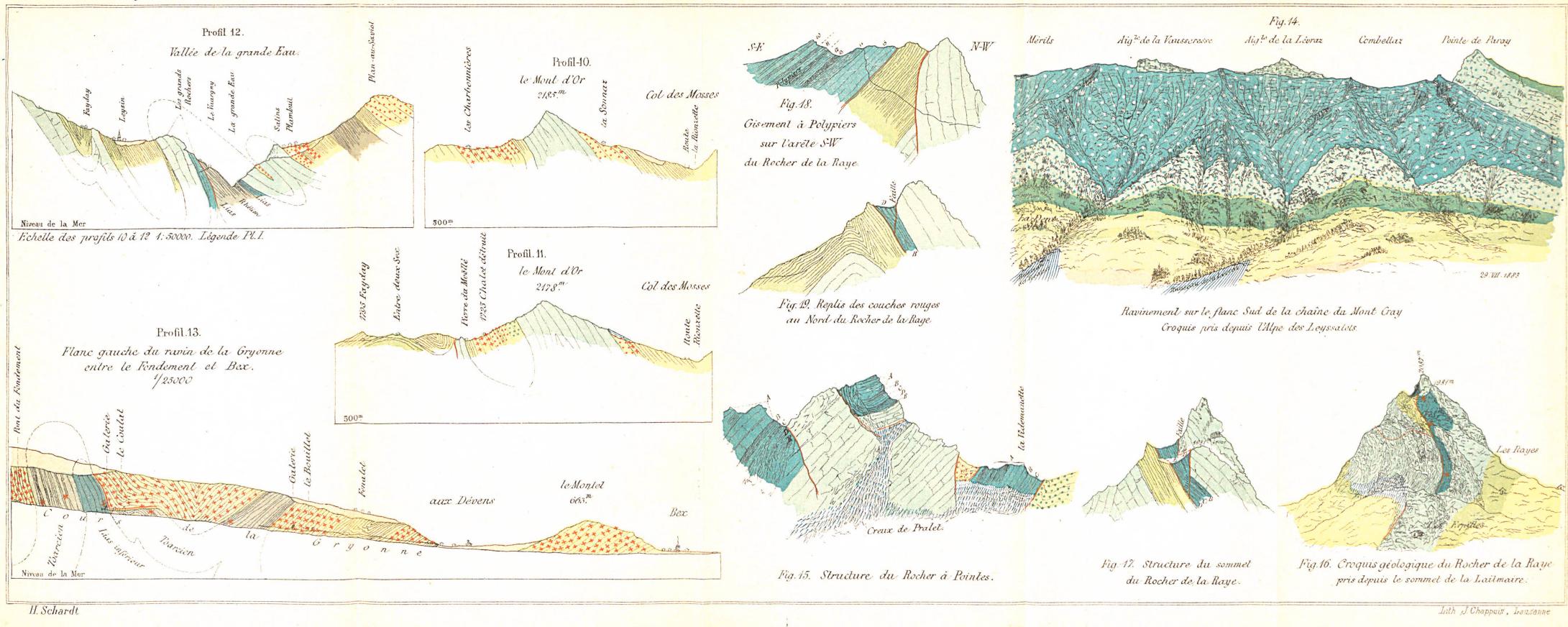




Echelle de tous les profils 1:50000. Légende Pl. I.

Ensuite de l'avis des juges : 1.000. Ingénierie 1.000.





Géologie du Pays d'Enhaut vaudois.

Bull. Soc. Vaud. Sc. nat. - Vol. XX. - Pl. V.

Replis et contournements du flysch
sur la paroi Est de la grotte de Pra Cornet (Chânoy)

Fig. A.

Formation des vallées transversales
B par érosion fluviale.
(Figure idéale)

Fig. 7.a.

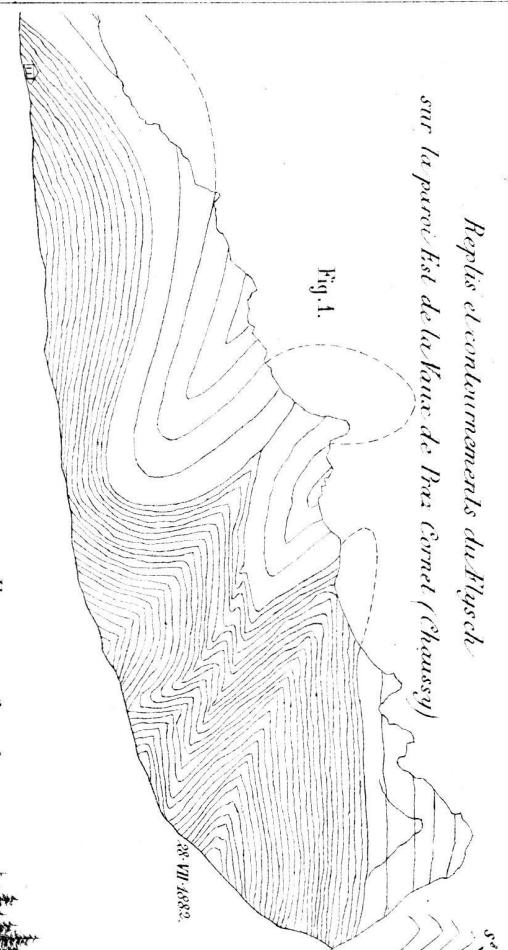
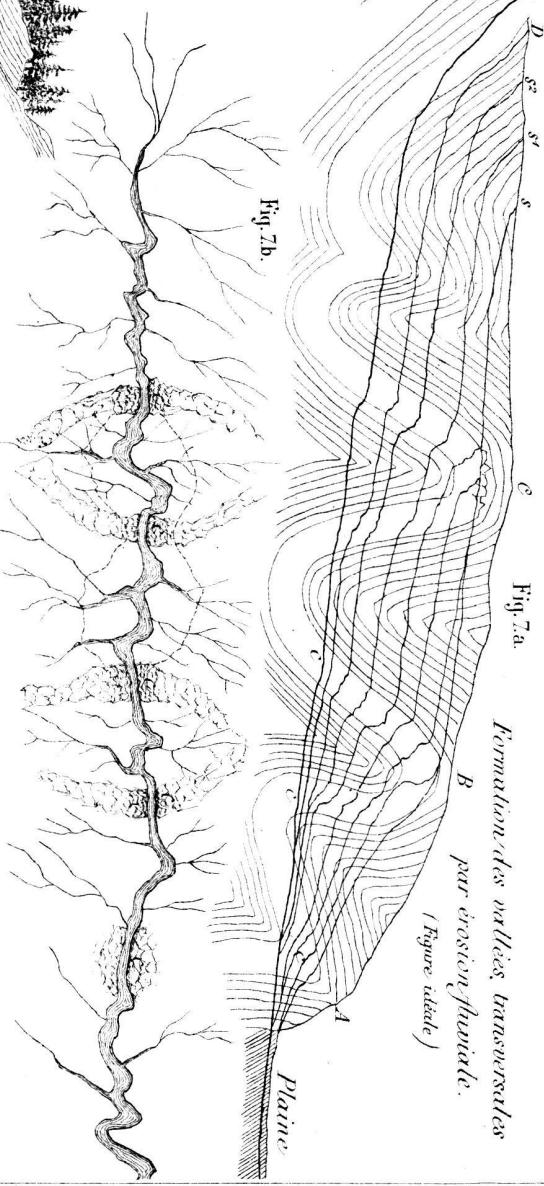


Fig. 7.b.



Intervalle dans le flysch
à la Lécherette (vallée des Mées)

Fig. 5.



Fig. 5.a.

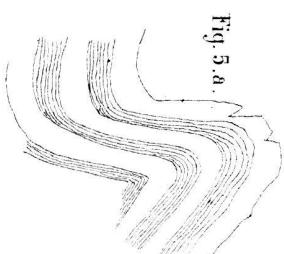


Fig. 5.b.

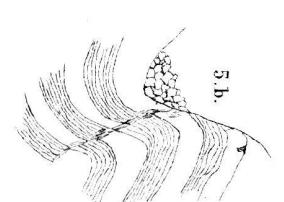
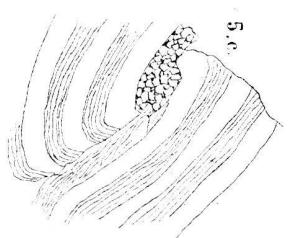


Fig. 5.c.

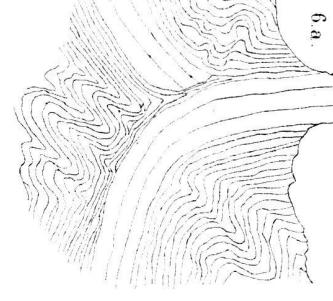


Replis de Pra Cornet
(Flysch de Chânoy)

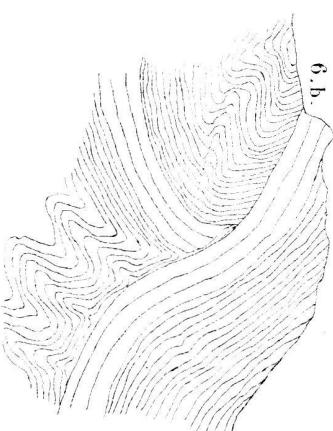
Fig. 2.

Chenauchements antidiplanaux.

6.a.



6.b.



6.c.

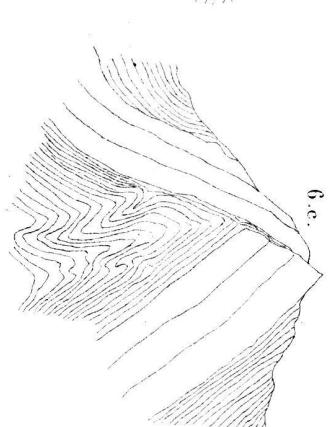


Fig. 4.

Faillé (Pra Cornet)

Fig. 1.

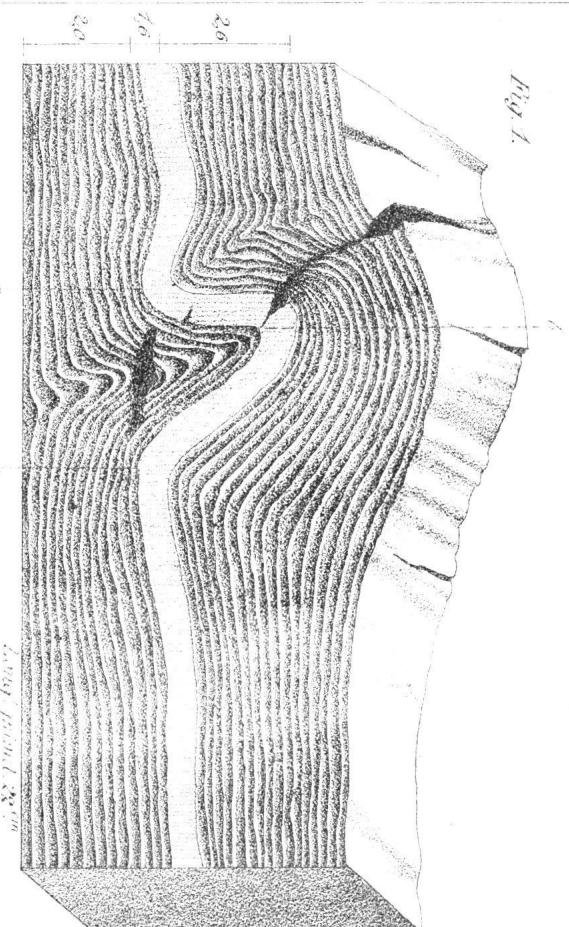


Fig. 3.

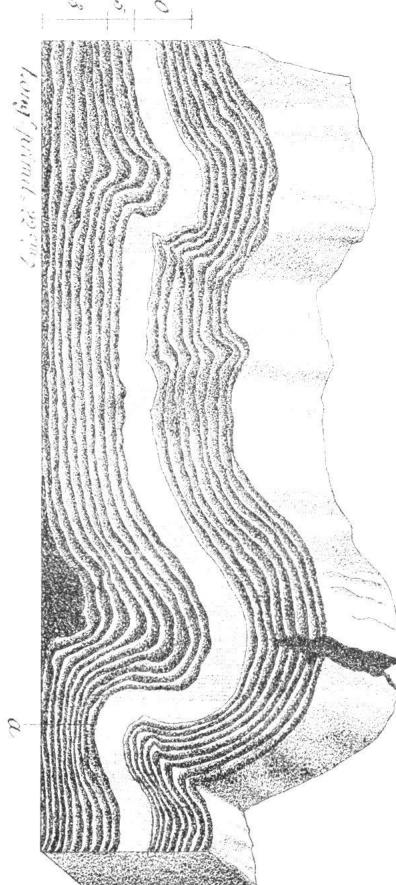


Fig. 4.

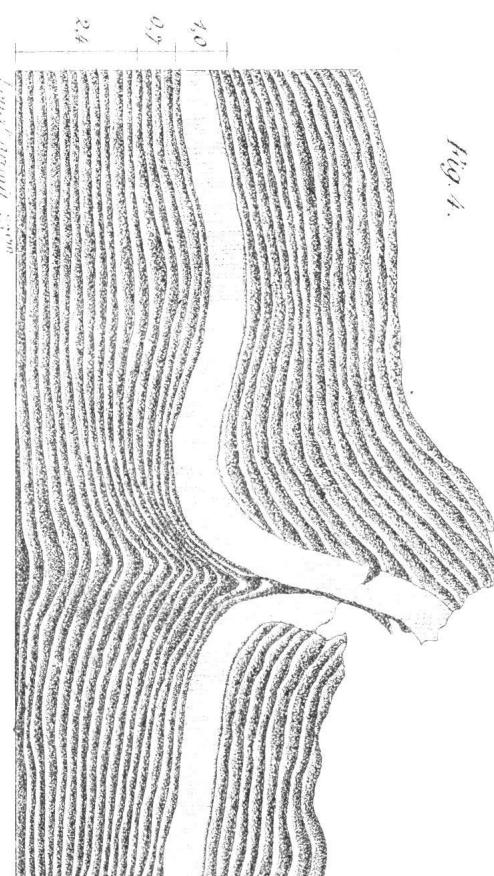


Fig. 2.

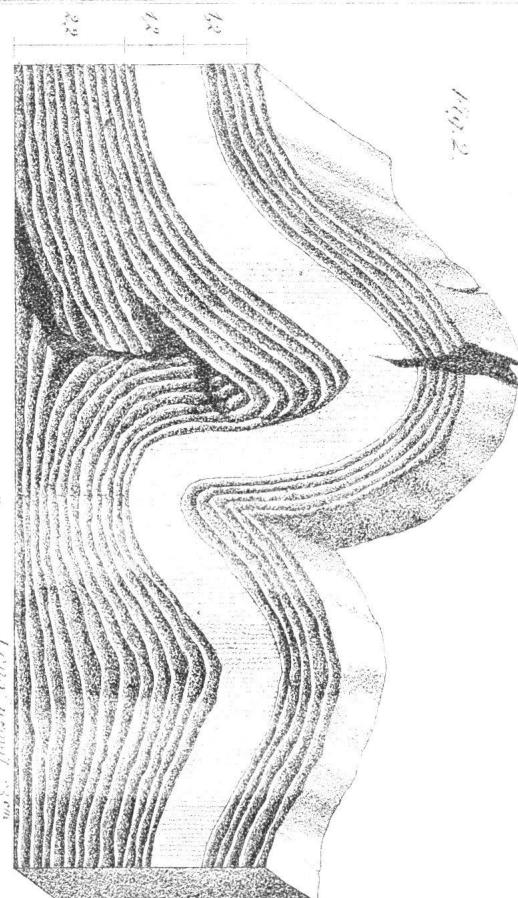


Fig. 5a.

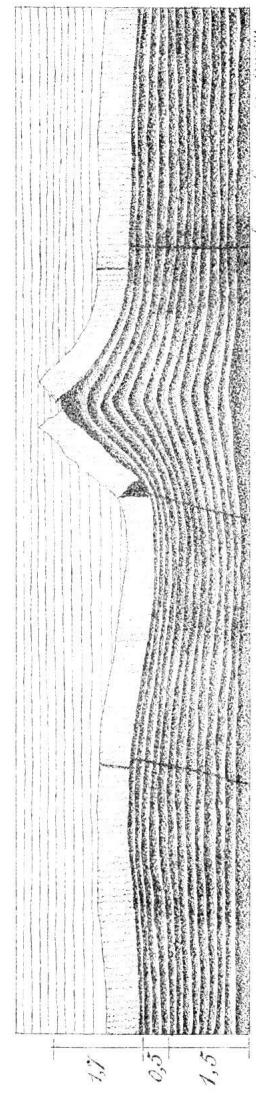


Fig. 5a.

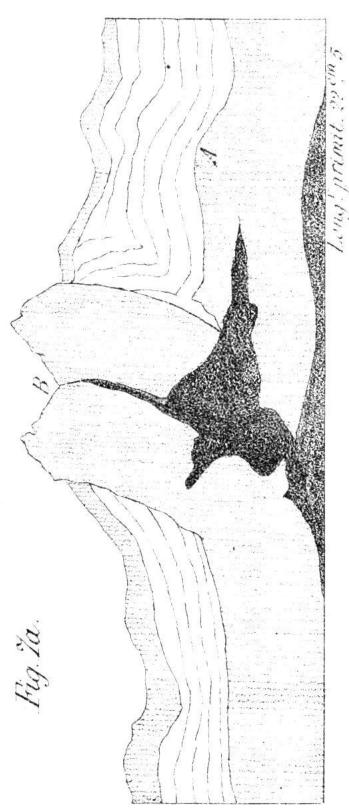


Fig. 5b.

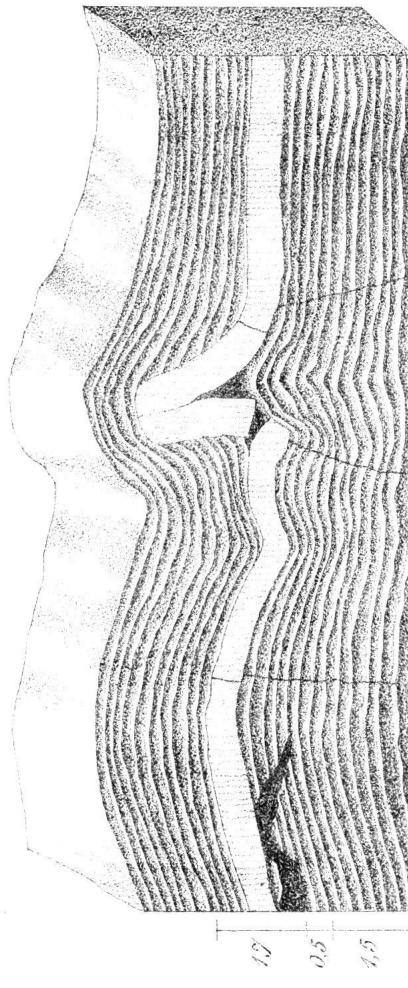
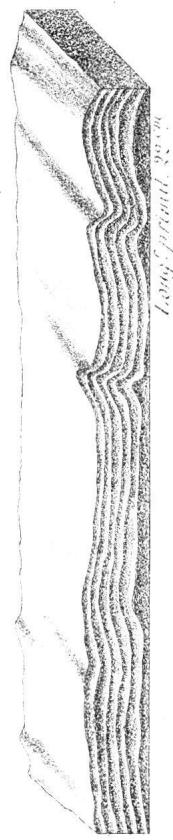


Fig. 5b.



H. Schärdt del.

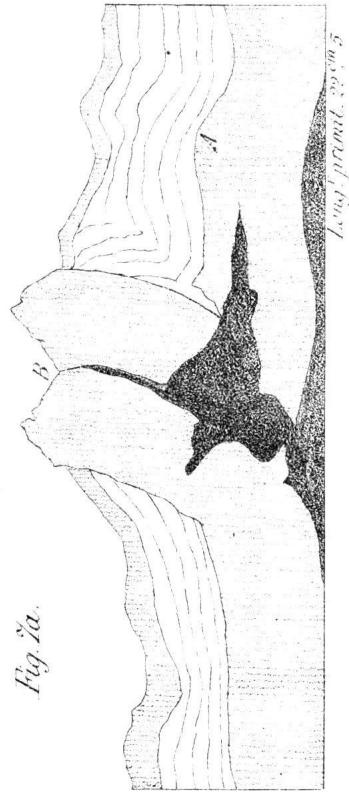


Fig. 5c.

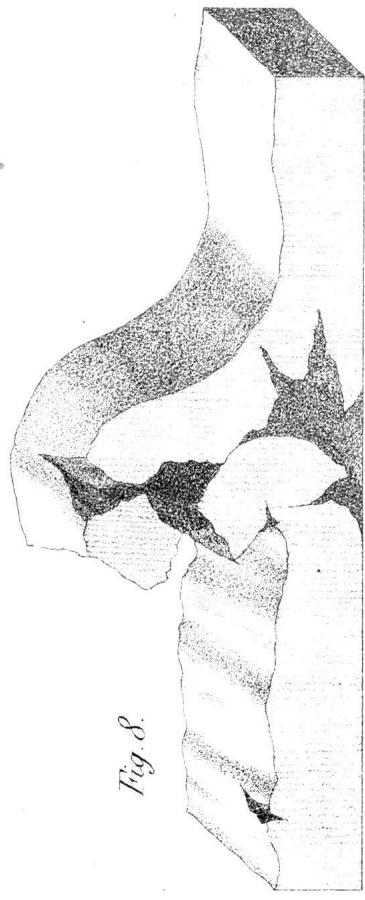
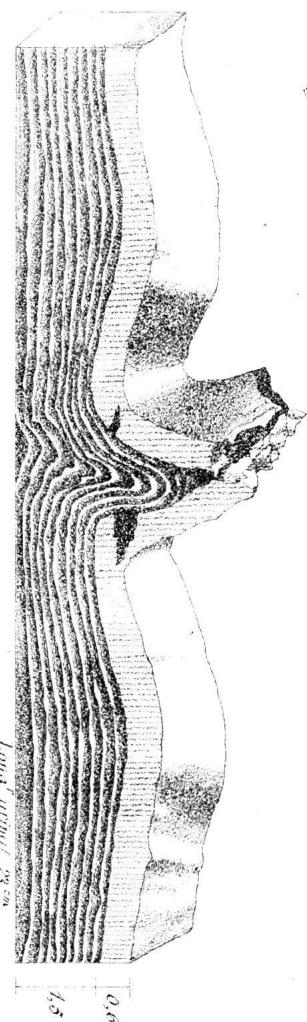


Fig. 5c.

hach. J. Chappuis tracé

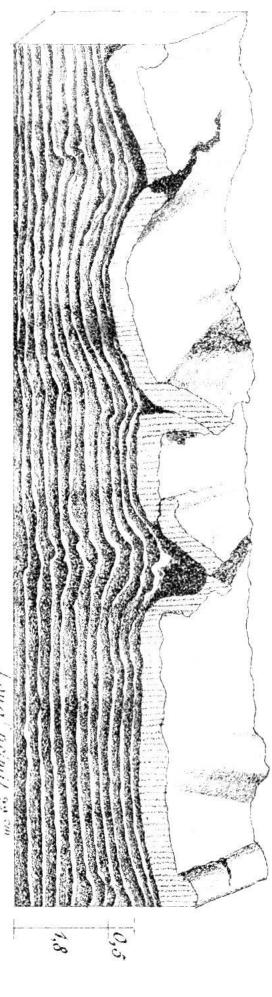
Fig. 9.



Long. perpend. 35 mm

Long. perpend. 35 mm

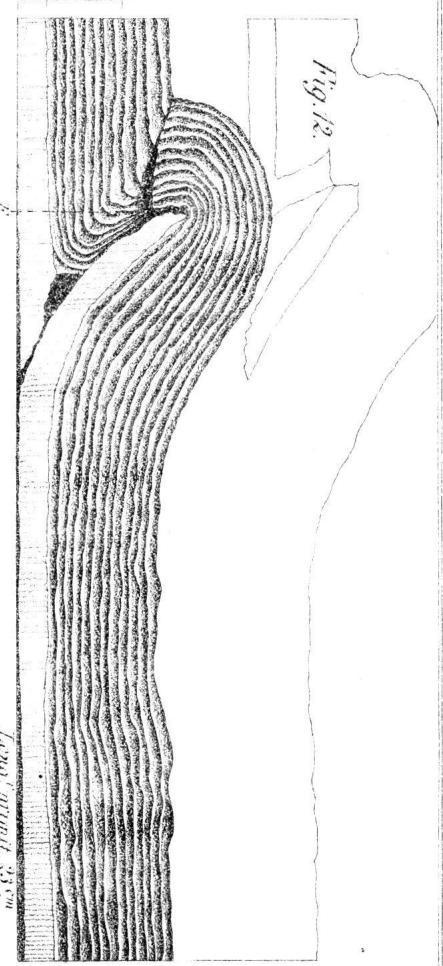
Fig. 10.



Long. perpend. 35 mm

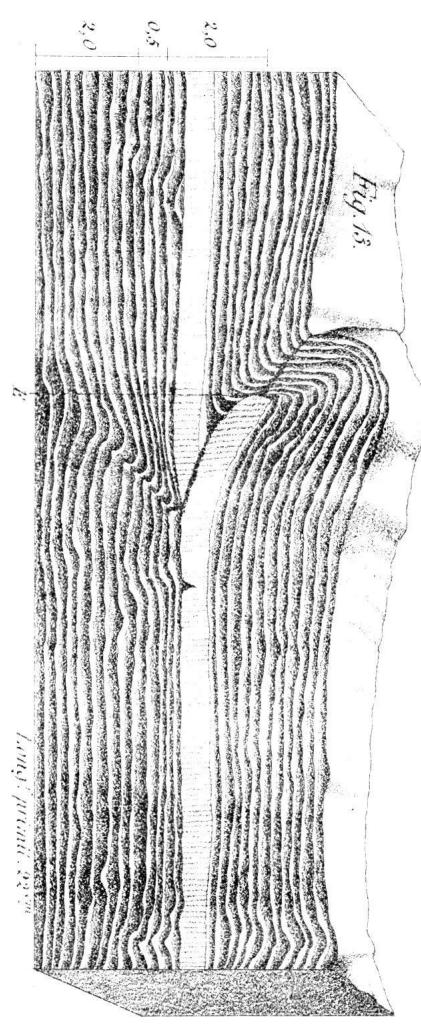
Long. perpend. 35 mm

Fig. 12.



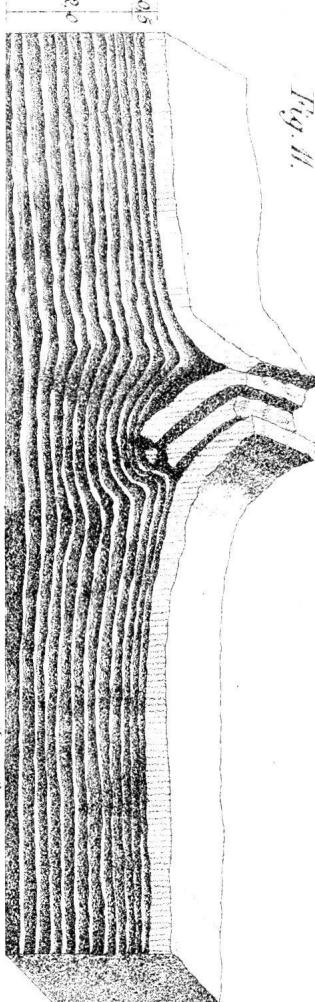
Long. perpend. 35 mm

Fig. 13.

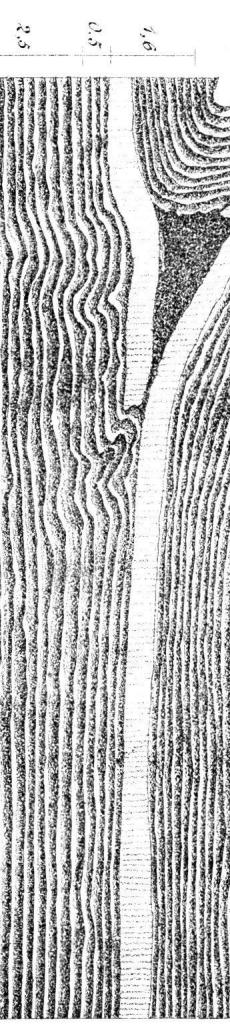


Long. perpend. 35 mm

Fig. 11.

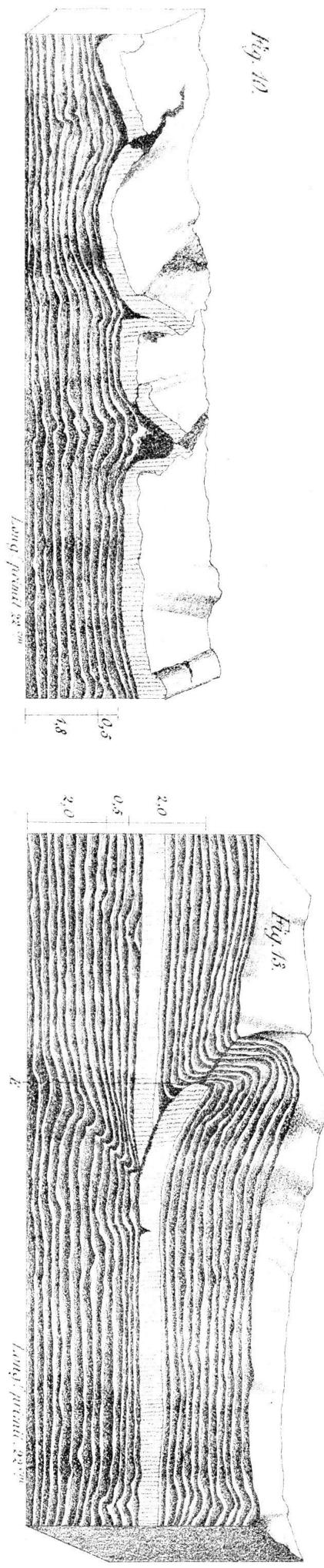


Long. perpend. 35 mm



Long. perpend. 35 mm

Fig. 14.



Long. perpend. 35 mm

Fig. 15.

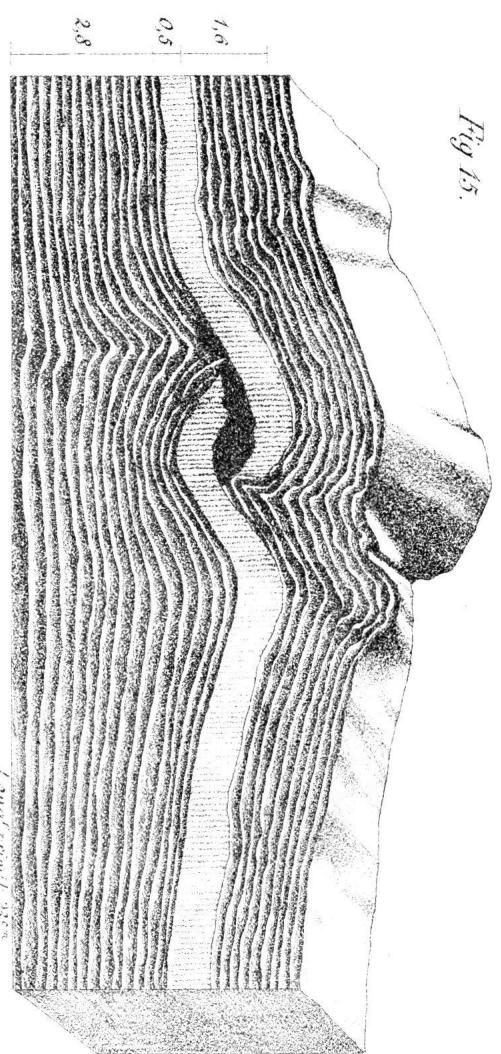


Fig. 16.

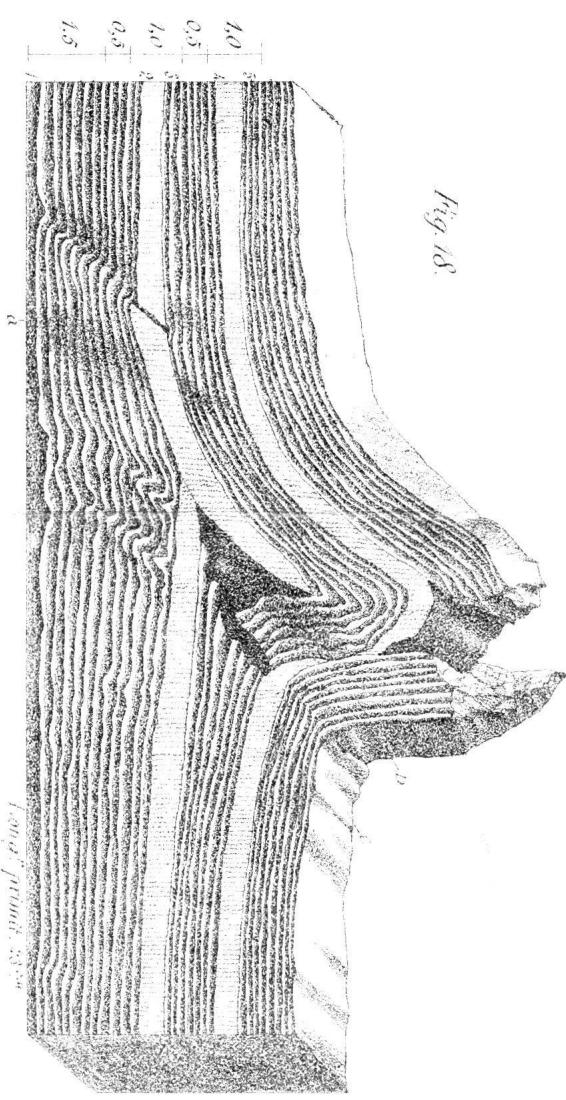
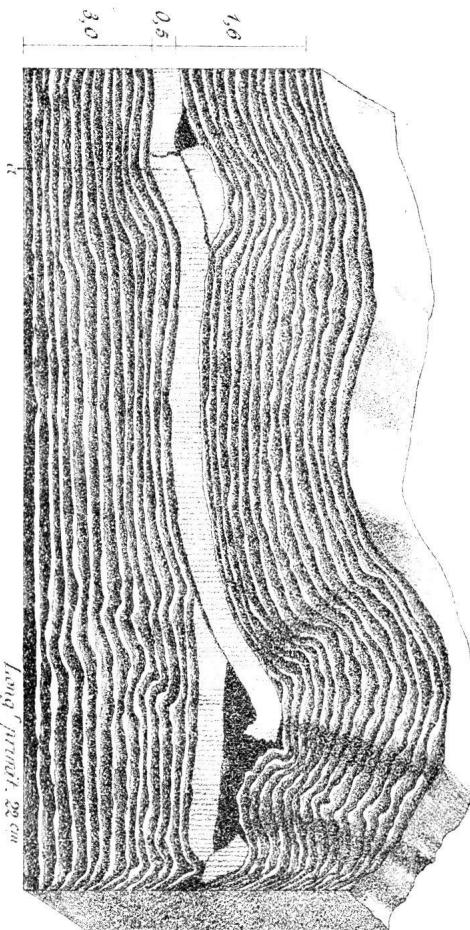
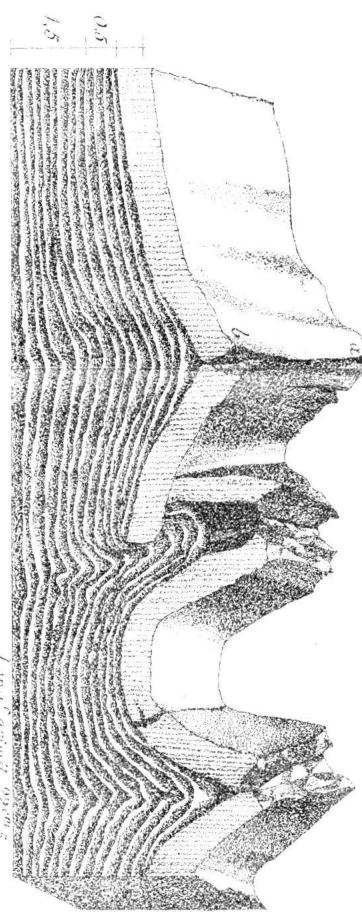


Fig. 18.

Fig. 22.



Observations sur les planches.

Pl. I. L'impression topographique de la carte n'est pas très nette, le report sur pierre ayant dû être tiré avant l'aciérage de la plaque gravée originale.

La partie ajoutée en dessous du titre fait suite au Mont-d'Or à l'angle S.-W., à gauche en bas.

Par suite d'une inadvertance, l'équidistance des courbes de niveau est indiquée comme étant de 32 mètres, tandis qu'elle est de *16 mètres* seulement.

Les lignes bleues indiquent le tracé des profils ; les chiffres romains (I-XI) qui les accompagnent, correspondent aux profils 1-11, pl. II, III et IV.

Pl. II, III et IV. L'échelle des profils 1 à 12 est la même que celle de la carte, ainsi que la légende des couleurs qui est la même pour toutes les figures, sauf les exceptions suivantes :

Dans prof. 8, pl. III, et 13, pl. IV, le *lias inférieur* (Sinémurien) est indiqué par du *lias foncé*, teinte qui ne se trouve pas sur la carte où le lias inférieur n'est pas séparé du lias supérieur par une teinte spéciale.

Dans prof. 5, à droite, le gypse et la corgneule du Col du Pillon, et dans prof. 13, pl. IV, le gypse et l'anhydrite de Bex sont désignés par la même teinte que les terrains de cette nature d'âge éocène bien défini. D'après ce qui est dit dans le texte, il n'y a pas d'obstacle à l'emploi de la même couleur pour ces deux terrains, qui, s'ils ne sont pas exactement du même âge, se correspondent au moins en partie.

Dans prof. 1, pl. II, le lithographe a omis d'indiquer le crétacé supérieur (vert pâle), entre le néocomien de l'arête de la Goueyraz et le flysch du col de la Hochmatt.

Dans prof. 12, le mot *lias* à droite se trouve trop près du bleu foncé qui indique les *couches à Mytilus* que je supposai là et que M. Pittier a reconnues réellement en cet endroit.

Les fig. 14 à 19, pl. IV, ne sont pas faites à une échelle déterminée ; les couleurs sont les mêmes que celles de la carte et des autres profils. Dans fig. 14 il y a entre le néocomien et le malm une traînée vert-pâle, ce qui ne doit pas être.

Dans pl. VI à IX, sont figurées des expériences sur la compression de couches d'argile. Ces figures sont faites d'après mes dessins originaux réduits au moyen du pantographe aux $\frac{2}{5}$ de leur grandeur.

La longueur des couches d'argile *avant* la compression est indiquée en dessous de chaque figure. Les chiffres et l'échelle placés à côté indiquent l'épaisseur de chaque couche *avant* la compression. Les variations de la longueur et de l'épaisseur *après* la compression peuvent facilement être vérifiées au moyen de l'échelle proportionnelle, pl. VI. Cette même échelle peut servir à reconnaître le déplacement intérieur des couches d'argile molle, d'après les stries qui y furent tracées à égale distance avant la compression et dont il y avait 6 par centimètre.

