L' autochtone de la partie Nord-Quest du massif des Aiguilles Rouges: Haute-Savoie et Valais

Gad-François Amberger

▶ **To cite this version:**

Gad-François Amberger. L' autochtone de la partie Nord-Quest du massif des Aiguilles Rouges: Haute-Savoie et Valais. Stratigraphie. University of Geneva, 1959. Français. NNT : . tel-00923339

HAL Id: tel-00923339
https://theses.hal.science/tel-00923339

Submitted on 2 Jan 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Genève
699

UNIVERSITÉ DE GENÈVE
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE

FACULTÉ DES SCIENCES
PROFESSEUR ED. PARÉJAS

L'AUTOCHTONE DE LA PARTIE NORD-OUEST DU MASSIF DES AIGUILLES ROUGES
(Haute-Savoie et Valais)

THÈSE

PRÉSENTÉE À LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE GENÈVE
POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES
GÉOLOGIQUES ET MINÉRALOGIQUES

PAR

Gad-François AMBERGER
INGÉNIEUR-GÉOLOGUE
DE GENÈVE
(SUISSE)

BIBLIOTHÈQUE de l'UNIVERSITÉ AIX-MARSEILLE SCIENCES

THÈSE N° 1312

GENÈVE
IMPRIMERIES POPULAIRES
1960

B.U. SC. ST CHARLES
D 093 130342 1

T 699

UNIVERSITÉ DE GENÈVE
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE

FACULTÉ DES SCIENCES
PROFESSEUR ED. PARÉJAS

L'AUTOCHTONE DE LA PARTIE NORD-OUEST DU MASSIF DES AIGUILLES ROUGES
(Haute-Savoie et Valais)

THÈSE

PRÉSENTÉE À LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE GENÈVE
POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES
GÉOLOGIQUES ET MINÉRALOGIQUES

PAR

Gad-François AMBERGER
INGÉNIEUR-GÉOLOGUE
DE GENÈVE
(SUISSE)

THÈSE N° 1312

BIBLIOTHÈQUE DE L'UNIVERSITÉ
SCIENCES
AIX-MARSEILLE

GENÈVE
IMPRIMERIES POPULAIRES
1960

La Faculté des sciences, sur le préavis de Monsieur le professeur E. Paréjas autorise l'impression de la présente thèse, sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont énoncées.

Genève, le 25 novembre 1959. Le doyen: F. Chodat.

Thèse n° 1312

BIBLIOTHÈQUE DE L'UNIVERSITÉ
SCIENCES
AIX-MARSEILLE

AVANT-PROPOS

C'est sur le conseil de mon maître, M. le professeur Edouard A. Paréjas, que j'ai entrepris cette étude. Je tiens à le remercier vivement d'avoir dirigé mon travail par ses nombreux et précieux conseils.

Ma reconnaissance va également à M. le professeur Marcel Gysin qui a pris un intérêt très vif aux problèmes posés par cette thèse, tant sur le terrain qu'au laboratoire.

Que M. le professeur Edouard Poldini accepte des remerciements pour son enseignement et la grande bienveillance qu'il a montrée à mon égard durant toutes mes études.

J'aimerais aussi exprimer ma gratitude à MM. les professeurs Augustin Lombard et Marc Vuagnat pour leurs conseils fort utiles. MM. A. Carozzi, D. Krummenacher et R. Verniory ont vérifié certaines de mes déterminations microscopiques; qu'ils en soient remerciés ici.

Mes camarades et amis, MM. J.-P. Burri, J. Charollais, R. Murat, P. Bordier et A. Vez, m'ont accompagné sur le terrain et m'en ont rendu ainsi l'étude plus facile. J'ai eu de plus de fructueuses discussions au laboratoire avec MM. J. Deferne, C. Favre, F. Tissot et J. Putallaz.

En terminant, je voudrais encore remercier mes parents, grâce à qui j'ai pu entreprendre des études universitaires.

Genève, septembre 1959. *G.-F. A.*

INTRODUCTION

SCIENCES
MARSEILLE

La couverture autochtone des Aiguilles Rouges de Chamonix affleure de part et d'autre du massif cristallin hercynien externe, ainsi que dans la région de Saint-Maurice (Valais), et sous forme de fenêtre ou de boutonnière à Champéry, au Fer à Cheval, et dans le cirque des Fonts. Le but du présent travail est l'étude des terrains autochtones au Nord-Ouest du massif des Aiguilles Rouges, de la région du col du Jorat au Nord jusqu'à celle de Pormenaz-Col d'Anterne au Sud. Dans cette contrée, l'autochtone forme une bande plus ou moins étroite, dont la largeur peut varier d'une cinquantaine de mètres à trois kilomètres environ, qui passe par le col du Jorat, la plaine de Salanfe, le col d'Emaney et le vallon du même nom, le col et la vallée de Barberine, l'Arevassey, le cirque du Vieux-Emosson et la Pointe de la Terrasse où elle atteint la frontière franco-suisse. De là, elle se continue dans le vallon de Tre-les-Eaux, sur l'arête des Cristaux et le Mont-Oreb, dans la Combe à Bérard, au Col de Salenton, dans la haute vallée de la Diosaz, au Collet d'Ecuelle, dans la région de Moëde-col d'Anterne et finit par disparaître dans le vallon du Souay sous l'éboulement du Dérochoir. La distance à vol d'oiseau est d'environ 30 kilomètres. L'altitude varie entre 1600 et 2734 mètres.

Tous les levés ont été effectués à l'échelle du 1: 10.000, avec les bases topographiques suivantes: Pour la partie suisse, la carte des Forts au 1: 10.000; pour la partie française les cartes au 1: 20.000 de Pormenaz à la Diosaz et au 1: 50.000 de la Diosaz au Vieux-Emosson, toutes deux agrandies au 1: 10.000.

Pour bien délimiter ce travail, il nous faut encore préciser un terme, celui d'autochtone. Par définition l'autochtone est constitué par les terrains qui, dans une région à tectonique de nappes, sont restés plaqués sur le soubassement, cristallin en général, ou ont été plissés sans subir de charriage. Si nous nous étions tenus à cette définition, nous aurions dû limiter notre étude aux premiers mètres de la série triasique. En réalité, nos recherches ont porté sur tous les terrains compris entre le cristallin et le flanc renversé de la nappe de Morcles au nord ou son plan de glissement au sud, lorsque le flanc renversé se lamine. Nous décrirons donc également le parautochtone ainsi que les relations de l'autochtone soit avec le massif cristallin hercynien sous-jacent, soit avec la nappe de Morcles qui le chevauche.

Première partie

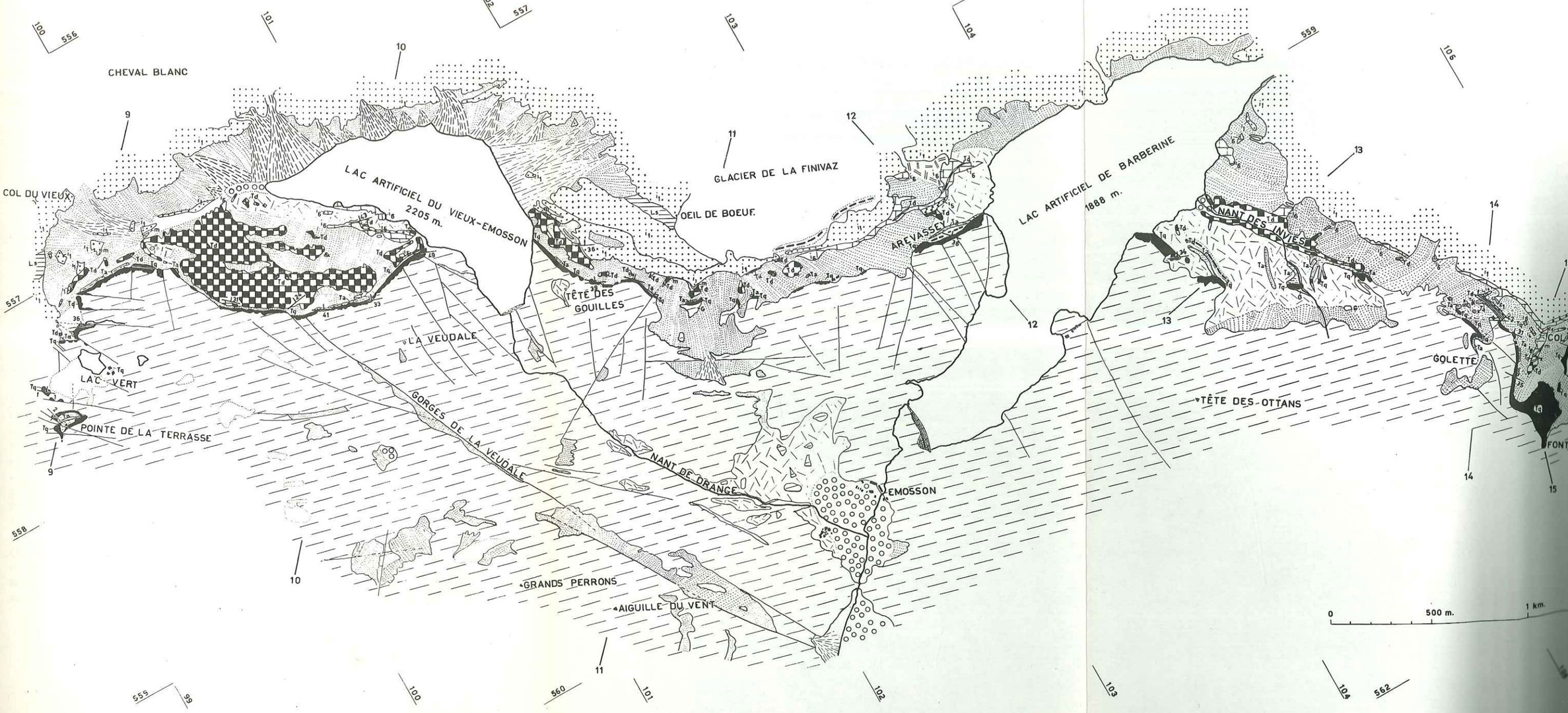
STRATIGRAPHIE GÉNÉRALE ET MICROGRAPHIE

BIBLIOTHÈQUE de l'UNIVERSITÉ
SCIENCES
AIX-MARSEILLE

CARTE GEOLOGIQUE DE L'AUTOCHT

DEUXIEME PARTIE: DU VIEUX-EMOS

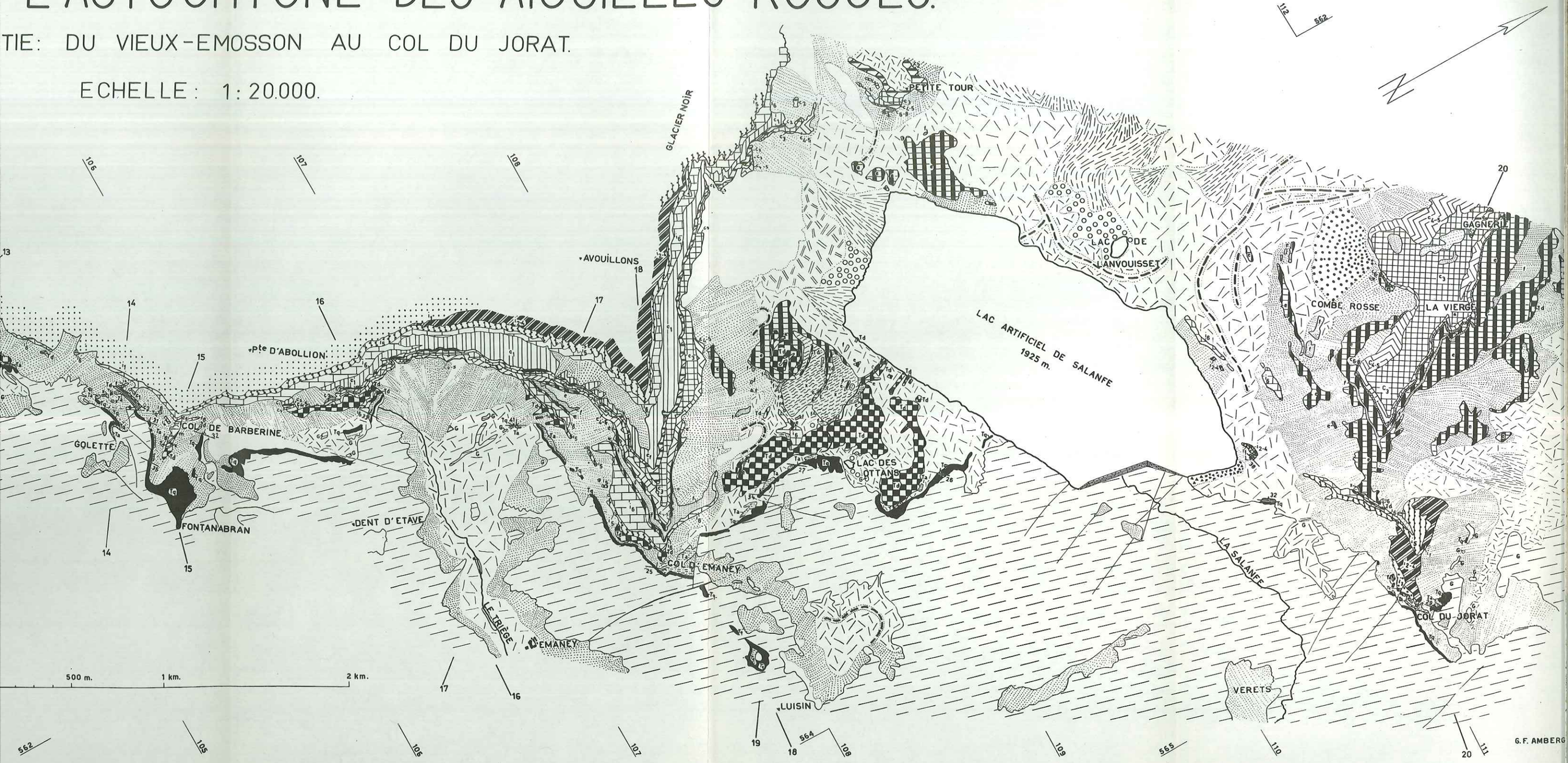
ECHELLE: 1:2

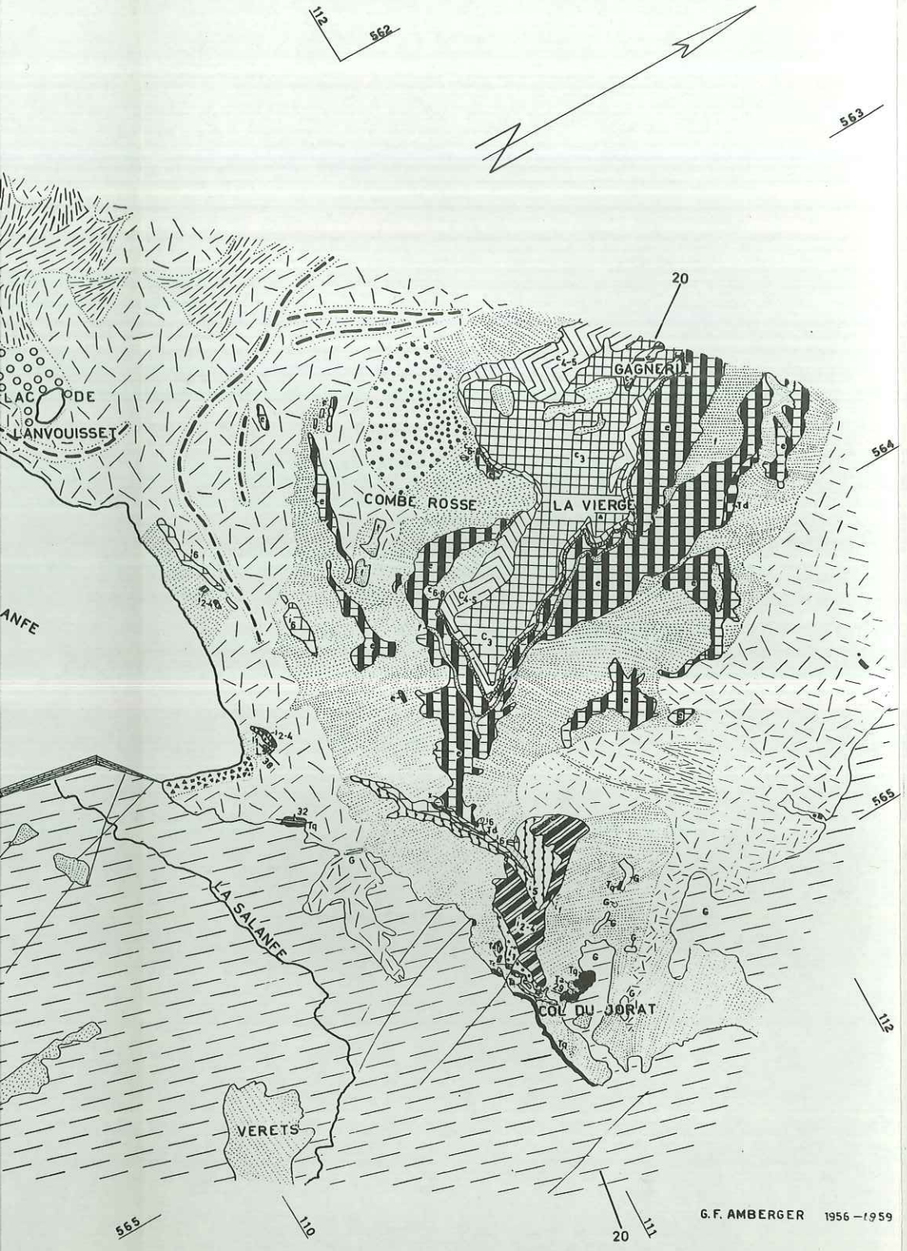


L'AUTOCHTONE DES AIGUILLES ROUGES.

TIE: DU VIEUX-EMOSSON AU COL DU JORAT.

ECHELLE: 1: 20.000.





LÉGENDE:

- ALLUVIONS.
- CÔNES DE DÉJECTION.
- EBOULIS.
- GLACIAIRE RECENT.
- GLACIAIRE ANCIEN.
- CORDONS MORAINIQUES.
- DOLINES.
- REMBLAI ARTIFICIEL.
- m CALCAIRE MARMORISÉ.
- f FLYSCH.
- x "MYLONITES"
- e NUMMULITIQUE.
- c_{6-8} APTIEN-CRÉTACÉ SUPERIEUR.
- c_{4-5} BARREMIEN.
- c_3 HAUTERIVIEN.
- c_2 VALANGINIEN.
- c_1 BERRIASIEN.
- i_6 MALM.
- i_5 ARGOVIEN.
- i_{2-4} CALLOVIEN – OXFORDIEN.
- i_1 DOGGER.
- Ls LIAS
- Te SCHISTES QUARTZEUX (KEUPER?)
- Td CALCAIRES DOLOMITIQUES (MUSCHELKALK?)
- Ta "ARGILITES" (BUNTSANDSTEIN?)
- Tq "QUARTZITES" (BUNTSANDSTEIN?)
- h CARBONIFÈRE
- G SCHISTES CRISTALLINS
- γ GRANITE DE PORMENAZ.
- PLAN DE CHEVAUCHEMENT.
- FAILLE

BIBLIOTHÈQUE de l'UNIVERSITÉ SCIENCES AIX-MARSEILLE

BIBLIOTHÈQUE de L'UNIVERSITÉ SCIENCES AIX-MARSEILLE

CHAPITRE I: PALÉOZOÏQUE

1) Schistes cristallins et granites des Aiguilles Rouges

L'ancien massif hercynien des Aiguilles Rouges est constitué par une importante série de schistes cristallins divers avec des granites intrusifs à Pormenaz, Servoz et Vallorcine-Miéville, ainsi que du Permo-Carbonifère discordant pincé en un premier synclinal complexe très aigu dans la région Salvan-Le Châtelard, ainsi que d'un second, moins marqué aux environs de Pormenaz et de Moëde. C'est sur ce complexe, pénéplainé avant le début du Trias, que sont venus transgresser les premiers niveaux de la série autochtone.

L'étude détaillée du socle ancien sortait du cadre de ce travail, de nombreux auteurs se sont d'ailleurs déjà attachés à la question, en particulier A. Michel-Levy (1890), J. Meyer (1916), M. Lugeon (1916), P. Corbin et N. Oulianoff (1920 à 1944), H. Preiswerk et M. Reinard (1927). Parmi les ouvrages plus récents, citons les travaux de R. Dhellemmes (1954), D. Krummenacher (1955) (Thèse à paraître) et surtout ceux de J. Bellière (1958) qui ont apporté de très intéressantes précisions à la connaissance du massif des Aiguilles Rouges de Chamonix. Cet auteur a en effet montré que la série des divers schistes cristallins des Aiguilles Rouges, produits par un métamorphisme régional à la limite de la catazone et de la mésozone, lors de la tectogenèse antewestphalienne, présentait par place des phénomènes anatectiques avec formation d'endomigmatites, c'est-à-dire de migmatites sans apport profond. En outre, il a signalé l'importance des phénomènes de cataclase et de recristallisation anciens, qui, jusqu'alors, n'étaient surtout connus qu'en bordure du granite de Vallorcine (H. Preiswerk et M. Reinard, 1927). Nous verrons plus loin que ce fait est important dans l'explication de la genèse des brèches à gros éléments de la limite Nummulitique-Flysch. La série cristallophyllienne des Aiguilles Rouges a subi par la suite une rétromorphose se traduisant principalement par la chloritisation de la biotite et par la séricitisation des feldspaths. L'âge de cette rétromorphose est difficile à préciser exactement, il nous semble cependant que c'est une erreur de la considérer comme purement alpine (R. Dhellemmes) (1954). J. Bellière (1958) admet qu'elle a débuté lors de la phase tectonique post-westphalienne (Tectogenèse hercynienne sensu stricto) et qu'elle a pu encore s'accuser durant la tectogenèse alpine. A l'appui de cette idée, nous pourrions citer les éléments des

conglomérats carbonifères et triasiques inférieurs où la sériciti-sation des plagioclases est toujours marquée. Ces terrains sont cependant beaucoup trop près du socle et la rétromorphose alpine, si elle existait seule, aurait pu les affecter. Par contre, il faut bien admettre une rétromorphose hercynienne pour expliquer l'altération des feldspaths des éléments cristallophylliens de la brèche nummulitique, car même si l'on admet que ces roches furent fortement écrasées lors de la mise en place de la nappe de Morcles, cet écrasement ne suffit pas à provoquer la sériciti-sation souvent très poussée que l'on peut observer dans les plagioclases.

En de nombreux endroits dans le cristallin, nous avons observé des néoformations quartzo-chloritiques sous forme surtout de filonets ou parfois d'imprégnations diffuses. Nous en reparlerons en détail plus loin, dans un paragraphe consacré à la question d'un métamorphisme alpin et de ses effets sur les sédiments du Trias. Il nous semble que ces filonets, extrêmement développés par endroits, n'ont pas été remarqués par les auteurs qui nous ont précédé sur le terrain. Par contre, C. Bordet et M. Roubault (1947) signalent une importante chloritisation du Trias de Belledonne à Roselend. Dans la région que nous avons étudiée, l'autochtone ne transgresse pas sur les granites. Notons cependant que ces granites, mis en place après le métamorphisme de la série cristallophyllienne, mais antérieurs au Westphalien, n'ont pas produit de phénomènes de contact. Le granite de Vallorcine est affecté par une très forte cataclase à sa partie nord-ouest qui conduit à des roches spéciales, connues dans la littérature géologique régionale sous le nom d'ultra-mylonites (H. Preiswerk et M. Rheinard, 1927). J. Bellière (1958) pense que ces phénomènes d'écrasement sont d'âge hercynien. Le granite de Pormenaz, par contre est plus ou moins écrasé dans son ensemble, les gros phénocristaux qui lui donnent son allure porphyrique étant en réalité souvent des porphyroclastes. (M. Gysin, communication orale, R. Dhellemmes, 1954.)

2) Carbonifère

L'étude détaillée du Carbonifère sortait également du cadre de ce travail, puisqu'il fait partie du socle hercynien dans lequel il est pincé en synclinaux plus ou moins aigus, parfois très complexes. Le Trias autochtone transgressant sur le Carbonifère dans la région de Pormenaz-Moëde, nous énumérerons cependant quelques observations faites sur le terrain et au laboratoire à propos des niveaux de cet âge. Il est constitué dans notre région, par une série continentale lacustre, relativement épaisse, contenant trois termes: Les conglomérats de base (Poudingue de Vallorcine), les grès et les schistes argileux à niveaux parfois fossilifères.

a) Conglomérats.

Les conglomérats de la région de Pormenaz transgressent soit sur les granites au sud soit sur les schistes cristallins plus au Nord. Ils sont quel-

que peu différents des conglomérats de Vallorcine du synclinal de Salvan-Le Châtelard. L. Duparc et E. Ritter (1894) ont décrit en détail les divers éléments que l'on peut rencontrer dans ces roches. A Pormenaz, on remarque que la base est surtout riche en éléments provenant du granite, constitués soit de parties de cette roche, soit de gros feldspaths cimentés par un grès feldspathique et micacé très riche en séricite. Dans la pâte, les éléments de quartz monocristallins sont très anguleux, alors que ceux formés de nombreuses petites plages dentelées sont plus arrondis. Si l'on monte dans la série, on voit apparaître d'autres types pétrographiques parmi les éléments, en particulier des gneiss très leucocrates homéoblastiques où les feldspaths sont toujours très altérés.

Par comparaison avec le faciès de la région de Salvan, on remarque que les éléments de schistes noirs, très communs dans le synclinal du Châtelard manquent où sont très rares. Relevons encore l'absence de stratification et de classement des éléments, à part l'apparition locale de graded-bedding inversé. Par endroits, les conglomérats peuvent passer brusquement au grès ou, au contraire, il y a passage plus progressif, de gros éléments subsistant encore dans une roche entièrement gréseuse. En conclusion il s'agit d'un sédiment dû à un remaniement, ayant été transporté sur une faible distance et déposé peut-être sur une forte pente.

b) Grès.

Ce sont des grès feldspathiques à ciment séricitique riches en biotite altérée, oxydes de fer, pyrite, et parfois un peu de matière charbonneuse. Les feldspaths sont toujours très altérés et la biotite remarquable par le fait que souvent elle n'est pas chloritisée, mais qu'elle se charge d'oxydes de fer et devient opaque. Les éléments sont très anguleux à part quelques grains de quartz un peu plus arrondis. On peut aussi noter l'effet des efforts tectoniques répétés que cette roche a dû subir. Souvent le quartz recristallise en plages composites grenues, les lamelles de micas sont tordues et la silice secondaire forme des « pressure-shadows » autour des sections de cubes de pyrite. L. Duparc et E. Ritter (1894) donnent comme critère distinctif des grès carbonifères, par rapport à ceux du Trias, l'absence de calcite. Dans notre région cette observation n'est pas valable, car la calcite, quoique rare, forme souvent quelques petites plages au milieu du ciment séricitique, sans toutefois être aussi répandue que dans les grès-quartzites triasiques.

Il existe dans les grès carbonifères de Pormenaz de très beaux prismes de dessication. La profondeur de l'eau au moment de ce dépôt a donc pu être parfois très faible.

c) Les schistes argileux.

Ils sont surtout intéressants par certains de leurs niveaux riches en végétaux fossiles, comme par exemple celui qui affleure sur le chemin

des chalets de Moëde, non loin du contact avec le Trias autochtone. Il existe aussi des parties tout à fait azoïques. Dans la région du synclinorium de Pormenaz, P. Bertrand (1926) a découvert des fougères: *Mixoneura ovata var. alpina P.Bert.* qui, d'après cet auteur, donnent un âge westphalien supérieur à ces formations. Dans le synclinal complexe de Salvan-Le Châtelard, le tunnel d'amenée d'eau des usines de Vernayaz a traversé des gisements avec d'assez nombreux genres: *Annularia*, *Odontopteris*, *Pecopteridium*, *Neuropteris*, *Pecopteris*, *Sphenopteris*, dont la détermination spécifique, due à J. W. Jongmans (1950), permet d'attribuer ce niveau au Westphalien D.

Pour terminer, notons que le Carbonifère est également traversé par les petits filonets quartzo-chloritiques que nous avons déjà signalés à propos du cristallin. Ils sont même fortement développés dans les grès de la partie inférieure des gorges du Souay. Des coupes minces nous ont montré que la chlorite, finement grenue, grisâtre en lumière polarisée, peu dispersive, différait tout à fait de la biotite chloritisée détritique que l'on trouve dans les grès. Comme nous le verrons plus haut, il faut bien admettre une origine secondaire pour cette chlorite, soit hydrothermale par analogie avec des formations alpines de ce type signalées dans le massif du Mont-Blanc par G. Deicha (1948, 1949) soit par diffusion et sécrétion latérale (J. Michot, 1958).

3) Permien

Dans toute la région de la zone de Chamonix et du massif des Aiguilles Rouges, aucun fossile permien caractéristique n'a jamais été découvert. *Walchia pinniformis* signalé par O. Heer aux Posettes n'apporte en effet pas de précision stratigraphique. On doit donc se baser, à défaut de mieux, sur des analogies de faciès (M. Gignoux et L. Moret, 1948) qui peuvent parfois conduire à des erreurs. Même dans d'autres massifs cristallins externes, dans l'Estérel par exemple (P. Bordet, 1951) où les formations présumées permiennes sont mieux développées que dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges, les débris de plantes découverts ne permettent pas de préciser mieux qu'un âge stephano-autunien.

a) Conglomérats et schistes verts et lie-de-vin.

Ces schistes, bien visibles le long de la route près du Trétien, forment avec les conglomérats le noyau du synclinal complexe de Salvan-Le Châtelard. Leur attribution au Permien semble logique car les oxydes de fer qui les colorent doivent correspondre à des dépôts proches de zones à climat désertique, avec par endroits, des formations torrentielles dues à

des oueds, fait qui a été récemment démontré par des études statistiques d'orientation de galets dans le dôme permien du Barrot (G. Bouillet et L. Lutaud, 1958). Dans la région des gorges du Souay, au pied de la Pointe Noire de Pormenaz, L. W. Collet (1943) signale du Permien. Nous avons retrouvé divers affleurements de schistes verts dans le lit du torrent, mais leur attribution au Permien nous semble sujette à caution. En effet, dans cette gorge, on remarque que l'autochtone, qui, à quelques centaines de mètres plus au nord-est, est encore constitué par une série normale de Trias, avec au sommet quelques mètres de calcaires noirs en partie marmorisés, que nous rattachons au Malm, n'est plus représenté que par quelques petites écailles fortement laminées, situées entre le Carbonifère et les schistes du Lias de la nappe de Morcles. Pour cette raison, nous rattachons ces quelques affleurements au Trias inférieur, car nous les considérons comme des argilites vertes écrasées. En coupe mince, ces roches sont très semblables également aux argilites, par leur ciment séricitique, le quartz par contre étant fortement recristallisé par suite de l'écrasement. A défaut de tout fossile, il n'est naturellement pas possible d'apporter de preuve absolue pour confirmer notre hypothèse.

b) Pénéplaine permienne et rubéfaction.

Durant le Permien, un climat continental désertique s'établit sur une partie de l'Europe avec par endroits des lagunes qui sont à l'origine des dépôts salifères du Zechstein. Dans le Permien du Pelvoux, par exemple, on trouve des conglomérats avec « dreikanter » (L. Moret et J. Debelmas, 1954) qui prouvent la présence de zones désertiques dans les massifs cristallins externes à cette époque. Ce sont des faits que certains auteurs (R. Perrin et M. Roubault, 1941) semblent oublier. Durant le Permien, la chaîne hercynienne a été petit à petit pénéplainée. Les produits de l'érosion se sont accumulés en certaines régions (Dôme de Barrot, Alpes glaronnaises, Briançonnais) en épaisses séries détritiques à faciès verrucano. Dans le massif des Aiguilles Rouges, cette pénéplaination a dû atteindre un stade très avancé, car la présence d'anciens accidents topographiques se serait traduite par des variations d'épaisseur et de faciès des premiers niveaux triasiques. Nous verrons bientôt que le premier niveau du Trias, les grès-quartzites, n'a que de très faibles variations d'épaisseur et un faciès très constant sur toute la longueur de la région étudiée. On a depuis longtemps remarqué (M. Lugeon, 1916) que la surface de la pénéplaine était imprégnée par des oxydes de fer qui donnent une teinte rose à brunâtre à la partie supérieure des gneiss. Il s'agit d'hématite et non de limonite comme on pourrait s'y attendre. M. Lugeon (1916) explique ce fait par une déshydratation de la limonite en hématite, qui a eu lieu pendant l'orogenèse alpine. Nous pensons qu'il s'agit plus probablement d'un phénomène pénécontemporain de la formation du dépôt ferrugineux. Il semble en effet que les phénomènes de

rubéfaction ne peuvent avoir lieu sous des climats absolument secs et qu'il faut au contraire des conditions tropicales humides. Par la suite, l'établissement d'un climat tout à fait désertique expliquerait les transformations subies par les oxydes de fer. On peut également observer que près de la surface de rubéfaction, le cristallin est transformé sur quelques décimètres ou même sur quelques mètres en arkoses. Le long de l'arête allant du col d'Emaney au Luisin, nous avons trouvé des roches d'un type assez spécial qui n'avaient pas été décrites jusqu'à maintenant. Il s'agit d'arkoses assez grossières, qui, contrairement aux types habituels à ciment séricitique, ont un ciment entièrement ferrugineux. Une étude d'arkoses rouges et de schistes verts et rouges du Permien du Colorado (G. L. Robb, 1949) a montré que la coloration rouge de ces roches est due à la présence de biotite qui par altération donne de l'hématite et un minéral formant terme de passage entre la muscovite et l'illite. Il semble donc qu'il peut aussi exister une formation directe d'hématite sans passer par la limonite. Robb ne précise malheureusement pas les conditions à l'origine de l'altération de la biotite. Il faut encore préciser que les colorations variant du brun au rose, que l'on peut observer dans le massif des Aiguilles Rouges, sont dues à trois phénomènes différents:

1) Rubéfaction permienne. Dans les gneiss, les imprégnations d'oxyde de fer ne pénètrent pas plus qu'à une dizaine de mètres au-dessous de la surface de la pénéplaine.

2) Présence de pyrite, alpine probablement, puisqu'elle pénètre jusque dans le Trias, qui en se limonitisant forme parfois une véritable croûte brunâtre à la surface de la roche. La chose est très bien visible dans le cristallin et les grès-quartzites du Trias au fond du vallon de Tre-les-Eaux, sur rive gauche du torrent.

3) Coloration rose pâle à carmin, surtout bien développée dans la région de Fontanabran et de Salanfe, en liaison avec des pegmatites et des filons de barytine. M. Gysin étudie actuellement ce phénomène. L'âge exact de la rubéfaction permienne est difficile à préciser. C'est un phénomène général puisqu'il a été signalé dans les massifs cristallins externes, du Pelvoux (L. Moret et J. Debelmas, 1954) jusqu'aux Alpes glaronnaises (R. O. Brunnschweiler, 1948) en passant par le massif de l'Aar (K. Rohr, 1926). Il est intéressant de noter que dans la région glaronnaise, la rubéfaction affecte soit les gneiss soit le Verrucano. Moret et Debelmas (loc. cit.) distinguent également deux parties dans le Permien du Pelvoux: Du Permien inférieur en concordance avec le Carbonifère et du Permien supérieur discordant avec ce dernier mais concordant avec le Trias. Par analogie nous attribuerons un âge permien supérieur aux phénomènes de rubéfaction dans les Aiguilles Rouges.

c) Dolomies ferrugineuses.

En relation avec la surface permienne rubéfiée, on observe souvent dans les gneiss plus ou moins transformés en arkoses, des poches remplies

par une roche carbonatée gréseuse à patine beige ou brunâtre, grise et spathique à la cassure. En coupe mince, on voit qu'il s'agit, suivant la teneur en éléments détritiques, soit d'un grès feldspathique à ciment dolomitique, soit d'une dolomie ferrugineuse, formée d'une mozaïque de cristaux de dolomite brunâtre. Par altération, la roche se charge d'oxydes de fer qui se forment au pourtour des plages de dolomites. Pour cette raison, nous pensons qu'il doit s'agir d'une variété ferrugineuse de dolomite, proche de l'ankérite. Les éléments détritiques composés surtout de quartz, soit monocristallin, soit en plages composites finement grenues, ainsi que de quelques feldspaths très altérés, sont souvent tout à fait anguleux mais parfois aussi parfaitement arrondis. Extraits de la roche par dissolution du ciment à l'aide d'acide chlorhydrique chaud et étudiés au binoculaire suivant les méthodes de A. Cailleux (1942) les grains de quartz sont pour la plupart du type non usé. On trouve cependant quelques émoussés-luisants et ronds-mats qui nous font penser qu'il y a eu par places des remaniements éoliens. Les poches de dolomie sont plus ou moins fréquentes, mais visibles sur toute la longueur de la zone que nous avons étudiée. Elles sont particulièrement bien développées à la cascade d'Emaney, à Tre-les-Eaux, au col de Salenton. Au Vieux-Emosson, au sommet des gorges de la Veudale, on trouve même un véritable banc de cette roche, qui peut atteindre une épaisseur de 0,7 m. environ (L. W. Collet, 1943). Cet endroit est particulièrement intéressant, car on y voit les gneiss endomigmatitiques œillés frais passant progressivement à une arkose où leur structure disparaît petit à petit. Dans cette arkose apparaissent des poches ou des lentilles de dolomie allongées parallèlement à la surface de l'ancienne pénéplaine. Le banc principal surmonte ces arkoses, puis les grès-quartzites du Trias inférieur débutent, avec ici un faciès particulièrement conglomératique à la base. Si l'on suit le contact, on voit que le banc diminue d'épaisseur et à une vingtaine de mètres plus au nord, il n'y a déjà plus que quelques poches. Par contre, on peut observer que, dans la base du Trias, il existe encore des parties dolomitiques, qui sont nettement d'origine détritique et de simples éléments du conglomérat de base. Par remaniement local, des niveaux dolomitiques lenticulaires peuvent aussi se former dans la base du Trias. Si l'on suit le contact vers le Sud, en direction du Lac Vert, on voit que cette dolomie peut ainsi former le ciment des grès-quartzites, puis par dissolution, on aboutit à des roches gréseuses à aspect scoriacé très ferrugineuses. A la cascade d'Emaney et à Tre-les-Eaux on retrouve des éléments détritiques de la dolomie ferrugineuse dans la base du Trias; il ne s'agit donc pas d'un fait très local.

Ces dolomies ferrugineuses ne se trouvent pas uniquement dans notre région. En effet, L. W. Collet et Ed. Paréjas (1920) les ont signalées au Belvédère des Aiguilles Rouges, puis dans la zone de Chamonix (Ed. Paréjas, 1922). R. Murat (Thèse à paraître) les a trouvées dans le torrent du Saint-Barthélemy. Nous les avons vues très bien développées dans le massif de Gastern, au Loetschenpass et au Hockenhorn. M. Lugeon (1946) signale que des dépôts de ce type ont été rencontrés, avec des

nodules de gypse, lors du percement du tunnel du Loetschberg. Ils existent aussi, d'après cet auteur, dans le soubassement des Dents de Morcles. Dans la partie occidentale du massif de l'Aar, B. Swiderski (1919) note la présence à la Schiltfurgge, à la base de la série triasique, d'un calcaire gris foncé, d'aspect spathique assez ferrugineux, constitué par des sphérolites de calcite. Enfin, à la localité classique du Scheidnössli, ou le Trias autochtone transgresse sur les gneiss d'Erstfeld, et qui a été récemment décrite en détail par W. Brueckner et E. Niggli (1954), on connaît depuis longtemps des poches de carbonates qui furent faussement interprétées d'abord comme l'a montré M. Lugeon (1946). Ces poches sont également disposées en niveaux parallèles à l'ancienne surface permienne.

Les interprétations de ces formations ont été nombreuses et variées. Pour Alb. et Arn. Heim (1917), il s'agirait de « produits magmatiques » dans le manteau de décomposition du gneiss. B. Swiderski (1919) pense à un faciès local du Trias postérieurement recristallisé. L. W. Collet (1943) explique le banc de dolomie du Vieux-Emosson comme un dépôt lagunaire. Mais le microfaciès de cette roche ne s'accorde pas avec cette théorie. La précipitation directe de dolomie est en effet un phénomène assez rare, la plupart des roches dolomitiques étant des calcaires à l'origine, plus ou moins dolomitisés par la suite, peu après leur formation. Il est exact que la précipitation directe de dolomie peut avoir lieu en milieu lagunaire pour autant qu'il existe alors un pH assez basique. Les roches ainsi formées sont très riches en matières organiques et très finement cristallisées. On voit donc que c'est un faciès bien différent des dolomies que nous avons décrites.

La meilleure idée fut avancée, nous semble-t-il, par M. Lugeon (1946) qui explique la zone d'altération et les poches qu'elle contient comme les restes d'un sol antique formé dans un climat aride. Malheureusement sa publication contient une contradiction quelques lignes plus loin, car il parle alors de formations per descensum, fonctions des roches du Trias sus-jacent, dolomitique ou gypseux. Il est certain que là où le Trias contient des gypses, les eaux d'infiltration ont pu le reconcrétionner en filonets jusque dans le cristallin. Mais c'est là un phénomène beaucoup plus récent et sans relation avec l'ancien sol permien. S'il était seul à exister, il serait beaucoup plus marqué dans les zones particulièrement diaclasées. Pourtant les poches de dolomies se trouvent aussi sous des bancs particulièrement compacts de grès-quartzites. Pour notre part, nous admettons un même mode de formation que W. Brueckner et E. Niggli (1954) qui pensent à des concrétions formées dans un ancien sol ou manteau de décomposition permien, et qui étaient peut-être en effet l'importance des phénomènes de dolomitisation secondaires (H. J. Bissel et G. V. Chilingar, 1958). Cette dolomitisation a pu avoir lieu durant la transgression triasique.

CHAPITRE II: MÉSOZOÏQUE

1) Trias

Avec le Trias, qui transgresse sur le massif hercynien pénéplainé durant la fin du Permien, nous abordons l'étude de l'autochtone proprement dit. Ce Trias est formé de quatre niveaux qui sont de bas en haut: 1) les conglomérats et grès-quartzites; 2) les argilites gréseuses multicolores; 3) les cargneules et calcaires dolomitiques; 4) les grès et marnes gréseuses.

a) Conglomérats et grès-quartzites arkosiques.

Ce niveau est extrêmement constant d'un bout à l'autre de la région étudiée, aussi bien en faciès qu'en épaisseur. Comme nous le verrons dans les chapitres de stratigraphie locale détaillée, l'épaisseur, un peu plus faible au SW, varie entre 2 et 5 mètres. Ce niveau débute par des conglomérats plus ou moins grossiers suivants les endroits. Les éléments, d'un diamètre maximum de 1 à 2 centimètres en général, peuvent parfois atteindre une dizaine de centimètres. Ils sont formés de quartz et de feldspaths, souvent de couleur rose, qui proviennent du cristallin sous-jacent. Parfois les éléments les plus grossiers sont des galets de gneiss; on les voit très bien en montant au col du Jorat et aussi par places dans le versant des Ottans du Col d'Emaney. En suivant les grès-quartzites entre le col de Salenton et l'arête du Mont-Oreb, on y trouve des conglomérats très riches en quartz parfaitement blanc probablement d'origine filonienne. Tous ces éléments sont toujours très anguleux et n'ont subi qu'un très faible transport, mais qui existe cependant car on ne note pas de variation notable de faciès là où le Trias transgresse sur les schistes argileux carbonifères. Les conglomérats, qui forment un gros banc à la base, passent ensuite à des grès-quartzites plus fins, en petits bancs au sommet, avec un faciès très fin donnant un aspect porcelané à la roche. La couleur toujours claire, varie du blanc au gris verdâtre ou rosé. Le contact inférieur sur les gneiss transformés en arkoses est en général très franc et très plan. Ce n'est que sur la rive droite du lac de Barberine, à l'Arevassey que nous avons pu voir à la base des grès-quartzites, un petit chenal d'érosion d'environ 20 centimètres de profondeur, rempli par la même roche que celle formant le banc sus-jacent. La surface des bancs présente toujours de nombreux ripple-marks. Il s'agit de ripple-

marks où les deux flancs sont symétriques et qui sont donc dus à des vagues. Ils n'ont pas de direction bien définie qui permettrait de connaître l'orientation des courants et par là celle d'une ancienne côte. Nous avons mesuré des « longueurs d'onde » variant de 40 à 125 mm. et des amplitudes de 4 à 15 mm. Dans la région du Vieux-Emosson, non loin de la Tête des Gouilles ainsi que dans le torrent au nord du vallon de Tre-les-Eaux, les bancs de grès-quartzites présentent des stratifications entrecroisées, ce qui montre l'existence de courants marins pendant la formation du premier niveau triasique.

Au microscope, on distingue les variétés pétrographiques suivantes: Des grès feldspathiques à ciment séricitique, des grès à ciment calcaire ou dolomitique, ces deux types se trouvant surtout dans les niveaux de base. Plus haut le pourcentage du ciment diminue et l'on passe à des grès-quartzites ou même à des quartzites-grès suivant le degré de recristallisation. Si l'on s'en tient aux définitions de F. J. Pettijohn (1949), il ne s'agit jamais d'arkoses où le 50% des éléments détritiques doit être formé par des feldspaths. Des mesures planimétriques effectuées par le professeur M. Gysin donnent les résultats suivants: La proportion des feldspaths par rapport aux éléments détritiques varie de 14 à 17%. Ces feldspaths sont de deux genres: feldspaths alcalins légèrement brunâtres en coupe mince et plagioclases fortement séricitisés. Pour le ciment, ces mesures montrent que la teneur en séricite peut varier de 1 à 2% du total de la roche et la calcite de 0,5 à 14%. Remarquons encore que dans certains échantillons de quartzite-grès, les éléments détritiques quartzo-feldspathiques forment plus du 98% de la roche, le ciment ayant presque complètement disparu. Dans la plupart des coupes minces, on rencontre quelques petits grains de tourmaline pléochroïque verte bien roulée. L. Duparc et E. Ritter (1894) pensaient que l'absence de tourmaline était un critère distinctif des grès-quartzites du Trias par rapport aux grès carbonifères. Dans notre région, en tout cas, cette remarque n'est pas valable. La muscovite détritique existe aussi mais elle est très rare. Les grains de quartz, soit monocristallins soit en plages composites, sont très anguleux avec parfois des arêtes un peu émoussées. Le transport a été très faible, les éléments détritiques étant pris presque sur place dans l'arkose permienne ou le soubassement cristallin. Vers le sommet des grès-quartzites, la diminution du ciment séricitique s'explique probablement par un effet plus marqué des vagues et courants, qui ont délavé les parties phylliteuses. Dans tout le massif des Aiguilles Rouges, les grès-quartzites sont absolument azoïques. Au Vieux-Emosson, nous avons vu quelques traces très vagues, que l'on pourrait peut-être rapprocher de moules internes de Brachiopodes, quoique ces restes soient vraiment très douteux. Nous devrons donc nous résoudre à faire des parallélismes purement pétrographiques pour tenter d'attribuer un âge à cet horizon. Dans l'Esterel, P. Bordet (1951) attribue un âge werfénien aux grès de base du Trias. R. O. Brunnschweiler (1948) qui a étudié le Trias helvétique des Alpes de Glaris donne également, par comparaison avec les formations de la Forêt-Noire et de l'Allemagne, un âge Bunt-

sandstein aux premiers niveaux du Trias, et dans cette région, ils sont également sans fossiles. Il nous semble donc logique d'affirmer que les grès-quartzites furent déposés dans la mer du Buntsandstein, qui, sur l'emplacement des Aiguilles Rouges, était peu profonde, proche d'une côte. Dans la zone de Chamonix, Ed. Paréjas (1922) a en effet mis en évidence l'existence de terres émergées à cette époque et auxquelles il a donné le nom d'île de la Balme. Cette île faisait partie de ce que l'on a appelé la chaîne vindélicienne, qui, comme l'ont montré J. Ricour (1948, 1952), J. Bourcart et J. Ricour (1954) n'a été en réalité dans toutes les Alpes qu'une sorte de seuil.

Pensant aux faciès lagunaires du Buntsandstein allemand, on pourrait mettre en doute l'origine marine des grès-quartzites. Cependant le faciès conglomératique à la base, la disposition en bancs bien marqués, le ciment calcaire ou même dolomitique, la présence de ripple-marks de vagues et le passage progressif aux argilites, qui sont, comme nous allons le voir au paragraphe suivant, l'annonce de faciès lagunaires, sont des arguments en faveur d'une origine marine. R. O. Brunnschweiler (1948) arrive d'ailleurs aux mêmes conclusions pour les grès-quartzites du « Melsergruppe ».

b) Argilites gréseuses multicolores.

Ce niveau est constitué par une alternance de grès-quartzites fins et de lits argilitiques à la base pour passer aux argilites franches vers le sommet, quelques minces lits gréseux n'étant toutefois jamais absents. La couleur, verte ou jaune à la base, devient rouge-brique ou brune vers le sommet. L'épaisseur extrêmement variable est comprise entre 0 et 20 mètres. Ceci est dû à deux faits: Alors que tectoniquement, les grès-quartzites sont restés solidaires du soubassement hercynien, les argilites ont subi beaucoup plus intensément les effets de la tectonique alpine et ont ainsi souvent été écrasées et laminées. On y trouve à de nombreux endroits des brèches tectoniques qui jalonnent des plans de décollement. Ces brèches ont un curieux faciès de cargneules et nous y reviendrons lorsque nous essayerons de classifier ces roches. Cela se voit particulièrement bien dans les argilites rouges qui couronnent la pointe de la Terrasse et dans un petit torrent au nord de la Tête des Gouilles. D'autre part, les argilites furent érodées durant une période que l'on peut situer très approximativement vers la fin du Buntsandstein ou le début du Muschelkalk. On retrouve les produits de cette érosion comme éléments détritiques dans les cargneules.

Les ripple-marks, si fréquents dans les grès-quartzites sont également présents dans les argilites et toujours situés au sommet des petits bancs gréseux. Lorsque la série devient moins gréseuse, ils disparaissent. A l'Arevassey, non loin du chemin de Tanneverge, existe un niveau de remaniement situé à la base de la série, avec de gros galets ovales très bien roulés d'argilite verte ou jaune fine, atteignant plusieurs centimètres

de diamètre, cimentés par du grès-quartzite fin. Il s'agit probablement de débris de sédiments ayant déjà subi la diagenèse et roulés par les vagues. En effet, contrairement à ce qu'on pourrait croire, les argilites sont ici des dépôts de mer peu profonde, devenant même lagunaire vers le sommet où, peut-être à la suite des marées, avaient lieu des émersions prouvées par la présence de prismes de dessiccation. On en voit de très beaux exemples dans la région du col de Barberine. Les conditions devenant lagunaires vers le sommet de la série, sont annoncées par des intercalations de petits bancs dolomitiques dans les argilites rouges. Ces dolomies, d'une épaisseur de 10 à 15 centimètres au maximum, sont de patine brun-foncé, gris-noir à la cassure, et très fétides, probablement par suite d'une forte teneur en matières organiques. En coupe mince, il s'agit d'une roche extrêmement finement cristallisée où le quartz détritique est très rare ou absent. Ces caractères correspondent à ceux des dolomies primaires, d'origine lagunaire, formées par précipitation directe. L'étude microscopique des argilites permet d'observer les variétés pétrographiques suivantes: Quartzite-grès presque entièrement dépourvu de ciment, un peu feldspathique; grès à ciment argilo-séricitique riche en muscovite; argilites avec oxyde de fer et séricite. Le passage des parties gréseuses aux parties argilo-séricitiques peut être tout à fait brusque, même à l'échelle de la coupe mince ou au contraire, plus progressif. La muscovite est soit détritique dans les grès, soit aussi authigène dans les argiles et les dolomies. La chlorite détritique est rare. L'origine des oxydes de fer qui donnent la couleur brun-rouge de certains niveaux doit provenir de terres émergées qui existaient à l'est de notre région comme l'a montré Ed. Paréjas (1922).

Nous pensons qu'on peut également attribuer les argilites au Buntsandstein, les conditions paléogéographiques qui régnaient pendant leur formation, marines peu profondes avec émersions, puis lagunaires, correspondant bien avec les faciès de cet âge dans le Trias germanique.

c) Cargneules.

Sur toute l'étendue de notre région, les vraies cargneules ont une position stratigraphique assez bien définie au sommet des argilites ou à la base de la série des calcaires dolomitiques. La seule exception est visible dans l'écaille parautochtone de la cascade d'Emaney, où alternent plusieurs fois cargneules et calcaires dolomitiques, soit par tectonisation, soit parce que les conditions sédimentologiques qui régnaient sur l'emplacement de la culmination actuelle des Aiguilles Rouges, d'où provient cette écaille, étaient un peu différentes de celles de notre région.

L'étude et la classification des cargneules est un problème délicat, et les théories sur le mode de formation de ces roches sont nombreuses et variées. Ed. Paréjas (1922), reprenant les idées de P. Termier et de L. W. Collet, leur attribue une origine détritique dans un milieu lagunaire. H. P. Cornelius (1935) se basant sur des théories anciennes,

n'y voit que des formations plus récentes de brèches tectoniques. Cette explication a été encore récemment reprise par E. Genge (1952 et 1958). Pour W. Brueckner (1941), il s'agirait de roches d'origine physico-chimique, dues au phénomène de foisonnement de l'anhydrite s'hydratant en gypse et de la plus grande solubilité du carbonate double de chaux et de magnésie dans les eaux séléniteuses. R. O. Brunnschweiler (1948) admet que dans les cargneules se trouvent des roches de différentes origines: sédimentaires, tectoniques et physico-chimiques. D'après nos observations, il nous semble que cet auteur s'approche le plus de la réalité. Parmi les roches qui, à l'affleurement, présentent un faciès typique de cargneules, nous distinguerons les variétés suivantes:

1) Cargneules d'origine sédimentaire: Brèche détritique polygénique à ciment calcaire et dolomitique marquant le passage des faciès lagunaires des argilites aux faciès marins des calcaires dolomitiques.

2) Roches à faciès de cargneule d'origine tectonique: Brèche le plus souvent monogénique, à ciment calcaire, dolomitique ou argileux.

3) Cargneules d'origine secondaire physico-chimique: Cargneules à gypse et à anhydrite. Dans notre région, elles ne sont pas présentes, mais à la suite des travaux de W. Brueckner (1941) et R. O. Brunnschweiler (1948) leur existence ne peut être mise en doute.

4) Cargneules de remaniement quaternaire: Brèches de pente cimentée par de la cargneule ou de la dolomie pulvérulente devenues fluentes.

1) Cargneules d'origine sédimentaire.

C'est à ce type que nous rattachons le niveau de cargneules que l'on observe à la base des calcaires dolomitiques, du col du Jorat jusqu'à Pormenaz. Ce sont des brèches polygéniques dont les éléments sont surtout constitués par des argilites rouges et vertes plus rarement par du quartz, des galets de quartzite ou de schistes cristallins. Le ciment est formé par un réseau cellulaire calcitique et par de la dolomie bien cristallisée, pulvérulente par altération, et qui est à l'origine des vacuoles. Nous les considérons comme un faciès accompagnant la transgression de la mer du Muschelkalk. Les argilites, qui avaient été déposées dans des conditions presque lagunaires, sans toutefois arriver jusqu'aux véritables évaporites, ont été faiblement remaniées in situ puis cimentées par de la calcite. Par la suite la roche a été plus ou moins fortement et irrégulièrement dolomitisée durant la diagenèse ou peu après. Nous verrons en effet plus loin, dans le paragraphe traitant des calcaires dolomitiques, qu'il s'agit là du mécanisme le plus répandu de formation des roches dolomitiques (A. Carozzi, 1958, H. J. Bissel et G. V. Chilingar, 1958). Notons que dans ce niveau, sur le terrain et également dans nos recherches de laboratoire, par la coupe mince et par des méthodes chimiques, nous n'avons pas trouvé de gypse. Le mécanisme invoqué par W. Brueckner (1941) ne peut donc pas s'appliquer ici.

2) Cargneules d'origine tectonique.

Les roches à faciès de cargneules, d'origine tectonique se rencontrent souvent en interstratifications dans les argilites rouges. Elles y marquent de petits plans de décollement qui montrent qu'une grande partie de l'autochtone a, en réalité, quelque peu glissé avec la nappe de Morcles. Elles sont composées d'éléments argilitiques brisés, tordus ou plissotés, dans un ciment de couleur jaunâtre calcaire et argileux. Leur épaisseur ne dépasse pas une vingtaine de centimètres et elles sont facilement déterminables grâce à leur position stratigraphique. L'écrasement n'étant pas toujours bien marqué, la confusion avec les véritables cargneules situées stratigraphiquement quelques mètres plus haut est cependant possible, lorsque les affleurements sont très couverts par l'éboulis ou la végétation. Au fond du vallon d'Emaney, en levant la coupe stratigraphique détaillée au sommet du Nant des Mayes, nous avons trouvé au contact entre le Trias dolomitique et l'argovien un autre type de brèche tectonique qui pourrait aussi se confondre avec une cargneule. Toute la série à partir de l'Argovien est parautochtone, car elle repose sur le Trias par une zone d'écrasement qui jalonne un plan de glissement. Il est intéressant de noter que des petites écailles et des blocs de calcaire schisteux argovien sont mêlés tectoniquement à des dolomies pulvérulentes jaunâtres et la roche prend ainsi un aspect de cargneule. Lorsque les éléments sont petits, seul un examen attentif des lieux permet d'éviter l'erreur de rattacher ces roches mylonitiques à de véritables cargneules.

3) Cargneules à gypse ou anhydrite.

Nous n'avons pas rencontré de gypse ou d'anhydrite dans notre région, aussi ne pouvons nous pas nous prononcer sur les cargneules qui se forment en liaison avec ces roches. La théorie de W. Brueckner (1941), reprise par R. O. Brunnschweiler (1948) et E. Genge jun. (1952), ne permet à notre avis que d'expliquer la formation de certaines cargneules.

4) Cargneules de remaniement.

Il semble que certains phénomènes en relation avec des cargneules et des calcaires dolomitiques vacuolaires ont été jusqu'à maintenant quelque peu oubliés dans la littérature géologique. M. Gignoux et R. Barbier (1955) citent deux cas intéressants: Dans le tunnel de dérivation des chutes d'Aussois, près de Modane (Savoie), des cargneules, qui étaient sèches et solides lors de l'avancement des premiers travaux, et ne nécessitaient pas de boisage, devenaient par la suite, à cause de l'humidité, friables et ébouleuses, formant des déblais en bouillie, qui chargés dans des wagonnets, faisaient très rapidement prise comme une sorte de béton. D'autre part, sur la route du Mont-Cenis, aux Fourneaux de Modane, un petit torrent coulant dans un ravin entaillé dans les cargneules, submerge la route, lors des gros orages, sous plusieurs mètres de boues de cargneule désagrégée. Après quelques jours, ces boues ont

fait prise et deviennent si dures qu'il faut les attaquer à la mine pour dégager la route.

Dans la région que nous avons étudiée, nous avons trouvé en divers endroits des roches formées par des phénomènes du même type. En particulier dans le Nant des Sangles, petit torrent qui descend des Frêtes de Moëde en direction des chalets du même nom, on trouve une brèche très grossière à faciès de cargneule dans le lit du ruisseau. Les éléments sont constitués par les galets du torrent où l'on trouve surtout des schistes du Lias et des calcaires du Dogger de la nappe de Morcles, ainsi que des calcaires dolomitiques du Trias autochtone, cimentés par une pâte dolomitique pulvérulente jaunâtre, compacte. Toute la masse a coulé au fond du torrent avant de faire prise. Les tufs quaternaires, signalés par J. Goguel (1955) près de la fenêtre autochtone du cirque des Fonts, doivent être à notre avis rattachés à des formations du même type. Surtout en terrain très couvert par la végétation, ces « cargneules de remaniement » récentes peuvent conduire à des erreurs d'interprétation. Par exemple, R. Dubey (communication orale), qui étudie pour sa thèse la région de la Gumfluh dans les Préalpes, nous citait le cas de cargneules considérées comme typiquement triasiques, où il avait trouvé, en faisant des coupes minces, des éléments de Jurassique supérieur à Calpionelles et de Crétacé. Il doit aussi s'agir ici de roches formées par suite de la curieuse propriété des cargneules, qui, gorgées d'eau peuvent redevenir fluentes, puis faire prise ensuite comme une sorte de béton.

d) Calcaires dolomitiques.

Avec les brèches dolomitiques qui seront traitées au paragraphe suivant, ces roches forment le Trias moyen de notre région et constituent à partir de la frontière franco-suisse et jusqu'à l'extrémité sud-ouest de la région ici étudiée, la principale partie de l'autochtone. Par suite des nombreuses érosions qui ont affecté ce niveau pendant le Lias, au début du Dogger, de l'Oxfordien, de l'Argovien, et du Nummulitique, ainsi que des laminations tectoniques telles qu'on peut les observer à Fontanabran et au col de Barberine, les épaisseurs sont très variables. On note un maximum d'environ 90 mètres dans le Nant des Invies sur rive gauche du lac de Barberine et dans la région de la Finivaz alors qu'à Fontanabran ou dans l'écaille parautochtone du Jorat, il n'en reste plus que 1 à 2 mètres.

Macroscopiquement les variations sont assez faibles. Il s'agit de calcaires dolomitiques plus ou moins fins, parfois sacharoïdes où sont interstratifiés des niveaux très irréguliers et variables latéralement de brèches dolomitiques. Une bonne stratification fait la plupart du temps défaut, surtout à la base. Au sommet, elle est parfois un peu mieux marquée. La patine est très variable: blanchâtre, grise, jaune capucin, rousse ou noirâtre. En général, elle est plutôt foncée à la base et claire au sommet, mais ce n'est pas là une règle absolue; il suffit de parcourir les Scex

Blancs du Vieux-Emosson pour s'en convaincre. A notre avis, les distinctions entre calcaire dolomitique du Trias et calcaire à grain fin du Malm par la patine plus bleutée du second, comme le préconisait L. W. COLLET (1943) conduisent à des erreurs. Par exemple, dans la région du Vieux-Emosson, la feuille Finhaut de l'Atlas Géologique Suisse porte des affleurements beaucoup trop étendus de Malm qui sont dus à cette confusion. Le fait a d'ailleurs déjà été signalé par J. GOGUEL (1951, 1955). Nous ne sommes cependant pas entièrement d'accord avec les conclusions de cet auteur, comme on peut le voir d'après nos cartes (Planches 1 et 2). GOGUEL pense qu'à partir du col de Barberine, le Malm disparaît totalement alors qu'au Vieux-Emosson nous trouvons le Malm à Calpionelles. Il ne fait pas mention non plus de la klippe parautochtone de Pormenaz.

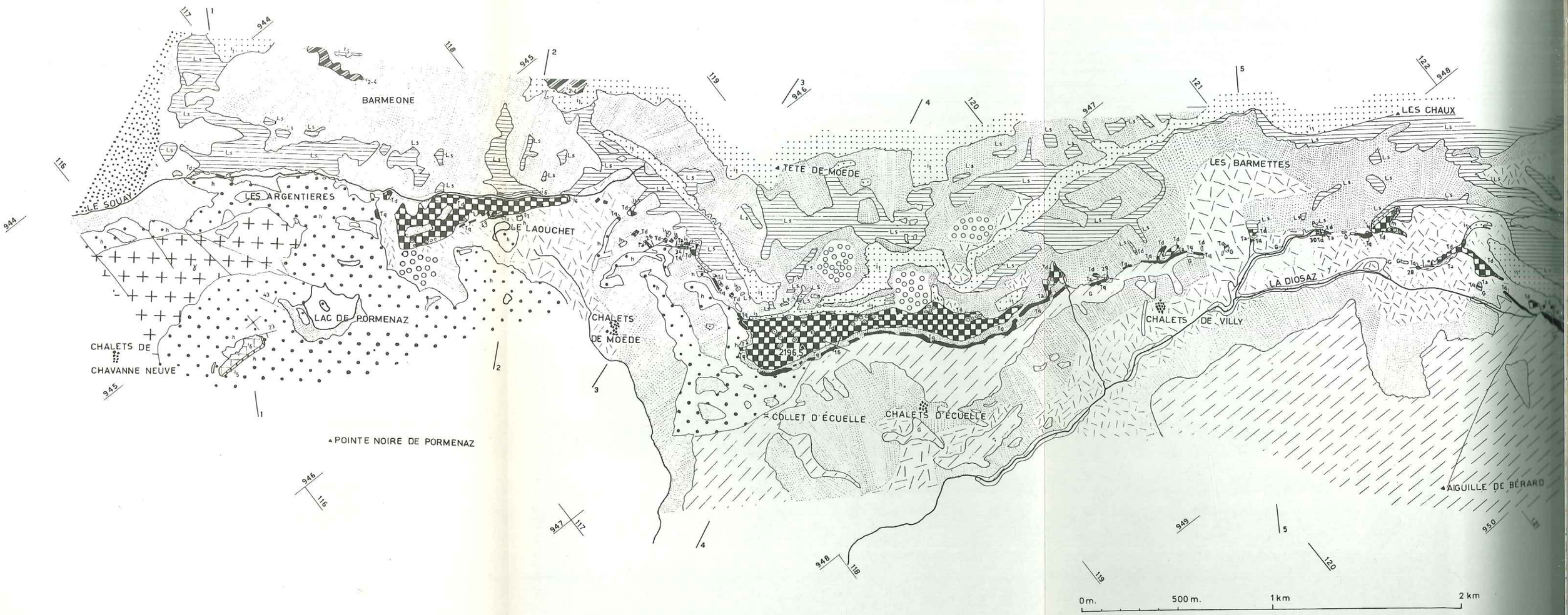
Dans l'autochtone des Aiguilles Rouges, on ne peut diviser les calcaires dolomitiques du Trias en plusieurs unités bien définies, comme cela a été fait par exemple dans le Trias des Préalpes médianes (E. GENGE JUN., 1958). Les faciès de ces deux domaines sont d'ailleurs différents, car dans les massifs cristallins externes, nous avons un faciès germanique réduit de type spécial, avec des faunes naines comme l'a montré J. RICOUR (1952), alors que dans les Médianes les faciès sont semblables à ceux du Briançonnais. (F. ELLENBERGER, 1949 à 1957, E. GENGE, 1958). Les petites variations locales seront décrites dans la seconde partie de ce travail. Nous allons nous limiter ici aux descriptions des microfaciès ainsi qu'à certaines observations sédimentologiques. Au Vieux-Emosson, où les conditions d'affleurement sont particulièrement bonnes, on peut, en plus des brèches dolomitiques, observer certains phénomènes dus à la pente du fond marin. Par exemple, on note des « convolutions » dans les niveaux en petits bancs. Il existe aussi de petites discordances locales, bien visibles dans les affleurements de la rive gauche du lac du Vieux-Emosson, qui ont pour origine des phénomènes de glissements synsédimentaires. D'après N. NEWEL, J. RIGBY et autres (1953) qui ont étudié avec beaucoup de soin les récifs permiens du Texas et du Nouveau-Mexique, il s'agit de formations sur le talus récifal.

Un problème toujours délicat quand on étudie des calcaires dolomitiques ou des dolomies est de déterminer l'origine et le mode de formation de ces roches. D'après de récentes recherches effectuées aux Etats-Unis (J. GOLDSMITH, D. GRAF, O. JOENSUU, 1955; J. GOLDSMITH, D. GRAF, 1958), la formation de dolomite par précipitation directe avec les conditions physico-chimiques règnant dans un milieu marin, semble très difficile. Le mécanisme le plus probable de formation de roches dolomitiques doit consister en une dolomitisation diagénétique secondaire d'un sédiment calcaire (G. LUCAS, 1942, R. WEYNSCHENK, 1951, E. GENGE, 1958, H. J. BISSEL et G. V. CHILINGAR, 1958). Les milieux récifaux à intense prolifération d'algues, où les phénomènes de photosynthèse rendent le pH de l'eau alcalin, seraient très favorables à des dolomitisations pénécontemporaines des sédiments calcaires en contact avec l'eau de mer (A. RIVIÈRE, 1940). BISSEL et CHILINGAR (loc. cit.) pensent que

CARTE GEOLOGIQUE DE L'AUTOCHTONE DES

PREMIERE PARTIE: DE PORMENAZ A TRE-LES-EA

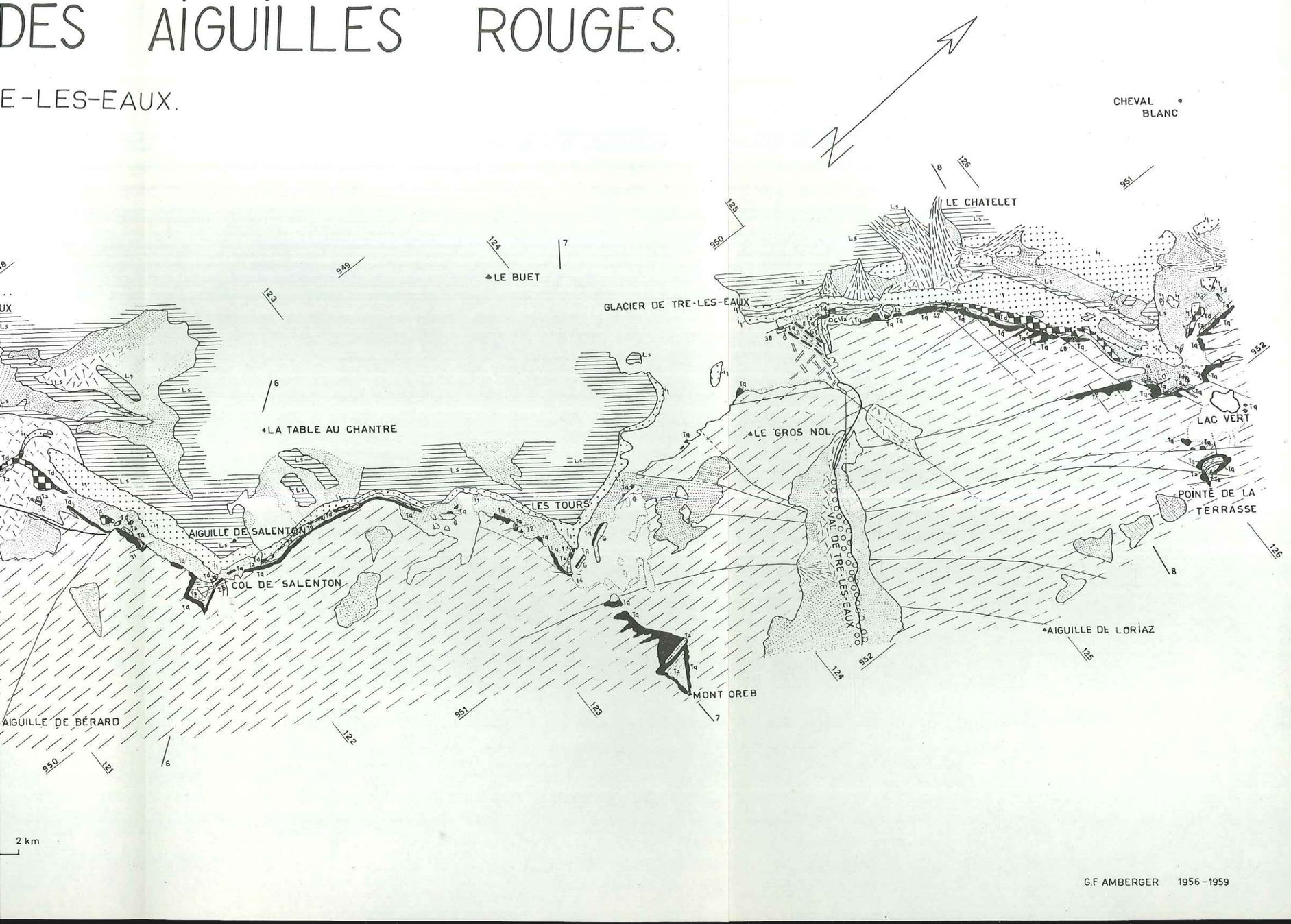
ECHELLE: 1:20.000



QUADRILLAGE KILOMETRIQUE PROJECTION LAMBERT II ZONE CENTRALE

DES AIGUILLES ROUGES.

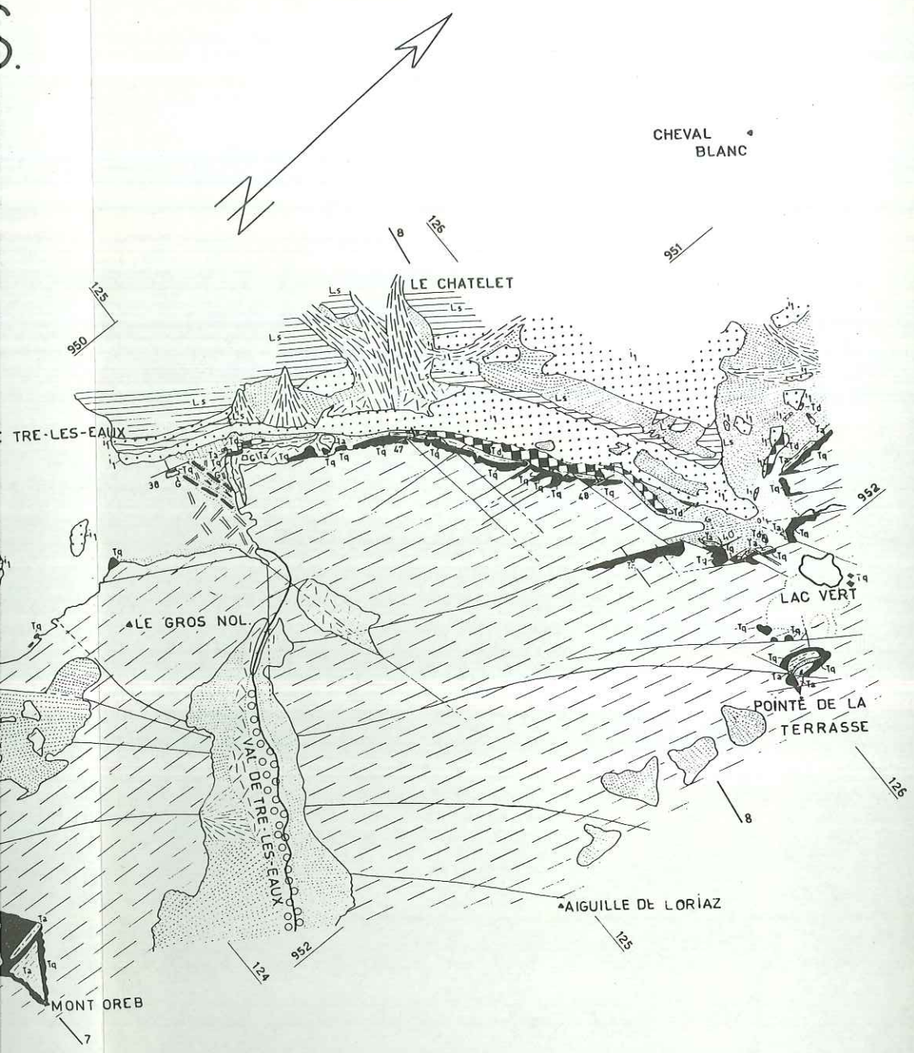
E-LES-EAUX.



G.F AMBERGER 1956-1959

LÉGENDE:

- ALLUVIONS.
- CÔNES DE DÉJECTION.
- EBOULIS.
- GLACIAIRE RECENT.
- GLACIAIRE ANCIEN.
- CORDONS MORAINIQUES.
- DOLINES.
- REMBLAI ARTIFICIEL.
- m CALCAIRE MARMORISÉ.
- f FLYSCH.
- x "MYLONITES"
- e NUMMULITIQUE.
- c_{6-8} APTIEN-CRÉTACÉ SUPERIEUR.



G.F AMBERGER 1956-1959

LÉGENDE:

- ALLUVIONS.
- CÔNES DE DÉJECTION.
- EBOULIS.
- GLACIAIRE RECENT.
- GLACIAIRE ANCIEN.
- CORDONS MORAINIQUES.
- DOLINES.
- REMBLAI ARTIFICIEL.
- m CALCAIRE MARMORISÉ.
- f FLYSCH.
- x "MYLONITES"
- e NUMMULITIQUE.
- c_{6-8} APTIEN-CRÉTACÉ SUPERIEUR.
- c_{4-5} BARREMIEN.
- c_3 HAUTERIVIEN.
- c_2 VALANGINIEN.
- c_1 BERRIASIEN.
- i_6 MALM.
- i_5 ARGOVIEN.
- i_{2-4} CALLOVIEN - OXFORDIEN.
- i_1 DOGGER.
- Ls LIAS
- Te SCHISTES QUARTZEUX (KEUPER?)
- Td CALCAIRES DOLOMITIQUES (MUSCHELKALK?)
- Ta "ARGILITES" } (BUNTSANDSTEIN?)
- Tq "QUARTZITES" } (BUNTSANDSTEIN?)
- h CARBONIFÈRE
- G SCHISTES CRISTALLINS
- γ GRANITE DE PORMENAZ.
- PLAN DE CHEVAUCHEMENT.
- FAILLE

BIBLIOTHÈQUE de L'UNIVERSITÉ SCIENCES AIX-MARSEILLE

le film intergranulaire existant dans le sédiment lors de sa diagenèse, joue un rôle important dans les échanges ioniques qui ont lieu durant la dolomitisation. Il nous a paru utile d'émettre ces quelques considérations, car dans les descriptions micrographiques nous parlerons souvent de dolomitisation. En coupe mince nous avons observé les variétés suivantes:

1) Calcaire dolomitique extrêmement finement cristallisé. Cette roche, dans laquelle même avec des grossissements dépassant 1000× on ne peut apercevoir les individus cristallins, est très foncée, noirâtre sous le microscope. Comme dans tous les calcaires dolomitiques que nous avons étudiés, le quartz détritique est très fin, rare et souvent même absent. Dans ce microfaciès la muscovite authigène est très fréquente. On y trouve également souvent de la silice secondaire en filonets. Bien qu'en général les algues fossiles y soient plutôt rares, nous y avons cependant trouvé quelques débris de Solénopores.

2) Calcaire dolomitique bien cristallisé microgrenu. Il s'agit là de roches où la dolomitisation est complète et qui, de plus, ont recristallisé ainsi toutes traces organiques ou d'une ancienne structure ont disparu.

3) Calcaire dolomitique bien cristallisé microgrenu à structure « fantôme ». Cette variété est proche de la précédente; cependant la recristallisation n'est pas aussi poussée et l'ancienne structure, bien que presque entièrement effacée, se devine encore. Il s'agit de calcaire pseudoolithique à l'origine et les pseudoolithes apparaissent avec une cristallisation légèrement plus fine que le ciment et sont un peu plus sombres en coupe mince. Des roches de ce genre ont déjà été signalées en particulier par G. Lucas (1942).

4) Calcaire pseudoolithique entièrement dolomitique. Les pseudoolithes de grandeur assez variable, pouvant atteindre un diamètre maximum de 3 mm., sont en général ovoïdes. Leur origine est probablement organique en grande partie, il doit s'agir de coprolithes de crustacées ou autres organismes, cependant l'absence de structures internes décrites par Ed. Paréjas (1948) empêche de se prononcer de manière absolue. Il faut pourtant remarquer que M. Rey et G. Nouet (1958) attribuent une origine coprolithique à des dolomies à microfaciès semblable à celui que nous venons de décrire. On voit aussi des pseudoolithes de formes diverses, soit arrondies avec des parties en forme de cupule, soit encore de croissant. Parfois, la recristallisation a formé quelques couches concentriques autour des pseudoolithes, leur donnant ainsi l'aspect de véritables oolithes. Ces calcaires dolomitiques étaient donc à l'origine un sédiment organo-détritique calcaire dolomitisé par la suite.

5) Calcaire à pseudoolithes dolomitiques et ciment calcitique. Ces roches sont rares. Nous ne les avons rencontrées qu'aux sources de la Diosaz et dans le Nant des Invies à Barberine. Elles ont une origine différente des précédentes bien que sous le microscope elles leur ressemblent beaucoup.

Des pseudoolithes dolomitiques finement cristallisées, grisâtres en coupe mince, sont cimentées par de la calcite très transparente largement cristallisée. Nous avons pu faire cette distinction entre calcite et dolomite, très délicate ou impossible en coupe mince, par des colorations sélectives sur des sections polies examinées ensuite au binoculaire (C. Meghnien, 1957). L'origine de cette roche ne peut s'expliquer que par le remaniement d'un banc déjà dolomitisé. Les éléments détritiques roulés ont été par la suite recimentés par de la calcite, sans subir de nouvelle dolomitisation. La dolomitisation était donc un phénomène pénécontemporain des formations triasiques et elle n'a pas pu se produire plus tard pendant le Jurassique comme le pense E. Genge (1958).

6) Calcaire dolomitique microconglomératique à algues. C'est le faciès le plus grossier que l'on rencontre dans les roches que l'on peut encore décrire comme calcaire dolomitique. Les éléments sont plus ou moins roulés, souvent encore assez anguleux. Ils sont parfois formés de calcaires pseudoolithiques fins. Les plus grossiers sont souvent constitués par des fragments de Solénopores.

7) Calcaire dolomitique spathique très largement cristallisé. Ce microfaciès est très rare dans notre région. Nous l'avons trouvé dans un galet d'une brèche dolomitique provenant de l'Arevassey et au sommet de la coupe du Nant des Invies à Barberine. Par contre, il se retrouve bien développé dans la localité classique du Kastler dans le vallon de Ferden, décrite par Ed. Paréjas (1946).

8) Calcaire dolomitique finement rubané. Cette roche est constituée par la très fine alternance des divers microfaciès décrits ci-dessus, particulièrement des faciès très fins et pseudoolithiques. Ces alternances ne sont parfois visibles qu'en coupe mince.

Comme nous venons de le voir, les seuls restes organiques déterminables sont des algues de la famille des Solénoporacées (J. v. Pia, 1927; J. H. Johnson, 1954). La coupe mince ne permet pas de pousser plus loin la détermination. Ces algues, que l'on rencontre de l'Ordovicien au Crétacé n'apportent donc pas de précision stratigraphique. Les fossiles décrits par W. Paulcke (1910), W. Bruderer (1924), K. Rohr (1926) dans le massif de l'Aar, ainsi que ceux provenant de la région du Pelvoux (P. Jodot, 1926) ont été étudiés à nouveaux par J. Ricour (1952 b). Il s'agit d'une faune du type germanique qui permet de fixer un âge Muschelkalk inférieur à moyen à la série des calcaires dolomitiques. C'est une faune naine, riche en Gastéropodes, qui a dû probablement s'adapter aux conditions spéciales règnant sur le seuil vindélicien (J. Ricour, 1952 a).

e) Brèches dolomitiques.

Les brèches dolomitiques se rencontrent sous forme de lentilles et niveaux peu continus dans les calcaires dolomitiques, sans position stratigraphique fixe. Les éléments, souvent assez grossiers, ils peuvent

atteindre des diamètres de l'ordre de 10 centimètres sont toujours très anguleux. L'étude microscopique nous a montré qu'ils étaient formés uniquement de calcaires dolomitiques où l'on retrouve toutes les variétés, fines, rubanées, pseudoolithiques ou microgrenues. Le ciment est constitué par de la dolomie grenue. Ces brèches sont toujours riches en silice secondaire et en oxydes de fer qui se présentent sous forme de nodules ou en minces lits stylolithiques. Elles ne sont pas uniquement limitées à notre région. Nous en avons vues de semblables dans le Trias du massif de Gastern dans la région du vallon d'Oberferden. Elles ont été signalées par J. Debelmas (1952) et B. Tissot (1956) dans le Briançonnais. E. Genge (1958) en a trouvé de très belles dans le Trias des Préalpes médianes. Diverses origines ont été attribuées à ces roches. M. Gignoux et M. Avnimelech (1937), se basant sur des expériences de Taber, pensent à une origine par intrusion et éclatement. Ce mode ne peut s'appliquer aux roches que nous avons décrites car les divers éléments doivent être de même nature et pouvoir s'assembler comme les pièces d'un « puzzle ». Debelmas et Tissot expliquent la présence de ces niveaux bréchiques par des remaniements sous-marins. Enfin, Genge pense à une origine due à la tixotropie différentielle de certains bancs, due à des mouvements séismiques à la fin du Trias. D'après N. Newell, J. Rigby et autres (1953) qui décrivent également des brèches locales dans les complexes récifaux du Nouveau-Mexique et du Texas, elles seraient simplement dues à des glissements, sur le talus récifal, de sédiments partiellement et irrégulièrement diagénétisés. Ces glissements seraient provoqués par la surcharge croissante des dépôts sur un fond marin légèrement en pente. Nous pensons que c'est par un mécanisme de ce type qu'il faut expliquer la formation des brèches dolomitiques. Comme elles sont pénécontemporaines du dépôt des calcaires dolomitiques, on peut également les attribuer au Muschelkalk.

En un seul point, nous avons trouvé une brèche d'un type différent. L'affleurement est situé au sommet des calcaires dolomitiques, d'ailleurs très réduits du Trias autochtone de la cascade d'Emaney. Les éléments, très anguleux, sont constitués par de la dolomie sacharoïde pulvérulente, présentant le faciès microgrenu en coupe mince. Le ciment est noirâtre, très riche en argile. Il suffit en effet d'humecter l'échantillon pour qu'il répande une forte odeur caractéristique. Ces brèches sont en contact avec quelques petites lentilles de marnes gréseuses vertes, oxydées en surface, qui, comme nous le verrons bientôt, doivent être attribuées au niveau des schistes à Equisetum. Etant donné la faible épaisseur des calcaires dolomitiques à cet endroit, on pourrait penser que la série a été laminée et qu'il s'agit d'une brèche tectonique. Bien au contraire la roche ne présente aucun des caractères habituels d'écrasement tels que: Eléments tordus et brisés, plissotements, fortes recristallisations, filonets calcitiques traversant l'affleurement en tous sens. Deux hypothèses nous viennent à l'esprit pour expliquer la genèse de ce niveau: Faciès local de la base des « schistes à Equisetum » avec remaniement du sommet des calcaires dolomitiques, ou faciès local des brèches dolomitiques où

le ciment devient argileux. Vu l'exiguïté de l'affleurement, nous ne pourrons pas trancher la question.

f) Grès schisteux et marnes gréseuses vertes.

(Niveau des schistes à Equisetum, Quartenschiefer des auteurs suisses alémaniques.)

Ce niveau n'existe qu'en trois endroits et uniquement dans la partie nord-est de la région étudiée dans ce travail. On le trouve au col du Jorat dans l'autochtone et également sous une forme très laminée dans le Trias de base de l'écaille parautochtone. Il en existe encore deux petits affleurements à la cascade d'Emaney et au col de Barberine. L'épaisseur varie de quelques centimètres à 8 mètres au maximum. C'est dans l'autochtone du col du Jorat que ces grès schisteux sont le mieux développés. A l'affleurement, ce sont des roches gréseuses à grain très fin, très schisteuses, fortement plissotées, de couleur grisâtre à noirâtre. La schistosité ne semble pas être secondaire à la suite des déformations tectoniques subies par l'autochtone, mais plutôt due à la fine alternance de niveaux gréseux et argileux noirâtres riches en matières charbonneuses. Ces grès fins lités sont riches en petits chenaux, stratifications entrecroisées et niveaux bréchiques de remaniement. L'hypothèse de J. Bourcart et J. Ricour (1954), expliquant les formations du Keuper par des dépôts de vases remaniés durant la diagenèse, ne semble pas pouvoir s'appliquer ici. La coupe mince montre à la base de la série des grès fins à ciment argilo-séricitique jaunâtre avec des traînées de matière charbonneuse noirâtre, d'oxyde de fer, de pyrite limonitisée, puis passe au sommet à des argiles séricitiques jaunâtres, gréseuses, souvent très riches en matières charbonneuses. Dans les zones particulièrement écrasées et plissotées, par recristallisation certains grès deviennent des quartzites.

A la cascade d'Emaney, on voit quelques lentilles de marne gréseuse verte, très oxydée en surface, au contact entre les calcaires et brèches dolomitiques et les calcaires schisteux ankéritiques argoviens. Nous avons obtenu, par lavage de ces marnes, un sable quartzeux fin entièrement azoïque.

Enfin, au col de Barberine, quelques centimètres de grès schisteux noirâtres accompagnent une petite lentille cristalline, plantée dans les calcaires dolomitiques, qui jalonnent la base du parautochtone.

Notons encore que ce niveau, auquel on donne en général le nom de schistes à Equisetum par analogie avec les formations du massif de l'Aar où des restes de ces plantes ont été trouvés, existe dans une partie de la zone de Chamonix (Montroc, les Posettes) (Ed. Paréjas, 1922), au Belvédère des Aiguilles Rouges (L. W. Collet et Ed. Paréjas, 1920) et dans le Saint-Barthélemy (R. Murat: Thèse à paraître). Les schistes à Equisetum sont dans notre région des dépôts probablement lacustres qui, par place, deviennent lagunaires avec des dolomies comme l'a montré

Ed. Paréjas (1922). Par comparaison avec les mêmes formations du massif de l'Aar et avec les « Quartenschiefer » de Suisse orientale (R. O. Brunnschweiler, 1948), nous les considérons comme faisant partie du Keuper. Le fait qu'ils n'existent qu'à l'extrémité nord-est de notre territoire ne nous permet pas d'affirmer qu'ils ne furent pas déposés partout. Durant le Jurassique, la série des Aiguilles Rouges a été en effet plusieurs fois errodée comme le montrent les discordances angulaires que l'on peut observer au Haut d'Arbignon (E. Renevier, 1889; R. Trümpy, 1946).

g) Métamorphisme alpin et ses effets sur la série triasique.

Il nous semble utile, au début de ce paragraphe, de faire l'historique de ce problème, car bien des notes et communications furent écrites à ce sujet. On a longtemps pensé que l'orogenèse alpine n'avait pas produit de métamorphisme dans la couverture autochtone des massifs cristallins externes. En fait, B. Swiderski (1919), W. Bruderer (1924), K. Rohr (1926) et enfin L. W. Collet (1943) n'en parlent même pas. Il y a une vingtaine d'années, deux auteurs français, se basant sur les théories de l'un d'eux (R. Perrin, 1935), et sur leurs propres observations dans les massifs cristallins externes (R. Perrin et M. Roubault, 1941, 1944, 1945) pensèrent que l'interprétation classique d'un ancien massif hercynien couvert par une série sédimentaire non métamorphique était une erreur et qu'on était en réalité en présence d'un front de métamorphisme alpin qui avait été arrêté par les grès-quartzites du Trias, où des traces de ce métamorphisme étaient visibles. Les partisans et détracteurs de ces théories furent nombreux. Ainsi E. Roch (1942), M. Lugeon (1946), M. Gignoux (1946), D. L. Reynolds (1947), O. T. Jones (1948), E. B. Bailey (1949) exposèrent leurs idées à ce sujet.

Dans les publications récentes, l'idée d'un front de métamorphisme a été abandonnée (R. Dhellemmes, 1954; C. Bordet, 1957, inédit; D. Krummenacher, 1957, et thèse à paraître, J. Bellière, 1958). On reconnaît que le métamorphisme principal est antehercynien (J. Bellière loc. cit.) ou hercynien (P. Bellair, 1957). C'est également à cette conclusion qu'étaient arrivés les participants à l'excursion de la Société Géologique Suisse au Scheidnössli (W. Brueckner et E. Niggli, 1954). Les publications de R. Perrin et M. Roubault ont eu cependant l'intérêt d'attirer l'attention sur le fait que l'orogenèse alpine s'était traduite par une certaine reprise du métamorphisme dans les massifs cristallins externes, qui a été signalée par C. Bordet et M. Roubault (1947), G. Deicha (1948 a et b, 1949 a et b) et W. Brueckner, E. Jaeger et E. Niggli (1956).

On peut se poser la question de savoir si l'on doit parler de métamorphisme pour les phénomènes en relation avec l'orogenèse alpine. Il s'agit probablement surtout d'un fort renouveau de l'activité hydrothermale et de rétromorphoses à rattacher aux formations de l'épizone supérieure.

Dans la région que nous avons étudiée, le métamorphisme alpin est limité au cristallin et aux premiers niveaux du Trias, sauf à la Klippe de Pormenaz où il atteint le Malm. Dans le massif de l'Aar (W. Brueckner et autres, loc. cit.), il s'est fait sentir jusque dans les sédiments crétacés et dans le massif de Belledonne jusque dans le Bajocien (S. Callière et autres, 1950; C. Bordet, 1957, inédit). Dans les Aiguilles Rouges, on connaît depuis longtemps des filons de pyrite et galène pénétrant dans le Trias, dans la région du Saint-Barthélemy. A Salanfe, où le mispickel aurifère a donné lieu à une exploitation minière, bien que la minéralisation principale soit antéalpine (F. von Kanel et E. Rickenbach, 1953), il y a des traces de pyritisation jusque dans le Trias. Nous avons mis en évidence un fait qui jusqu'alors semble avoir échappé aux auteurs qui ont travaillé dans les Aiguilles Rouges. C'est le grand développement de petits filons quartzo-chloriteux qui affectent tous les schistes cristallins, le granite de Vallorcine et celui de Pormenaz, le Carbonifère de Moëde-Pormenaz. Dans la région du Vieux-Emosson, où une nouvelle route permet d'observer une coupe très fraîche, ces filonets sont accompagnés d'épidote. En de nombreux endroits, nous avons pu constater que ces formations quartzo-chloritiques pénètrent dans les quartzites du Trias et même jusque dans les argilites multicolores, en particulier à Fontanabran et au col du Jorat. La chlorite est parfois aussi présente de façon diffuse, et l'on peut suivre des zones ainsi chloritisées tout à fait obliques par rapport à la schistosité des gneiss. Cette chlorite est très finement grenue, plus ou moins dispersive. D'après D. Krummenacher (communication orale), il s'agit d'une delessite. Elle diffère tout à fait de la biotite chloritisée présente souvent dans les schistes cristallins. Des coupes minces faites dans ces filonets quartzo-chloritiques du Trias de Blettey et du Vieux-Emosson, montrent de grands cristaux de quartz à allure zonée par suite des inclusions de chlorite disposées parallèlement aux faces cristallographiques. P. D. Krynine (1940 in A. Carozzi, 1953) considère le quartz à inclusions chloritiques comme typiquement hydrothermal. Dans le massif du Mont-Blanc, G. Deicha (1948 a et b, 1949 a et b) signale également des formations hydrothermales alpines. En y étudiant les inclusions liquides par la méthode de E. Ingerson, il a même pu leur attribuer une température de formation de l'ordre de 200 à 300°. Dans la partie sud-est du massif de Belledonne, à Roselend, C. Bordet et M. Roubault (1947) ont signalé une forte chloritisation dans les calcaires dolomitiques du Trias. D'après ces observations, il est donc possible d'affirmer que l'orogenèse alpine s'est traduite dans les massifs cristallins externes et dans la base de leur couverture sédimentaire, par un métamorphisme épizonal supérieur.

Notons encore que dans le fond du Vallon d'Emaney, dans la région du Plan de la Traversée, on observe des grès-quartzites grossiers du Trias, pincés dans le cristallin, marquant probablement l'ancienne trace d'un petit coin cristallin actuellement érodé. En relation avec ces quartzites, on voit de nombreux filonets de barytine blanche ou rose. Dans le vallon de Tre-les-Eaux, on remarque aussi que les grès-quartzites sont très

fortement pyritisés. Par limonitisation, la roche prend une patine brun foncé à noirâtre. Cette pyrite est présente en une trop grande quantité pour être d'origine sédimentaire. Il s'agit d'une formation du même genre, mais plus diffuse que celle du Saint-Barthélemy. On retrouve aussi des grès-quartzites riches en pyrite à Moëde. Dans le Malm de la base de la klippe parautochtone de Pormenaz, on voit que par endroits se développent de nombreux cristaux d'albite, dont la taille est trop grande et le nombre trop élevé pour être d'origine authigène. Ces albites présentent la macle du Roc-Tourné.

Tous ces phénomènes, dus au léger métamorphisme alpin, n'ont probablement pas pour origine des apports profonds, mais des remaniements locaux de minéraux ou de gîtes métallifères déjà formés durant l'orogenèse hercynienne. Le cas est connu par exemple dans le Massif central français, où les gites métallifères du socle hercynien ont subi des remaniements ascendants durant la phase volcanique tertiaire (J. Geffroy, 1951).

2) Lias

De Salanfe à Pormenaz, soit sur la plus grande partie du flanc nord-ouest des Aiguilles Rouges, il n'existe actuellement pas de Lias autochtone. Au col du Jorat et sur le terrain étudié par R. Murat (thèse à paraître), dans les gorges du Saint-Barthélemy, il manque également. Par contre il est bien développé au Haut d'Arbignon (R. Trümpy, 1946), dans la zone de Chamonix (Ed. Parejas, 1922) et dans la nappe de Morcles à partir de la Pointe de la Finivaz et vers le sud-ouest (L. W. Collet, 1943).

Il existe à 200 mètres au nord de la cabane-hôtel du barrage de Salanfe, à 1960 mètres d'altitude, quelques petits affleurements dans les pâturages, sous une paroi de Dogger et Argovien. Ces affleurements signalés par F. de Loys et E. Gagnebin (1928) avaient été attribués par ces auteurs au Lias. Ils sont constitués par quelques gros bancs de grès-quartzite à grain très fin. L. W. Collet (1943) émit l'hypothèse qu'il s'agissait d'un faciès local du Trias. Il ne précise d'ailleurs pas dans son travail à quelle partie du Trias il fait allusion: Schistes à Equisetum ou grès-quartzites de base? Il est en tout cas facile d'éliminer cette seconde possibilité, car il aurait fallu des failles avec un fort rejet vertical pour porter les quartzites de base à l'altitude de cet affleurement et leur trace serait visible dans le cristallin. D'autre part, les travaux du barrage de Salanfe ont fait apparaître des affleurements de quartzites de base, qui permettent de suivre ce niveau de façon très régulière en direction du Jorat. Sur le terrain on pourrait admettre qu'il s'agit d'un faciès très compact des schistes à Equisetum. L'étude microscopique nous a montré cependant une très nette différence. Alors que les schistes à Equisetum sont toujours riches en argile et séricite jaunâtre, ainsi qu'en matières charbonneuses

et que nous n'y avons pas trouvé de calcite, les roches qui proviennent de l'affleurement en question sont soit des grès fin à ciment calcaire, avec accessoirement un peu de muscovite et des minéraux lourds comme la tourmaline, ou de véritables quartzites sans aucun ciment, constitués par une mosaïque de quartz riche en inclusions. A défaut de tout fossile, il est impossible de trancher de façon absolue, mais il nous semble que l'attribution au Lias est la plus logique. Au haut d'Arbignon (R. Trümpy, 1946) on trouve des grès et quartzites au Rhétien et au Lotharingien. Dans la zone de Chamonix existent des quartzites doméniens (Ed. Paréjas, 1922) dont le faciès est très proche de ceux de Salanfe (Ed. Paréjas, communication orale). L'épaisseur de ce Lias présumé, peut être évaluée à une dizaine de mètres environ.

3) Dogger

La série complète avec Dogger, Callovien et Oxfordien n'existe qu'au col du Jorat. Vers le sud-ouest, on trouve l'Oxfordien ou même le plus souvent l'Argovien transgressant sur les calcaires dolomitiques du Trias. La série du Jorat, dont l'intérêt a été remarqué depuis longtemps, a été étudiée successivement par E. Renevier, H. Schardt (1887, 1889), L. W. Collet (1904, 1910), F. de Loys et E. Gagnebin (1928), L. W. Collet (1943).

Le Dogger débute par un conglomérat de base reposant sur les « schistes à Equisetum », avec des éléments assez petits, ne dépassant pas 1 centimètre de diamètre, qui jusqu'à maintenant, ne semble pas avoir été remarqué. La coupe mince nous montre des petits galets formés de diverses variétés de calcaire dolomitique du Trias: très fin, grenu, pseudoolithique.

Ils sont ourlés par un liseré d'altération brunâtre d'oxyde de fer. Le ciment calcitique grossier est riche en quartz détritique très anguleux à extinctions roulantes, en débris d'échinodermes et en petits grains de dolomie brunâtre ferrugineuse, provenant de l'altération des calcaires dolomitiques du Trias. Cette dolomie altérée, probablement proche de l'ankérite, est très commune dans toute la série autochtone du Dogger à l'Argovien. On la retrouve aussi dans le Bajocien supérieur de la nappe de Morcles. Il est donc probable qu'une partie de la couverture triasique des Aiguilles Rouges a été érodée pendant le Dogger et le début du Jurassique supérieur. Bien que les laminations tectoniques soient très évidentes par places, les grandes lacunes stratigraphiques que l'on observe dans la série autochtone des Aiguilles Rouges sont dues à de longues périodes d'émersion. Un bon exemple nous sera donné par l'Argovien qui transgresse successivement sur l'Oxfordien puis directement sur le Trias. Le Dogger est ensuite constitué par des calcaires spathiques gris foncé à patine jaunâtre ou brunâtre, qui, vers le sommet, contiennent de nombreuses chailles. Sous le microscope, on trouve des calcaires d'abord gréseux à ciment largement cristallisé avec débris d'Echinodermes, de Lamellibranches et de petits grains d'ankérite. Il y a ensuite des calcaires à grain plus fin, où le quartz détritique et l'ankérite disparaissent. Les chailles se présentent sous forme de silice secondaire diffuse toujours mélangée à la calcite. Jusqu'à maintenant, aucun fossile caractéristique n'a été trouvé dans cet étage. Il en va de même au Haut d'Arbignon où il existe un faciès extrêmement semblable avec conglomérat de base à éléments triasiques, calcaire échinodermique et calcaire à chailles. R. Trümpy (1946) attribue à cette série un âge bajocien en faisant un parallélisme avec la couverture autochtone du massif de l'Aar. L. W. Collet et Ed. Paréjas (1920), par comparaison avec le même massif, attribuent aussi au Bajocien les calcaires échinodermiques avec conglomérat de base à éléments triasiques que l'on rencontre dans l'écaille supérieure du Belvédère des Aiguilles Rouges. Sans vouloir préciser autant que ces auteurs, les comparaisons à grande distance nous paraissant un peu dangereuses, il nous semble qu'on peut attribuer au Dogger les roches que nous venons de décrire, sans un trop grand risque d'erreur.

4) Jurassique supérieur

a) Oolithe ferrugineuse.

C'est un niveau assez mince, ne dépassant guère un mètre d'épaisseur, formé de calcaire schisteux vert et lie-de-vin, bourré par place d'oolithes ferrugineuses. La détermination de l'âge de cette oolithe ferrugineuse est délicate. Il existe en effet deux niveaux oolithiques dans les séries complètes (L. Deverin, 1945). L'un se trouve dans le Dogger et l'autre dans le Callovien. Ils sont bien visibles au Haut d'Arbignon (R. Trümpy, 1946). L'oolithe du Dogger n'y forme qu'un niveau mince assez mal marqué tandis que l'oolithe callovienne se présente en un banc massif. L. W. Collet et Ed. Paréjas (1931) pensent que l'oolithe ferrugineuse n'est qu'un faciès auquel on ne peut attribuer d'âge exact, car il peut se trouver du Dogger au Callovien.

En l'absence de fossile caractéristique, nous n'avons qu'un Lamellibranche mal conservé, trouvé lors d'une excursion académique par O. Ozkocak, c'est par comparaison avec la coupe du Haut d'Arbignon que nous avons attribué un âge callovien à l'oolithe ferrugineuse du Jorat.

Au microscope, on remarque que ce qu'on prend à l'œil nu pour des oolithes ne montrent que rarement une structure concentrique. Ce sont donc plutôt des ovulites. Elles sont rarement chloritiques, car l'épigénisation par des oxydes de fer opaques (hématite) est presque toujours totale. Le noyau est formé soit par un petit débris chamositique finement schisteux, soit par du quartz ou un débris de quartzite, par des plaques

d'Echinides, par des Foraminifères indéterminables. Le ciment est calcitique assez grossier avec des débris d'Echinodermes. Toute la roche a subi un fort écrasement. Les rares ovulites chloriteuses sont très allongées et déformées. On voit aussi des cubes de pyrite avec de la silice secondaire formant des « pressure-shadows » telles qu'elles ont été décrites par J. Lameyre (1958). Si l'on désire une comparaison avec les diverses variétés d'ovulites ferrugineuses étudiées par L. Deverin (1945), les formations du col du Jorat se rapprochent de certains minerais de l'Erzegg et de la Planplatte.

b) Calcaires spathiques noirs, zoogènes.

Dans la région de Salanfe, à la base du Sex de Confrérie, à 100 mètres environ au nord-est de la bifurcation du chemin du Jorat et de celui de la prise d'eau du Ruan, à l'altitude de 1980 mètres, on trouve deux petits affleurements, parmi les éboulis, de calcaire spathique noir zoogène. L. W. Collet (1943) y a trouvé avec ses élèves des Ammonites: *Grossouvreia* du groupe *curvicostarecuperoi* et *Epimorphoceras Decorum Waagen*, qui déterminent le Callovien.

La coupe mince montre un microfaciès intéressant. Il s'agit d'un calcaire grossièrement pseudoolithique, très riche en débris organiques, avec un ciment calcitique largement cristallisé. Les pseudoolithes sont constituées par des calcaires à grain fin à feldspaths authigènes, des calcaires échinodermiques du Dogger, des calcaires oolithiques, des calcaires dolomitiques du Trias. On trouve aussi du quartz détritique en quantités plus ou moins élevées suivant les coupes. Les débris organiques peuvent être rapportés à des Bryozoaires, des plaques et radioles d'oursins, des parties de tests de Lamellibranches, Brachiopodes, Céphalopodes, des Foraminifères où l'on reconnaît des Miliolidés et des Lituolidés, enfin des débris d'algues. Par endroits, on note un début d'épigénisation par des oxydes de fer. Nous pensons qu'il est possible que ces calcaires pseudoolithiques et l'oolithe ferrugineuse du Jorat soient un même niveau, avec des faciès localement différents. Ces deux types de roches sont en tout cas des dépôts de mer peu profonde.

c) Oxfordien.

L'Oxfordien n'était jusqu'à maintenant connu dans l'autochtone du nord-ouest des Aiguilles Rouges qu'au Jorat où il contient des bélemnites *(Belemnites hastatus)* qui permirent à F. de Loys et E. Gagnebin (1928) de le dater. Nous en avons retrouvé un petit affleurement isolé à l'Arevassey, sur la rive droite du lac de Barberine. Alors qu'au Jorat l'Oxfordien repose sur l'oolithe ferrugineuse, à l'Arevassey, il transgresse sur les calcaires dolomitiques du Trias. Ceux-ci sont altérés au sommet et le reste de la série intermédiaire a été érodée ou ne s'est pas déposée. Il débute

à la base par un niveau conglomératique, passe ensuite à des microconglomérats, puis à des calcaires gris ou rosés, très schisteux où l'on rencontre des restes de Bélemnites toujours très écrasées et tronçonnées. Au microscope, on voit dans les niveaux de base une brèche à éléments de calcaire dolomitique très altéré, ferrugineux, ainsi que des granules d'ankérite cimentés par un calcaire à grain fin légèrement gréseux. On passe plus haut à des calcaires gréseux, à grain fin, zoogènes, contenant des Globigérines, Lagénidés, Ostracodes et d'autres petits organismes indéterminables, ainsi que des granules d'ankérite. C'est grâce à ce faciès à Globigérines que nous avons retrouvé aussi bien à l'Arevassey qu'au col du Jorat et également à la présence de Bélemnites à l'Arevassey, que nous avons pu attribuer à l'Oxfordien le début de la série transgressant sur le Trias à cet endroit. Pour L. W. Collet (1943), il s'agissait d'un faciès local de l'Argovien. Le sommet de la série oxfordienne est constitué par des calcaires microbréchiques. Des éléments très fins, parfois avec quelques organismes, sont cimentés par de la calcite grenue. On voit parfois quelques débris d'Echinodermes. L'ankérite devient assez rare. Au col du Jorat, l'épaisseur de l'Oxfordien est de 26 mètres environ tandis qu'à l'Arevassey, elle ne dépasse pas 7 mètres. Notons pour terminer que l'Oxfordien est généralement assez fortement écrasé. Les Bélemnites sont tronçonnées, les galets des microbrèches allongés et laminés, en coupe mince, on rencontre souvent de la pyrite avec « pressure-shadows » de silice secondaire.

d) Argovien.

Sur le terrain, il se présente sous forme de calcaires schisteux gris-noir ankéritiques. Au Vieux-Emosson, où il transgresse sur les calcaires dolomitiques du Trias moyen, il débute par un conglomérat de base à éléments roux. En suivant la région que nous avons étudiée, on le trouve au col du Jorat (Coupe N° 16 de la planche 6) faisant suite à l'Oxfordien. Il affleure ensuite en divers points à Salanfe et disparaît dans la région des « mylonites » des Ottans. Il est bien développé depuis le col d'Emaney, dans toute la paroi des Avouillons (pl. 6, n° 15) jusqu'à la cascade d'Emaney (pl. 6, n° 14). Il disparaît à partir de là jusqu'à l'Arevassey (pl. 6, n° 11) ou il repose d'abord sur l'Oxfordien, puis directement sur le Trias. Vers Blettey, au pied de la Pointe de la Finivaz, il manque à nouveau, la nappe de Morcles chevauchant directement le Trias autochtone à cet endroit. Bien développé au Vieux-Emosson (pl. 6, n° 9), il disparaît ainsi que le Malm au fond du cirque du même nom. Il faut aller jusqu'à la klippe parautochtone de Pormenaz, pour le retrouver reposant par contact tectonique sur le Carbonifère (pl. 6, n° 1). Il existe enfin avec l'Oxfordien dans l'écaille supérieure du Belvédère des Aiguilles Rouges (L. W. Collet et Ed. Paréjas, 1920). Sous le microscope, on voit des calcaires à grain très fin, parfois un peu marneux, riches en granules d'ankérite et en oxydes de fer disposés en lits suivant la schistosité de

la roche. Aux endroits où l'Argovien repose sur l'Oxfordien et où une limite précise entre ces deux étages est délicate à déterminer sur le terrain, un échantillonnage pour coupes minces fait de façon systématique, nous a montré une diminution notable de l'ankérite et des oxydes de fer à la partie supérieure de l'Oxfordien, puis un niveau de réapparition brusque de ces éléments avec des faciès microconglomératiques. Nous avons employé ce niveau microconglomératique pour séparer les deux étages. On passe ensuite rapidement au calcaire à grain fin très schisteux.

L'âge attribué à cette série n'est pas prouvé par des fossiles caractéristiques et l'on doit se baser sur des analogies de faciès. Sa position entre l'Oxfordien à Bélemnites et le Malm supérieur déterminé par la microfaune, limite cependant le risque d'erreur. Mais il est possible qu'une partie du Séquanien soit aussi englobé dans cette série.

e) Malm supérieur.

Quand il n'est pas écrasé, le Malm est représenté par des calcaires noirs massifs à grain fin. En fait, par suite de la tectonisation, il est souvent plus ou moins fortement marmorisé, réduit en plaquettes, et fortement schisteux. En certains endroits, en particulier au Vieux-Emosson, il est encore suffisamment bien conservé pour permettre d'établir une bonne série stratigraphique. Sa répartition dans notre région est très semblable à celle de l'Argovien. On le trouve en outre, reposant directement sur le Trias par suite de laminations tectoniques, aux Ottans, dans le Nant des Invies (Barberine) et au sommet des gorges du Souay, non loin de l'Hôtel de Moëde. Du Vieux-Emosson jusqu'à Moëde, il manque totalement dans l'autochtone. C'est donc entre ces deux points que les remarques de J. Goguel (1951, 1955) s'avèrent justifiées. Par contre, à partir du Vieux-Emosson, le Malm existe comme le prouve la microfaune. Il a été en outre signalé à la fenêtre des Pellys par A. Lombard (1932).

Sous le microscope, on voit une série commençant par des calcaires à grain fin contenant encore quelques petits granules d'oxyde de fer. A Pormenaz, la base est riche en feldspaths d'origine secondaire. Ensuite quelques niveaux pseudoolithiques apparaissent. Ils sont probablement dus à une certaine diminution de la profondeur ou à un apport par des courants de boues calcaires côtières (arénites). R. Murat (thèse à paraître) a également trouvé du Malm pseudoolithique dans l'autochtone de la région de Mex. La fin de la série est à nouveau constituée par des calcaires à grain très fin. Parmi les microfossiles, en général très mal conservés et fortement recristallisés, nous avons pu reconnaître *Calpionella elliptica Cadish* et des débris de petits Crinoïdes, qui avaient été décrits d'abord dans le Malm de la nappe de Morcles par Aug. Lombard (1945), qui les avait attribués à des chlorophycées. R. Verniory (1954, 1956) qui les a retrouvés dans le Malm des Préalpes externes, a montré qu'il s'agissait d'entroques, appartenant probablement au genre Saccocoma, petit crinoïde planktonique microscopique. D'après cet auteur, l'âge des niveaux à Saccocoma, dans les Préalpes externes, varie du Séquanien au Tithonique.

A l'Arevassey, le Malm est séparé en deux parties par une bande de calcaire dolomitique, dont nous faisons la base d'une écaille parautochtone car le contact inférieur est mécanique. Au sommet du Malm parautochtone, on peut voir des faciès bréchiques à gros éléments, un peu dolomitique par endroits. Nous rapprochons ce faciès local des « brèches du Steinmann du Ruan » décrites par L. W. Collet (1936) dans le sommet du Malm de la nappe de Morcles et qui montrent que la profondeur diminua beaucoup dans la mer à l'approche de la limite jurassique-crétacée en parallélisme peut-être avec le Purbeckien lacustre du Jura.

5) Crétacé inférieur

Dans la boutonnière de Champéry (Ed. Lanterno, 1954) et à Saint-Maurice (R. Murat, 1952, 1956, et thèse à paraître), le Crétacé inférieur est représenté par une série continue allant du Berriasien à l'Aptien. Dans notre région par contre, il manque presqu'entièrement.

Par analogie de faciès avec la série de Saint-Maurice, nous attribuerons au Berriasien, les calcaires marneux et schisteux situés entre le Malm et le Nummulitique dans la paroi des Avouillons, au-dessus du Nant de Mayes. A la cascade d'Emaney, L. W. Collet (1943) signale le Berriasien. Ayant repris la coupe détaillée de cet endroit et ayant vérifié nos diagnoses macroscopiques par des coupes minces, il n'existe pour nous à cet endroit que de l'Argovien surmonté du Malm. Ce dernier est très schisteux par suite de l'écrasement et chevauché par une écaille parautochtone triasique. Il est délicat de déterminer l'origine de la lacune s'étendant du Malm ou du Berriasien jusqu'au Priabonien. La première hypothèse est celle du non-dépôt de la série: Les Aiguilles Rouges auraient formé une partie émergée durant tout le Crétacé et le début de l'Eocène. A l'appui de cette idée, nous pouvons citer les faits suivants: R. Murat (1952) a découvert des débris de Chara flottés dans le valanginien autochtone de Saint-Maurice. D'autre part, il y a également trouvé (communication orale), sous forme de galets dans les microbrèches Valanginiennes, des débris de la série autochtone plus anciens, en particulier l'oolithe ferrugineuse.

Pendant le Valanginien en tout cas, il existait sur l'emplacement des Aiguilles Rouges des terres émergées ou des hauts fonds avec des érosions sous-marines. L'Aptien découvert dans la boutonnière de Champéry par Ed. Lanterno (1953) se présente sous un faciès conglomératique grossier. Enfin, dans le flanc renversé de la nappe de Morcles à Gagnerie et sur la face NW des Dents du Midi, on observe des dépôts sidérolitiques pénétrant dans le Gault et l'Aptien (F. de Loys et E. Gagnebin, 1928)

(A. Chaix, 1923). Enfin, on trouve dans la nappe de Morcles du Lutétien lacustre. Mais on peut aussi considérer la chose d'une autre façon: La série autochtone plus ou moins lacunaire a été déposée durant le Crétacé, mais à la suite d'un soulèvement des Aiguilles Rouges au début de l'Eocène, cette série a été érodée entièrement. Il existe aussi un argument en faveur de cette seconde hypothèse. En effet, dans la région des anticlinaux autochtones de Collombey et Muraz et dans la boutonnière autochtone de Champéry, le Nummulitique repose sur l'Aptien ou le Barrémien. A Mex, il transgresse sur le Malm. C'est également le cas dans l'écaille parautochtone du Jorat et dans l'autochtone à l'arête d'Emaney. Nous pensons que les deux hypothèses sont valables en partie, mais étant donné qu'il ne reste plus de Crétacé dans l'autochtone sur la plus grande partie de notre terrain, nous ne pouvons dire quelle est la part de chacun de ces deux phénomènes dans la lacune crétacée.

CHAPITRE III: TERTIAIRE

1) Nummulitique

a) Nummulitique autochtone et parautochtone.

Il existe peu de Nummulitique qui puisse être considéré comme véritablement autochtone. On voit au col d'Emaney, quelques mètres de calcaires schisteux reposant sur le Malm avec, à la base, un niveau bréchique à éléments de calcaire dolomitique. Si l'on suit ce niveau dans la face est des Avouillons, on le retrouve au-dessus du Nant des Mayes, reposant sur des calcaires marneux probablement berriasiens. Nous avons déjà vu qu'à cet endroit existe un plan de glissement au contact Trias-Argovien et, à partir du col d'Emaney, les terrains surmontant le Trias passent de l'autochtone au parautochtone. Ce nummulitique est fortement écrasé. En coupe mince, on trouve des petites Nummulites brisées ou laminées, qui nous permettent cependant de faire la distinction avec le Malm écrasé, qui à l'affleurement, peut avoir un faciès très semblable à celui du Nummulitique. A partir du fond du vallon d'Emaney, et vers le sud-ouest, le Nummulitique disparaît complètement. La série la plus importante de cet âge se trouve dans la région col du Jorat-Gagnerie, dans l'écaille parautochtone signalée par F. de Loys et E. Gagnebin (1928). D'après nos mesures, l'épaisseur du Nummulitique dépasse 200 mètres. On trouve d'abord des brèches, souvent fortement laminées, riches en éléments de Trias, suivies de calcaires gréseux, de grès à ciment calcaire, de schistes marneux avec par place, des niveaux plus grossiers surtout vers le sommet. Dans les parties calcaires de la série, on trouve des lits très zoogènes, avec petites Nummulites et Discocyclines, d'après lesquelles on peut attribuer un âge priabonien à ces terrains. Signalons encore qu'il existe une petite écaille de Nummulitique au milieu des calcaires dolomitiques du Trias dans la région de la combe du col d'Emaney.

L'étude microscopique nous montre les variétés pétrographiques suivantes: Des calcaires microbréchiques gréseux à débris d'Echinodermes, souvent avec de minces lits ferrugineux ondulés. Des calcaires à grain fin où le quartz détritique disparaît presque complètement, avec de la silice secondaire en filonets. Des grès fins à ciment calcaire, un peu ferrugineux, avec des petites Nummulites fortement écrasées. On y trouve parmi le quartz détritique quelques grains de tourmaline. Des

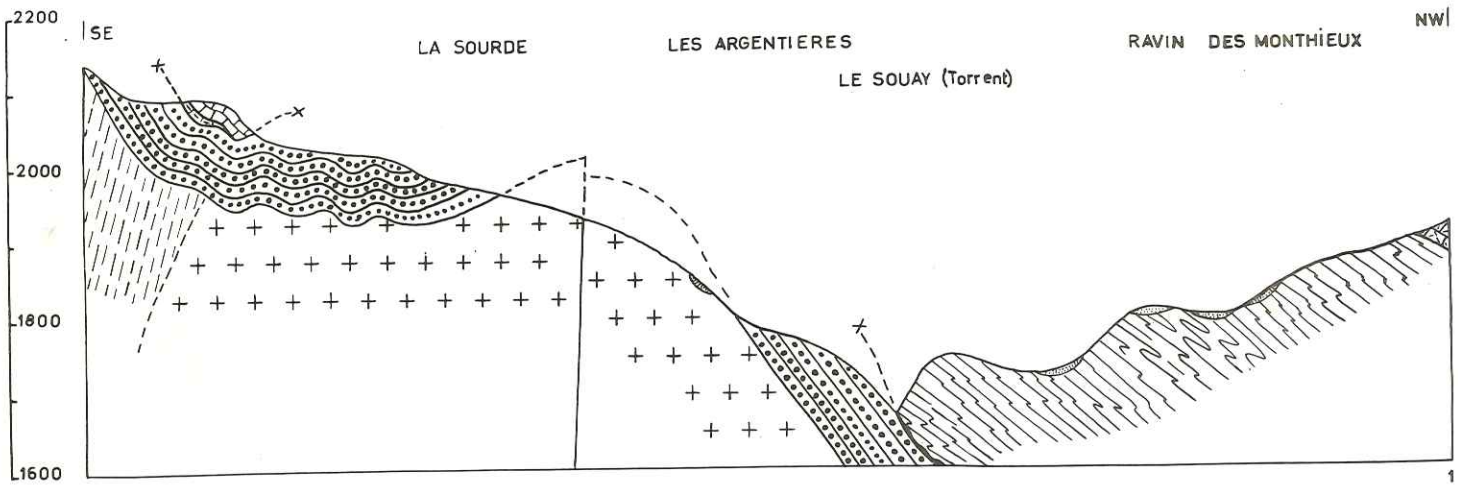
calcaires pseudoolithiques avec débris d'Echinodermes et Milioles. On observe parfois, à l'échelle de la coupe mince, le contact stylolithique ferrugineux entre le faciès fin et pseudoolithique. Des microbrèches composées presque uniquement de Nummulites et Discocyclines avec également quelques débris de Lamellibranches (prismes d'Inocérames), d'Hexacoralliaires, de petits Gastéropodes. Le Nummulitique parautochtone est aussi assez écrasé: La pyrite avec « pressure-shadows », les éléments et débris organiques laminés, les fortes recristallisations sont fréquents.

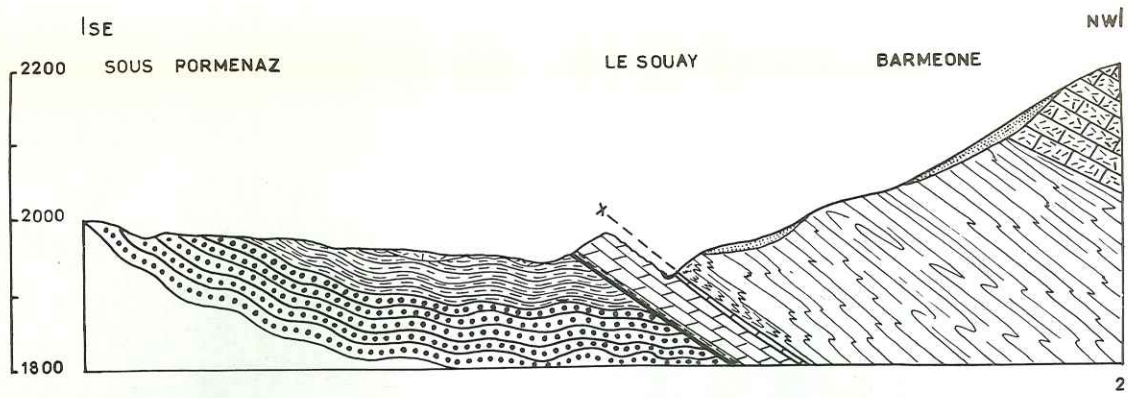
b) Nummulitique de la nappe de Morcles.

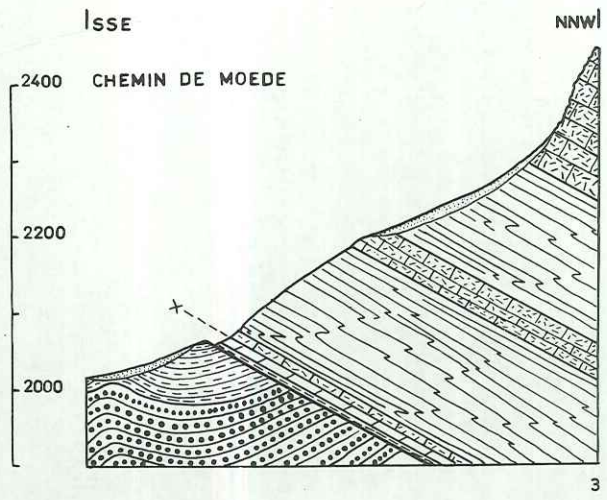
L'étude détaillée des terrains de la nappe de Morcles sortait du cadre de ce travail. Mais dans la région des Ottans, à Salanfe, une incertitude subsistait. Fallait-il à la suite de F. de Loys et E. Gagnebin (1928) ainsi que L. W. Collet (1943) rattacher au sommet du parautochtone le complexe de brèche Nummulitique grossière et de lames de gneiss, ou, au contraire le considérer comme faisant partie du flanc renversé de la nappe de Morcles? (J. W. Schroeder, 1946; M. Lugeon, 1947; J. W. Schroeder et Ch. Ducloz, 1955.) Dans le doute, nous avons étudié à nouveau cette région, bien qu'il en existât des descriptions très détaillées dues à de Loys et Gagnebin ainsi qu'à Collet. Nous avons cependant pu faire quelques observations nouvelles. Il existe aux Ottans deux unités d'éléments cristallins qui plongent axialement vers le nord-est, contrairement à ce que montrent les profils locaux de Gagnebin. D'autre part, il ne s'agit pas de grandes lames cristallines d'un seul bloc, comme on pourrait le croire d'après les panoramas de Collet. On trouve en réalité un empilement de petites lentilles de 5 à 20 mètres de long, de 2 à 8 mètres d'épaisseur, qui sont souvent séparées les unes des autres par de petits niveaux de calcaire noir à grain fin. Une hypothèse de mise en place de lames cristallines introduites tectoniquement dans ces calcaires est à éliminer, car, comme nous le montre la coupe mince, ils sont peu écrasés et recristallisés. De plus, le contact calcaire-cristallin n'est pas franc. On voit à la surface actuelle des lames cristallines de petites dépressions de forme très irrégulière, remplies de calcaire à grain fin. Cette disposition peut s'expliquer par le glissement d'un bloc irrégulièrement érodé en surface dans une boue calcaire encore molle. D'autre part, à la base actuelle du groupe nord-est de lentilles cristallines, mais qui, en réalité, est au sommet de la série puisque, comme nous le verrons dans le chapitre traitant de la tectonique, nous rattachons les formations des Ottans au flanc renversé de la nappe de Morcles, on trouve une brèche à éléments de cristallin et cimentée par une arkose grossière noirâtre. La chose se voit particulièrement bien dans le petit torrent qui longe approximativement la bordure nord-est du complexe de lentilles cristallines. Sous le microscope, on trouve une arkose à ciment calcaire, bien différente des arkoses triasiques. Elles ont, à notre avis, une origine synsédimentaire des brèches nummulitiques. Des formations du même

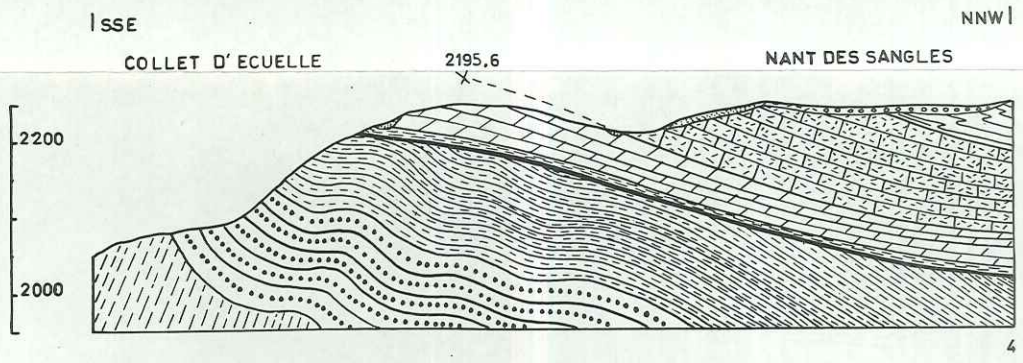
PROFILS GEOLOGIQUES DANS L'AUTOCHTONE DES AIGUILLES ROUGES.

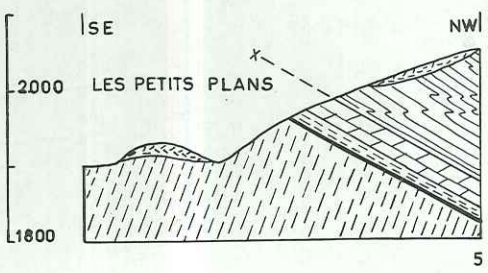
ECHELLE 1:10.000

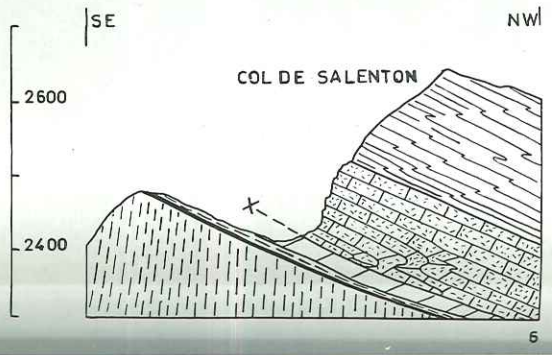


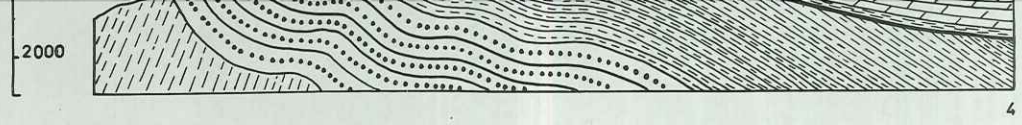




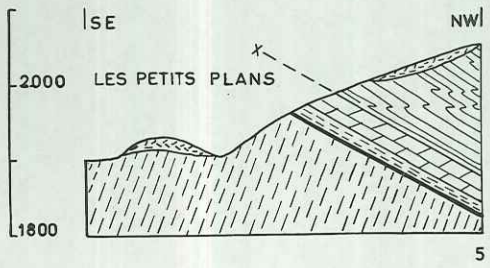




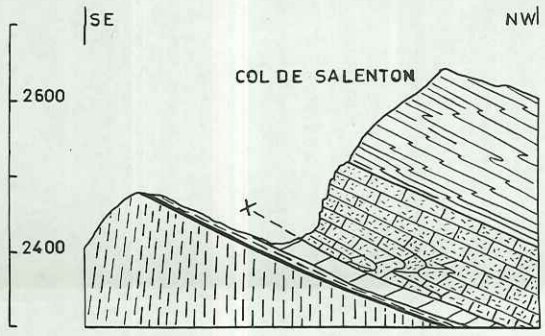




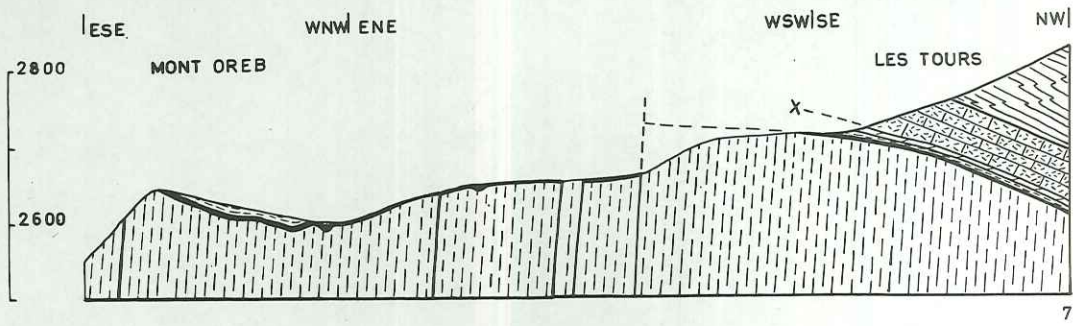
4



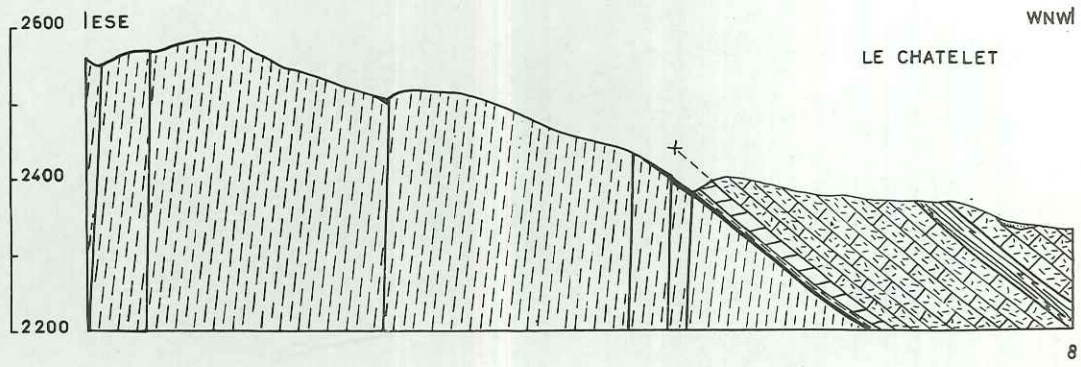
5



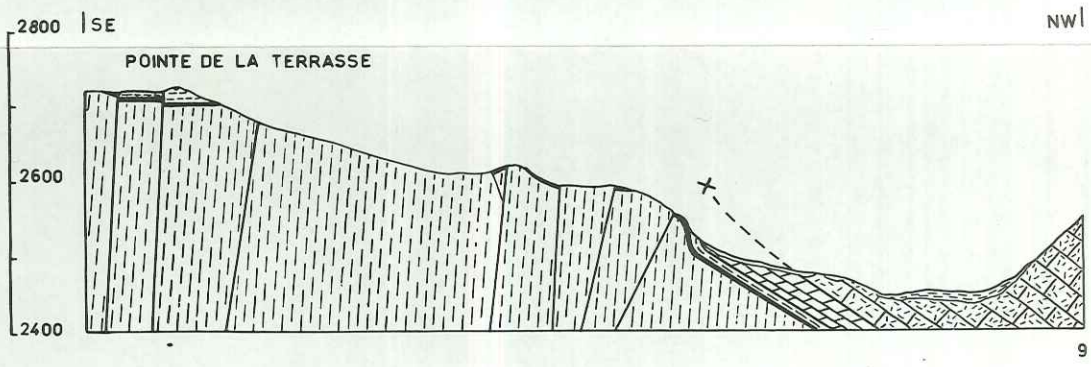
6



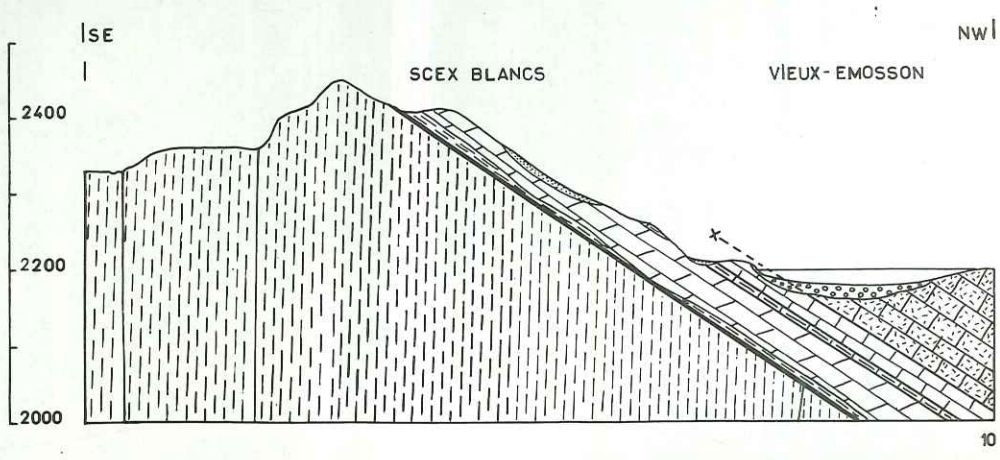
7



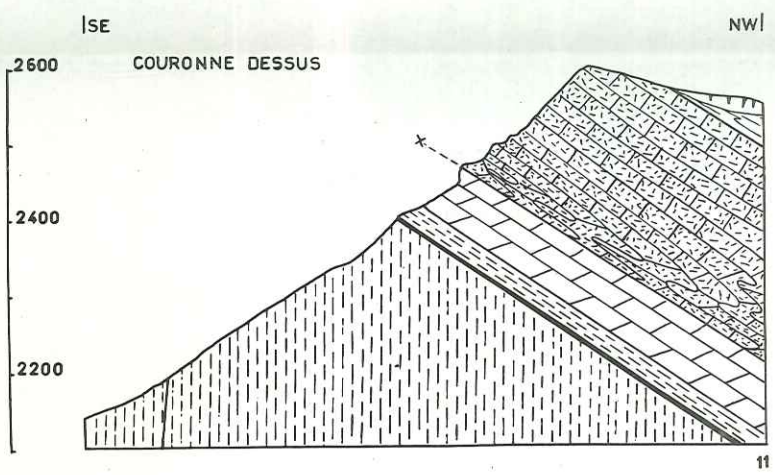
8



9

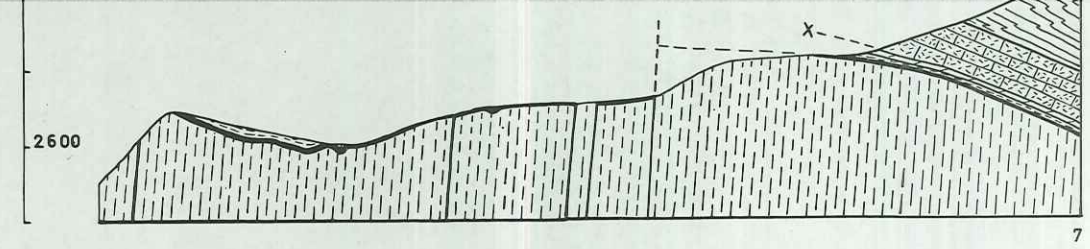


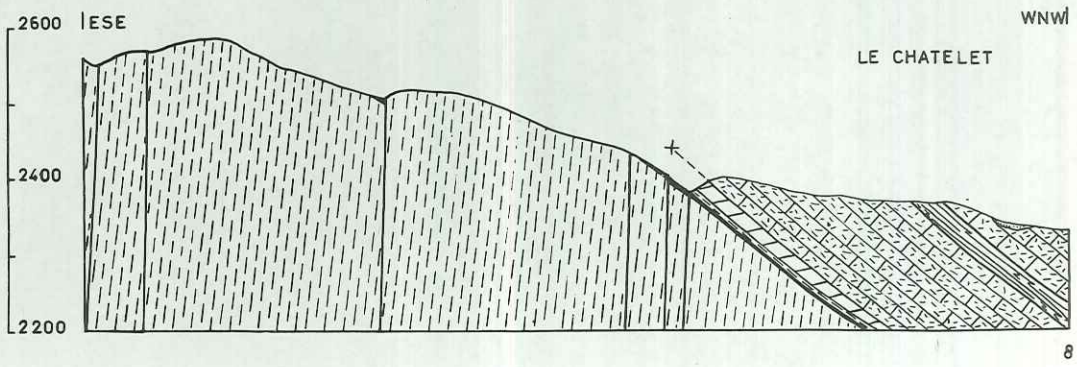
10

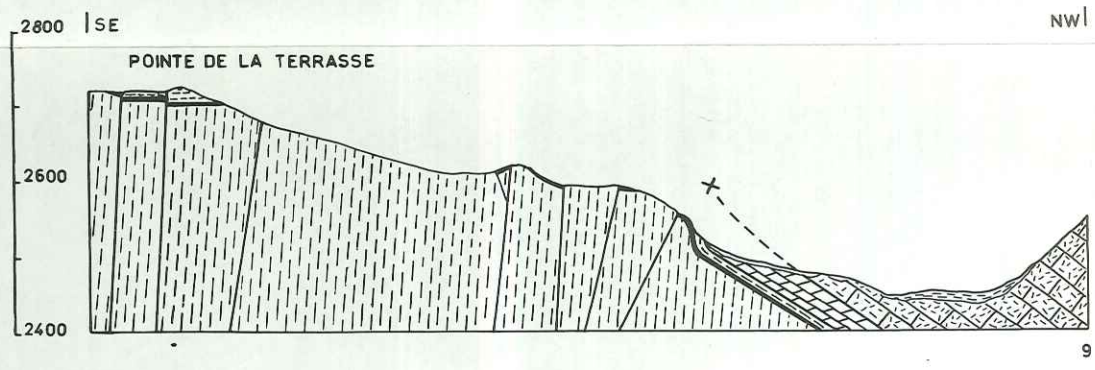


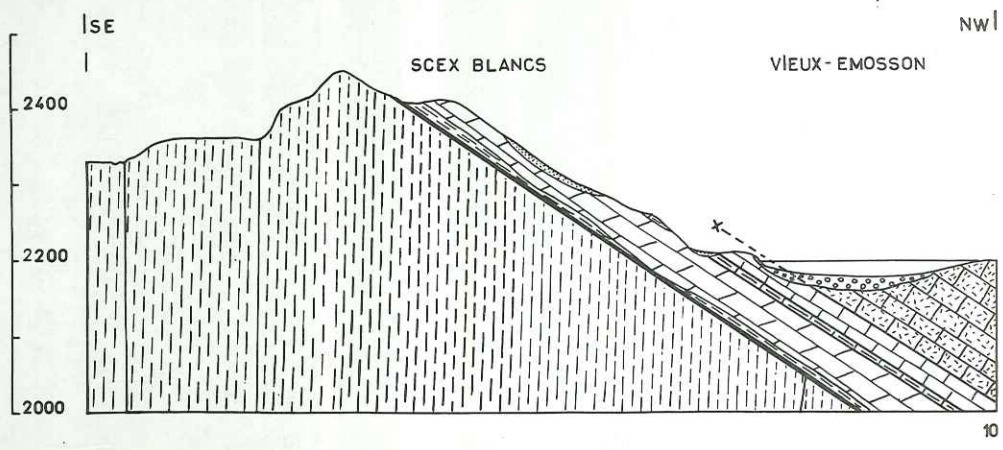
11

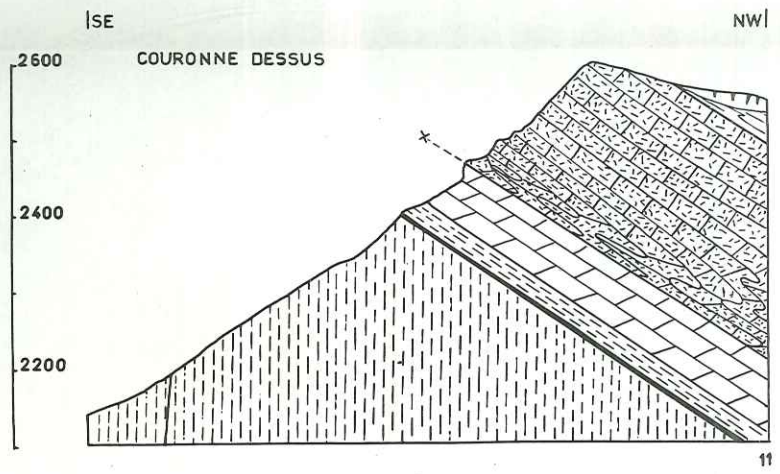
LEGENDE:











LEGENDE:

- Flysch
- Lames de gneiss ("Mylonites")
- Nummulitique
- Gault et crétacé superieur
- Barremien
- Hauterivien
- Valanginien
- Berriasien
- Malm
- Argovien
- Oxfordien
- Dogger
- Lias
- Calcaires dolomitiques et schistes gréseux — Trias
- "Argilites" multicolores — Trias
- "Quartzites" — Trias
- Schistes noirs — Carbonifère
- Grès et conglomérats. — Carbonifère
- Schistes cristallins des Aiguilles Rouges
- Granite de Pormenaz
- Plan de chevauchement
- Faille

BIBLIOTHÈQUE de L'UNIVERSITÉ - AIX-MARSEILLE - SCIENCES

genre se retrouvent dans le soubassement des Dents de Morcles à Riondaz (M. Lugeon, 1947; M. Vuagnat, 1952).

Une autre observation en faveur d'une origine sédimentaire des « mylonites » de Salanfe peut se faire dans la lame de calcaire dolomitique du Trias située au milieu des brèches Nummulitiques de la partie sud-ouest du Revers des Ottans. Ce calcaire dolomitique n'est presque pas écrasé, et il n'y a que peu de traces de recristallisation. En coupe mince, on voit un faciès pseudoolithique à Solénopores, tout à fait semblable à ceux que nous avons décrits dans le Trias autochtone.

Dans leurs descriptions des éléments cristallins, L. W. Collet (1943) puis J. W. Schroeder (1946) parlent de granites ou de gneiss peu écrasés. L'étude microscopique détaillée nous a toujours montré à Salanfe des roches passablement écrasées. Il s'agit d'un gneiss très leucocrate, riche en feldspaths fortement séricitisés, où le quartz a recristallisé en plages composites à petits grains dentelés. Les micas sont rares, souvent avec des lamelles tordues. La biotite se décolore ou devient opaque en se chargeant d'oxydes de fer. Pyrite, limonite et marcassite sont très communes. Il existe de véritables nodules de ce dernier minéral au milieu des gneiss. Partant de l'hypothèse que les petits lits calcaires au milieu des gneiss jalonnaient peut-être des plans de glissement tectoniques, nous avons pris des échantillons systématiquement depuis ces niveaux jusqu'au milieu des lentilles. Les coupes minces n'ont montré pour ainsi dire aucune variation. Parfois même la recristallisation du quartz était plus poussée au centre des lentilles que près du contact avec les calcaires. C'est là un argument de plus en faveur d'une origine sédimentaire. Ces roches proviennent d'une zone cataclastique du soubassement hercynien et l'écrasement n'est dû qu'en faible partie à la tectonique alpine.

L'étude microscopique des éléments des brèches Nummulitiques nous a montré, qu'à part quelques galets de gneiss du même type que ceux des « mylonites », il y a surtout des calcaires dolomitiques microgrenus. A Salanfe, la position stratigraphique exacte de ces brèches à énormes éléments est difficile à fixer à cause de la tectonique que nous décrirons en détail plus loin. D'après J. W. Schroeder et C. Ducloz (1955), elles seraient situées à la limite Nummulitique-Schistes à Globigérines.

2) Flysch

Le même problème se pose pour le Flysch que pour le Nummulitique des Ottans. Il est en effet difficile de savoir s'il faut le rattacher à l'autochtone, au parautochtone ou au flanc renversé de la nappe de Morcles. Nous n'y avons pas trouvé de microfaune qui aurait pu nous aider à trancher la question. En effet, J. W. Schroeder et Ch. Ducloz (1955) pensent que, dans le Val d'Illiez, le Flysch de la nappe de Morcles, qui y est d'ailleurs réduit, ne comportant que les Schistes à Globigérines, est

Priabonien supérieur, alors que le Flysch autochtone et parautochtone serait plus jeune, probablement Sannoisien. Dans la région que nous avons étudiée, on trouve du Flysch à Gagnerie, sous forme de schistes marneux gris-brun, très écrasés, situés entre les calcaires schisteux et brèches nummulitiques du flanc renversé de la nappe de Morcles. Il en existe ensuite quelques petits affleurements à la Comba Rosse, puis au pied de la Petite Tour Sallière. En suivant la zone autochtone vers le sud-ouest, nous en trouvons en relation avec les brèches à gros éléments des Ottans et à l'arête d'Emaney. Dans ces deux dernières régions apparaissent dans les schistes des bancs de grès microbréchiques. Le graded-bedding nous permet d'affirmer qu'aux Ottans le Flysch reposant sur le Trias est en série normale. Il est donc autochtone ou parautochtone. Dans la face est des Avouillons, on voit que le Flysch repose tectoniquement sur le Nummulitique parautochtone et qu'il est aussi séparé du Nummulitique renversé de la nappe par un plan de glissement bien visible dans la face nord-est du premier ressaut de l'arête d'Emaney de la Tour Sallière. Il contient aussi des lentilles de gneiss déjà signalées par L. W. Collet (1933). Les critères sédimentologiques montrent que cette série, extrêmement replissée est normale vers la base et renversée au sommet. A partir du fond du vallon d'Emaney, le Flysch disparaît. On trouve encore un dernier affleurement de grès très écrasé à Fontanabran et ensuite le Flysch n'existe plus sur toute la longueur des Aiguilles Rouges. L'étude microscopique des niveaux grossiers du Flysch nous montre des grès à ciment calcaire un peu ferrugineux, avec en plus du quartz détritique des plagioclases sériciti sés, des feldspaths alcalins perthitiques, de la biotite, muscovite, chlorite, des éléments de quartzite, de diabase albitochloritique, de divers calcaires, et de cherts carbonatés. La présence de ces éléments nous permet, en adoptant la classification de M. Vuagnat (1952), de rapprocher ces roches des grès du Val d'Illiez.

CHAPITRE IV: QUATERNAIRE

Sans faire une étude très détaillée du Quaternaire, nous avons été amené, pour les besoins de la cartographie au 1: 10.000 de distinguer les formations suivantes:

1) Glaciaire ancien, partout très répandu.
2) Glaciaire récent des glaciers de la Tour Sallière, de la Finivaz et de Tre-les-Eaux.
3) Cordons morainiques en relation avec ces deux formations.
4) Alluvions torrentielles, formant des cônes de déjection.
5) Alluvions déposées dans les cuvettes de surcreusement glaciaire, lacustres en partie.
6) Eboulis.
7) Eboulements.

Nous avons en outre cartographié de nombreuses dolines, toujours situées dans les calcaires dolomitiques du Trias. Assez rares dans la partie suisse du territoire étudié, on en voit en effet quelques unes près du lac des Ottans à Salanfe, et au fond du vallon du Vieux-Emosson, elles deviennent surtout fréquentes à partir de la vallée de la Diosaz, en relation avec une structure plus vacuolaire des calcaires dolomitiques. L. W. Collet (1943) s'était déjà posé la question de leur origine et avait recherché du gypse dans les dolines des Ottans, mais sans succès. Nous avons repris cette recherche sur toute la longueur des Aiguilles Rouges, aussi sans résultats. Nous sommes donc arrivé à la conclusion que les dolines sont dues uniquement à des dissolutions dans les calcaires dolomitiques vacuolaires et les cargneules.

Seconde partie

STRATIGRAPHIE LOCALE DÉTAILLÉE

CHAPITRE V: COUPES STRATIGRAPHIQUES[1] DÉTAILLÉES LEVÉES ENTRE PORMENAZ ET LA FRONTIÈRE FRANCO-SUISSE

1) Coupe de la klippe de Pormenaz

Coordonnées: 945.300/116.300 (Quadrillage kilométrique de la projection Lambert, II zone centrale)

Malm

5. 15 m. Calcaire à grain fin, massif, noir, à patine grise. A la base niveau riche en feldspaths secondaires (Albite) produits par le métamorphisme alpin.

Argovien.

4. 2,5 m. Calcaire schisteux gris noir à grain fin, fortement laminé par place, traversé par de nombreux filonets de calcite. Taches de limonite.

3. 0-1,2 m. Brèche tectonique à gros éléments (diamètre maximum 12 cm.) de calcaire dolomitique et de calcaire schisteux marmorisé, à ciment gréseux.

Plan de chevauchement de l'élément parautochtone.

Carbonifère.

2. 1,1 m. Grès feldspathique fortement écrasé.

1. — Grès feldspathique à ciment séricitique, gris à patine gris-brun.

2) Coupe dans le torrent du Souay. Région de Moëde

Coordonnées: 945.500/117.650.

Lias.

7. — Marne schisteuse brunâtre avec par endroits des nodules pyriteux.

---

[1] Toutes les coupes stratigraphiques décrites dans ce travail ont été levées et dessinées à l'échelle du 1:50. Pour des raisons de mise en page, nous n'avons pas pu conserver cette échelle et nous avons remplacé ces graphiques par des schémas au 1:500 rassemblés sous forme de planche (N° 6). Dans le texte, les coupes seront toujours décrites à partir du terrain le plus jeune jusqu'au plus ancien, ce qui a l'avantage de conserver l'ordre stratigraphique naturel.

Plan de chevauchement de la nappe de Morcles.

Malm.

6. 2,3 m. Calcaire noir à grain fin, à patine grise, marmorisé et schisteux au sommet.
5. 8 m. Eboulis et alluvions du torrent du Souay.

Trias.

4. 35 m. Calcaire dolomitique gris fortement vacuolaire à patine grise, en général mal stratifié à part quelques petits bancs à patine beige-clair.
3. 2,8 m. Argilite gréseuse verte avec quelques petits bancs de dolomie gris-foncé à patine rousse.
2. 3 m. Grès-quartzite gris-blanc, à grain fin, imprégné de pyrite.

Carbonifère.

1. — Schiste argileux noir azoïque.

3) Coupe des Prés de Salenton. (Vallée de la Diosaz)

Coordonnées: 948.700/121.350.

Dogger de la nappe de Morcles.

17. — Calcaire schisteux noir à patine brune, fortement écrasé et marmorisé à la base. Par endroits, niveaux finement microconglomératiques à éléments de calcaire dolomitique roux.

Plan de chevauchement de la nappe de Morcles.

Trias.

16. 1,5 m. Calcaire dolomitique à grain fin, gris à patine jaunâtre, particulièrement fétide.
15. 1,8 m. Eboulis.
14. 0,9 m. Calcaire dolomitique pseudoolithique en voie de recristallisation, beige-jaunâtre à patine jaunâtre, fortement écrasé.
13. 3,2 m. Calcaire dolomitique pseudoolithique beige jaunâtre à patine gris-clair.
12. 3,8 m. Calcaire dolomitique gris-jaunâtre, vacuolaire, fortement écrasé et marmorisé à la base.

Plan de glissement.

11. 6,9 m. Calcaire dolomitique grise à patine gris-beige, pseudoolithique à la base et entièrement recristallisé, microgrenu au sommet.

10. 1,7 m. Cargneule grossière à éléments de quartz et de calcaire dolomitique. (Diamètre maximum 1 cm.)
9. 4,2 m. Calcaire dolomitique gris clair, à patine blanchâtre, pseudoolithique. Débris de Solénopores.
8. 3,8 m. Calcaire dolomitique finement grenu, gris à patine gris-clair. Prend par écrasement un aspect microbréchique.
7. 5,5 m. Cargneule psammitique à psephitique, éléments de quartz et calcaires dolomitiques divers.

Plan de glissement tectonique.

6. 0,3 m. Brèche tectonique à éléments très anguleux de calcaire dolomitique gris.
5. 0,4 m. Calcaire dolomitique gris, feuilleté.
4. 7,8 m. Argilite gréseuse verte puis rouge, avec au sommet interstratification de quelques petits bancs de dolomie gris-foncé à patine brune.
3. 1,5 m. Grès-quartzite massif, gris-blanc à patine grise.
1-2. — Eboulis et moraine.

4) Coupe du col de Salenton

Coordonnées: 948.800/121.950.

Dogger de la nappe de Morcles.

15. — Calcaire schisteux gris-noir à patine brunâtre.

Plan de chevauchement de la nappe de Morcles.

Trias

14. 0,2 m. Calcaire dolomitique schisteux, écrasé, brunâtre.
13. 3,7 m. Calcaire dolomitique gris à patine grise ou beige-clair, en petits bancs, par endroits pseudoolithique finement stratifié.
12. 2,8 m. Calcaire dolomitique gris-noir à patine gris-jaune, pseudomicrobréchique par écrasement.
11. 3,2 m. Calcaire dolomitique beige à patine grise, nombreux petits nodules ferrugineux à la base.
10. 1,5 m. Cargneule psammitique jaunâtre.
9. 4,2 m. Eboulis.
8. 2,3 m. Argilite gréseuse verte, jaune ou brune avec quelques petits bancs de grès-quartzite à ripple-marks.
6. 1,2 m. Grès-quartzite à grain fin, en petits bancs, aspect porcelané.

5. 0,8 m. Banc massif de grès-quartzite gris-blanc cimenté par un grès arkosique verdâtre.

Permien.

3. 0,6 m. Gneiss œillé fortement altéré avec poches de grès à ciment dolomitique ou de dolomie à patine brune.
2. 3 m. Gneiss œillé fortement rubéfié.

Cristallin des Aiguilles Rouges.

1. — Gneiss œillé, endomigmatitique, très leucocrate.

5) Coupe des Tours du Buet. (Arête des Cristaux)

Coordonnées: 950.750/123.350.

Dogger de la nappe de Morcles.

8. — Calcaire noir, très schisteux, à patine brunâtre.
7. 0,2 m. Marbre feuilleté blanc ou rose.

Plan de chevauchement de la nappe de Morcles.

Trias.

6. 2,2 m. Cargneule jaunâtre psammitique.
5. 1,4 m. Calcaire dolomitique gris à patine gris-clair.
4. 2,5 m. Cargneule psephitique jaunâtre à éléments d'argilite.
3. 6,8 m. Argilite rouge, très gréseuse à la base, puis plus fine.
2. 2,4 m. Grès-quartzite à gros éléments de quartz à la base, très massif. Présente par endroits par suite de la tectonisation, une schistosité perpendiculaire à la stratification, prolongeant la schistosité des gneiss sous-jacents.

Permien.

1. — Gneiss rubané, fortement altéré et rubéfié. Chloritisation alpine diffuse irrégulière.

6) Coupe du vallon de Tre-les-Eaux. (Partie nord)

Coordonnées: 951.050/125.650.

Dogger de la nappe de Morcles.

14. — Calcaire schisteux et zoné noir à patine brun-jaune.
13. 0,6 m. Calcaire gréseux marmorisé, blanc ou rose.

Plan de chevauchement de la nappe de Morcles.

Trias.

12. 2,3 m. Calcaire dolomitique gris à patine grise.
11. 1,1 m. Calcaire dolomitique ocreux, altéré, à patine jaunâtre, petits nodules ferrugineux.
10. 4,2 m. Calcaire dolomitique à patine grise ou blanchâtre, finement grenu, avec quelques lentilles à faciès pseudooolithique. Petits nodules et trainées ferrugineuses irrégulières.
9. 2,2 m. Calcaire dolomitique vacuolaire gris à patine jaunâtre.
8. 2,5 m. Cargneule pséphitique jaunâtre à éléments d'argilite verte ou rouge.
7. 8,4 m. Argilite rouge avec quelques petits bancs de dolomie gris-foncé à patine jaunâtre.
6. 2,5 m. Argilite gréseuse verte avec quelques bancs minces de grès-quartzite à ripple-marks. Filonets chloriteux recoupant la stratification. (Métamorphisme alpin.)
5. 0,6 m. Grès-quartzite blanc ou rosé à grain fin, à apparence porcelanée, en petits bancs.
4. 0,7 m. Grès-quartzite massif blanc.
3. 1,6 m. Grès quartzite-massif grossier à la base puis plus fin, à stratification entrecroisée.
2. 1,2 m. Arkose conglomératique à éléments de quartz et de schistes cristallins (diamètre maximum 10 cm.) et de dolomies gréseuses à patine brunâtre.

Permien.

1. — Gneiss rubané fortement rubéfié, avec poches de dolomies gréseuses grises, spathiques, à patine brune. Filonets quartzo-chloriteux.

CHAPITRE VI: COUPES STRATIGRAPHIQUES DÉTAILLÉES LEVÉES ENTRE LA FRONTIÈRE FRANCO-SUISSE ET LE COL DU JORAT

7) Coupe de la Pointe de la Terrasse

Coordonnées: 557.600/099.150. Cette coupe et toutes les suivantes étant sur territoire suisse, nous passons pour la mesure des coordonnées du quadrillage kilométrique français de la projection Lambert au quadrillage kilométrique suisse. Notons encore que sur les anciennes cartes la pointe de la Terrasse figure sous le nom de pointe du Sasset.

Trias.

13.	0,1 m.	Cargneule pséphitique jaune-roux à éléments d'argilite.
12.	0,4 m.	Argilite rouge.
11.	0,8 m.	Cargneule d'origine tectonique.
10.	0,7 m.	Argilite rouge.
9.	1,8 m.	Cargneule pséphitique à gros éléments d'argilite verte et rouge.
8.	5,1 m.	Argilite rouge, verte ou jaune.
7.	1,1 m.	Argilite verte.
6.	0,4 m.	Alternances de grès-quartzite fin à ripple-marks, en bancs de 4-5 cm., et de lits d'argilite verte de 1-2 cm.
5.	0,2 m.	Grès-quartzite gris à grain fin.
4.	2,8 m.	Grès-quartzite blanc un peu schisteux.
3.	1,9 m.	Grès-quartzite massif grossier.
2.	0,2 m.	Conglomérat arkosique.

Permien et schistes cristallins antehercyniens.

1.	—	Gneiss fortement rubéfié avec surface de transgression très irrégulière. Par endroits petites poches de dolomie ferrugineuse brunâtre.

8) Coupe des Scex Blancs du Vieux-Emosson

Coordonnées: 557.800/100.800.

Trias.

27.	6,9 m.	Calcaire dolomitique pseudoolithique gris à patine jaune-roux ou gris-noir.
26.	0,1 m.	Brèche dolomitique riche en oxyde de fer.
25.	1,1 m.	Calcaire dolomitique pseudoolithique gris, à patine blanchâtre à jaunâtre, très écrasé.
24.	0,1 m.	Brèche dolomitique.
23.	5,6 m.	Calcaire dolomitique pseudoolithique gris, à patine blanchâtre. Débris de Solénopores. Traces de slumping.
22.	0,1 m.	Calcaire dolomitique écrasé, schisteux.
21.	7,1 m.	Calcaire dolomitique gris-foncé massif. Patine jaune-roux à grise. Pseudoolithique à la base puis microgrenu.
20.	0,7 m.	Niveau fortement écrasé. Eléments lenticulaires séparés par de minces lits ferrugineux.
19.	1,4 m.	Calcaire dolomitique gris à patine jaune-roux.
18.	0,6 m.	Brèche dolomitique écrasée. Minces lits ferrugineux.
17.	3,5 m.	Calcaire dolomitique pseudoolithique en voie de recristallisation, gris foncé à patine grise. Filonets de silice secondaire.
16.	6,6 m.	Calcaire dolomitique très finement cristallisé à cryptocristallin, gris-blanc à patine blanchâtre. Solénopores.
15.	4,1 m.	Calcaire dolomitique gris-noir à patine grise. Petits nodules et lits plissotés ferrugineux. Faciès microgrenu très recristallisé.
14.	0,8 m.	Calcaire dolomitique microgrenu saccharoïde gris-foncé, à patine grise. Minces lits ferrugineux.
13.	4,0 m.	Eboulis.
12.	2,9 m.	Cargneule psephitique à psammitique gris-brunâtre, à éléments d'argilite et de calcaire dolomitique. Intercalations de petits bancs de calcaire dolomitique.
11.	0,4 m.	Cargneule psammitique, écrasée, schisteuse.
10.	5,0 m.	Eboulis.
9.	2,1 m.	Argilite verte, puis rouge, avec de nombreux lits plus gréseux à ripples-marks.
8.	0,6 m.	Alternances de grès-quartzite et d'argilite avec des niveaux de remaniement à éléments d'argilite dans une pâte de grès-quartzite.
7.	0,7 m.	Grès-quartzite blanc ou rose, porcelané, en petits bancs bien lités de 10-15 cm.

6. 0,3 m. Grès-quartzite gris-blanc à grain fin.
5. 2,4 m. Grès-quartzite grossier gris.
4. 0,3 m. Conglomérat à gros éléments de quartz blanc et ciment de grès feldspathique.

Permien.

3. 0,6 m. Dolomie ferrugineuse grise, spathique, à patine brune, passant à des grès feldspathiques à ciment dolomitique. Limite inférieure très irrégulière.
2. 3,5 m. Gneiss œillé rubéfié, passant au sommet à une arkose où la schistosité disparaît. Poches ou petites lentilles, parallèles à la surface de transgression, de dolomie grise à patine brunâtre.

Cristallin des Aiguilles Rouges.

1. — Gneiss œillé endomigmatitique encore un peu rubéfié au sommet.

9) Coupe de la rive droite du lac du Vieux-Emosson

Coordonnées: 557.500/100.950.

Malm.

10. 26 m. Calcaire noir à grain fin, veiné de calcite, très diaclasé, écrasé et recristallisé vers le sommet. Dans les premiers mètres, présence de Calpionelles et Saccocoma.
9. 5,1 m. Eboulis.
8. 2,9 m. Calcaire noir à grain fin, écrasé et fortement recristallisé.
7. 0,8 m. Calcaire noir à grain fin légèrement schisteux.
6. 0,6 m. Calcaire noir à grain fin massif. Calpionelles.
5. 5,2 m. Calcaire noir à grain fin ou pseudoolithique par endroits.
4. 1,9 m. Calcaire pseudoolithique noir. Aspect spathique à la cassure. Débris de petits Gastéropodes. Lenticulines.
3. 7,2 m. Calcaire pseudoolithique gris-brun à patine variant du gris-blanc au jaune roux. Traces organiques indéterminables.

Argovien.

2. 4,5 m. Calcaire schisteux brun-noir à taches d'ankérite, patine variant du gris-blanc au jaune roux. Traces organiques indéterminables. Bréchique par place à la base.

Trias.

1. — Calcaire dolomitique vacuolaire, altéré, devenant ocreux près du contact avec l'Argovien.

Eboulis.

10) Coupe de Blettey — Tête à Lugon

Coordonnées: 558.650/102.150.

Bajocien supérieur de la nappe de Morcles.

37. — Calcaire zoné noir schisteux.
36. 5,1 m. Calcaire zoné noir, extrêmement plissoté.
35. 0,5 m. Calcaire marmorisé feuilleté blanc et rose.

Plan de chevauchement de la nappe de Morcles.

Trias.

34. 0,2 m. Marbre blanc ou rose.
33. 10,5 m. Calcaire dolomitique à patine grise ou blanche, écrasé, avec lentilles de brèche dolomitique à éléments allongés.
32. 11,3 m. Calcaire dolomitique gris, à patine gris-roux avec grosses lentilles de brèches dolomitiques.
31. 2,2 m. Niveau fortement écrasé avec mélange de lentilles de brèche, de calcaire dolomitique très recristallisé, saccharoïde à patine gris foncé, séparées par des lits pulvérulents ocreux de 1-10 mm.
30. 2,5 m. Calcaire dolomitique gris-noir à patine grise avec petites taches jaunes.
29. 0,9 m. Calcaire dolomitique gris-noir à patine noirâtre.
28. 0,5 m. Brèche dolomitique à éléments anguleux.
27. 2,4 m. Calcaire dolomitique écrasé avec de nombreux filonets de calcite.
26. 0,4 m. Calcaire dolomitique gris-foncé avec un petit lit ocreux vacuolaire à la base.
25. 6,2 m. Calcaire dolomitique pseudoolithique gris-noir à patine jaune-roux.
24. 0,05 m. Lit ocreux vacuolaire.
23. 9,5 m. Calcaire dolomitique gris foncé, fétide, patine alternativement claire et foncée.
22. 7,1 m. Cargneule jaune à grisâtre avec quelques bancs de calcaire dolomitique jaunâtre à patine blanche.
21. 6,2 m. Cargneule psephitique jaunâtre.

20.	2,1 m.	Calcaire dolomitique gris à patine gris-blanc.
19.	1,9 m.	Calcaire dolomitique gris, fétide, fumant au marteau, à patine gris-noir.
18.	4,5 m.	Calcaire dolomitique recristallisé légèrement rosé. Très altéré en surface.
17.	1,5 m.	Calcaire dolomitique gris à patine grise avec quelques galets allongés de calcaire largement cristallisé. (Faciès du Kastler.)
16.	0,7 m.	Calcaire dolomitique gris foncé, massif.
15.	0,4 m.	Calcaire dolomitique pulvérulent à patine grise.
14.	2,5 m.	Cargneule pséphitique jaune à grise à éléments d'argilite.
13.	15 m. env.	Argilites vertes et jaunes à la base, rouges au sommet.
12.	0,1 m.	Grès-quartzite à grain fin.
11.	0,3 m.	Argilite gréseuse verte.
10.	0,9 m.	Alternances d'argilites vertes et de grès-quartzites à grain fin en lits de 1-3 cm. Ripple-marks au sommet des bancs gréseux.
9.	0,3 m.	Grès-quartzite à grain fin à aspect porcelané, bien lité.
8.	0,6 m.	Grès-quartzite massif, légèrement rosé.
6.	2,0 m.	Grès-quartzite à grain fin en général, avec, par place, quelques gros éléments de quartz rose.
5.	0,8 m.	Grès-quartzite grossier.
4.	1,1 m.	Conglomérat à gros éléments de quartz blanc ou rose (Diamètre maximum 5 cm.).

Formation due au métamorphisme alpin.

3.	0,015	Filonet quartzo-chloritique suivant le contact avec ramifications dans les quartzites.

Permien.

2.	4,5 m.	Gneiss en voie d'arkosification, rubéfié.

Cristallin des Aiguilles Rouges.

1.	—	Gneiss œillé à biotite.

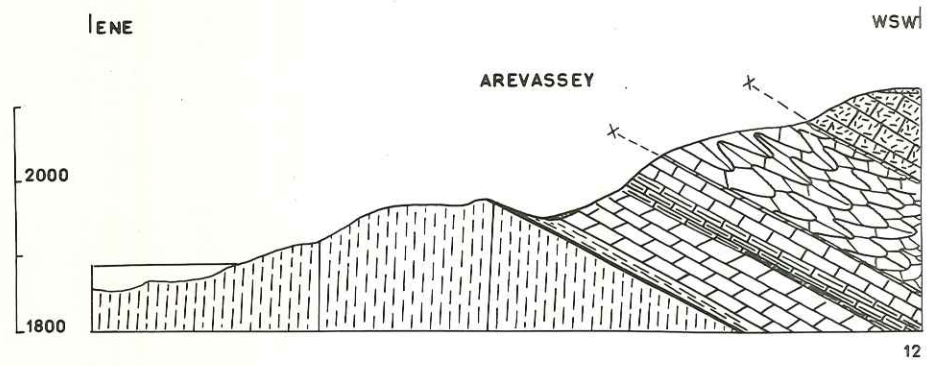
11) Coupe de l'Arevassey — Tête des Pelottes

Coordonnées: 558.850/103.400.

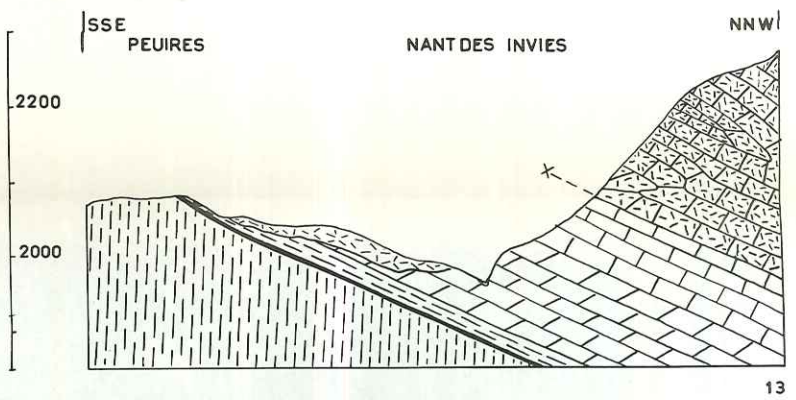
Dans cette coupe, l'éboulis et la couverture de terre végétale étant assez développés, nous n'avons pas pu faire un levé aussi détaillé que pour les séries précédentes. Malgré son imperfection, elle nous semble intéressante par la présence d'un niveau que nous attribuons à l'Oxfor-

PROFILS GEOLOGIQUES DANS L'AUTOCHTONE DES AIGUILLES ROUGES.

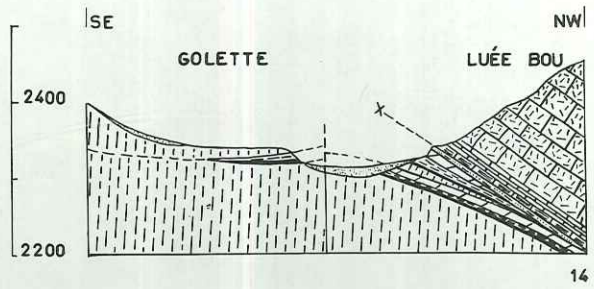
ECHELLE 1 : 10.000



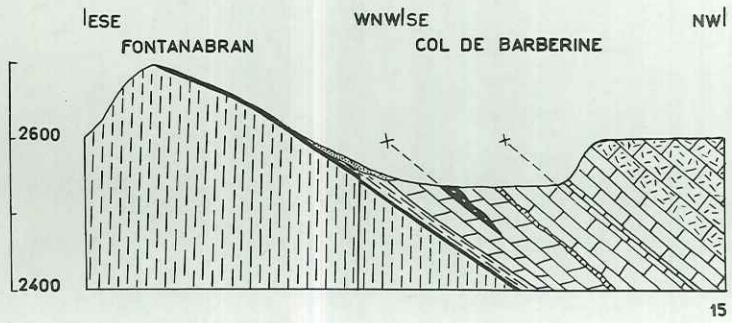
12



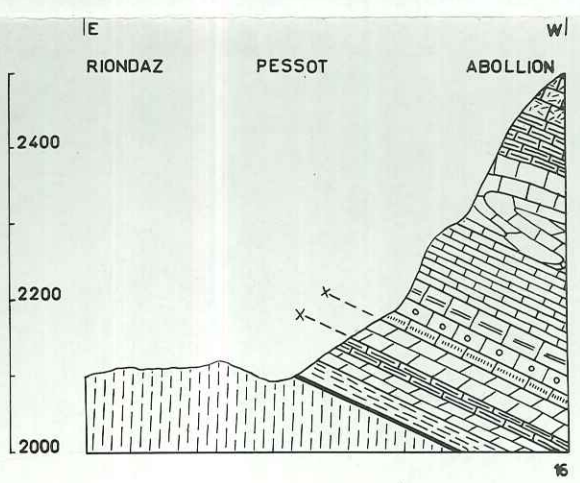
13



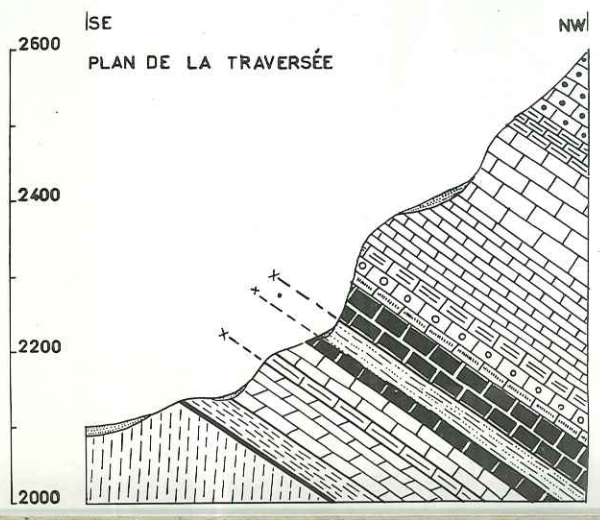
14

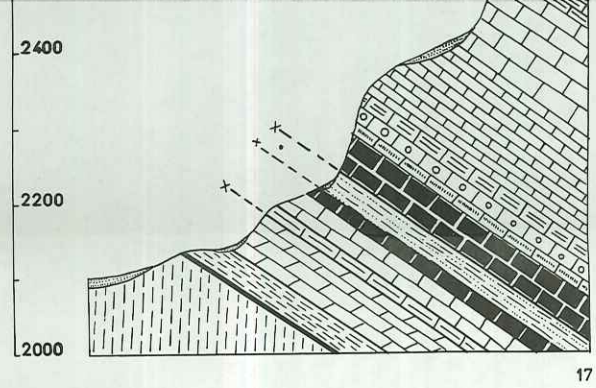


15



16

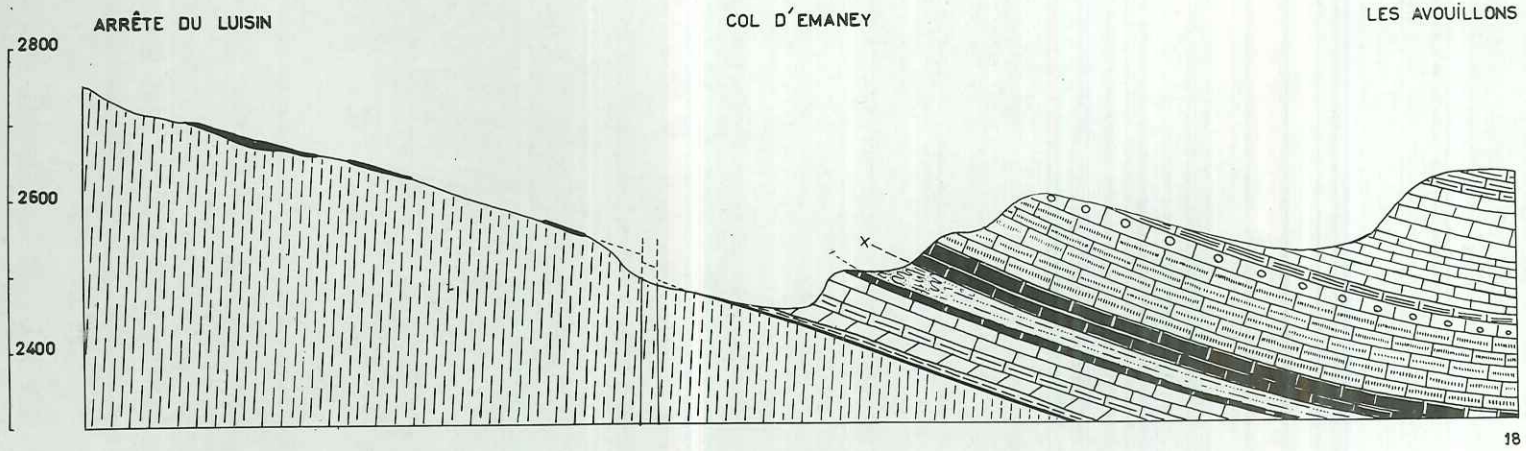




17

IE WIENE WSWISE NWI

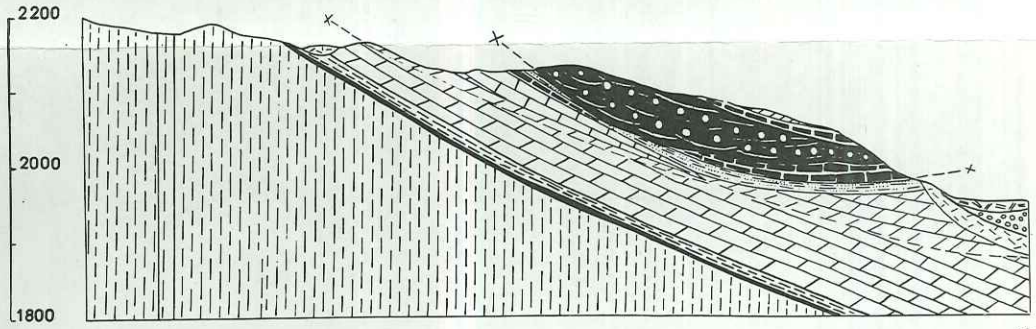
ARRÊTE DU LUISIN COL D'EMANEY LES AVOUILLONS



18

ISE NWI

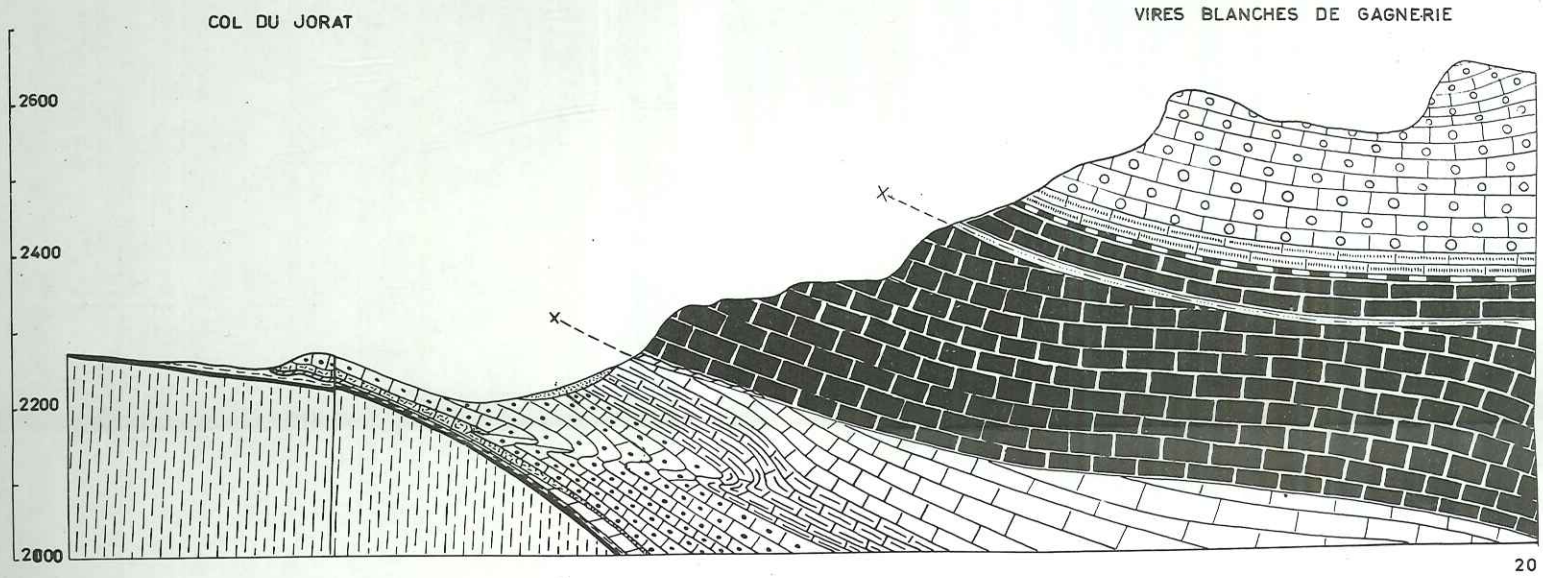
COMBE DU COL REVERS DES OTTANS



19

IESE WNWISE NWI

COL DU JORAT VIRES BLANCHES DE GAGNERIE



20

LEGENDE:

- Flysch
- Lames de gneiss ("Mylonites")
- Nummulitique
- Gault et crétacé superieur
- Barremien
- Hauterivien
- Valanginien
- Berriasien
- Malm
- Argovien
- Oxfordien
- Dogger
- Lias
- Trias
  - Calcaires dolomitiques et schistes gréseux
  - "Argilites" multicolores
  - "Quartzites"
- Carbonifère
  - Schistes noirs
  - Grès et conglomérats.
- Schistes cristallins des Aiguilles Rouges
- Granite de Pormenaz
- Plan de chevauchement
- Faille

BIBLIOTHÈQUE de l'UNIVERSITÉ AIX-MARSEILLE SCIENCES

dien et qui n'avait pas été signalé jusqu'à maintenant, ainsi qu'une écaille parautochtone également inconnue.

Dogger de la nappe de Morcles.

20. — Calcaire zoné noir schisteux, très fortement plissoté.

Plan de chevauchement de la nappe de Morcles.

Malm parautochtone.

19. 4 m. Calcaire à grain fin, écrasé, entrecoupé de filonets calcitiques.
18. 2,5 m. Brèche à éléments laminés, dolomitique, ciment de calcaire à grain fin. Lenticulines. (Niveau des brèches du Steinmann probablement.)
17. — Calcaire à grain fin, noir, en gros bancs. (L'épaisseur n'est pas déterminable, la tectonique étant trop poussée.)

Trias parautochtone.

16. 0,4-1,2 m. Calcaire dolomitique finement grenu. Patine grise à jaune roux.

Plan de chevauchement de l'écaille parautochtone.

Autochtone.

Malm.

15. 21 m. Calcaire noir à grain fin à patine gris-clair.

Argovien.

14. 12 m. Calcaire schisteux gris-brun à taches d'ankérite microbréchique à la base.
13. 0,3 m. Brèche à éléments de calcaire gris-noir (diamètre maximum 3 cm.) très riche en ankérite.

Oxfordien.

12. 4,8 m. Calcaire microbréchique gris à patine blanchâtre à Bélemnites.
11. 2,5 m. Brèche à gros éléments, principalement de calcaire noir et de calcaire dolomitique à patine rousse. Ciment de calcaire gréseux à Globigérines.

Trias.

10. 4 m. Calcaire dolomitique vacuolaire, ocreux, altéré.
9. 45 m. Calcaire dolomitique à patine claire.
8. 25 m. Eboulis et moraines.

7. 3,2 m. Argilite verte.
6. 0,2 m. Niveau de remaniement. Galets d'argilite verte, arrondis (diamètre maximum 6 cm.) dans un ciment de grès-quartzite à grain fin.
5. 1,8 m. Grès-quartzite gris à grain fin.
4. 2,3 m. Grès-quartzite grossier.
3. 0,3 m. Conglomérat à gros éléments de quartz (diamètre maximum 5 cm). Ciment de grès arkosique grossier. A la base, petits chenaux d'érosion.

Permien.

2. 2 m. Gneiss se transformant en arkose, faiblement rubéfié.

Cristallin des Aiguilles Rouges.

1. — Gneiss œillé.

12) Coupe du Nant des Invies

Coordonnées: 559.500/104.650.

12. — Eboulis.

Trias.

11. 18 m. Calcaire dolomitique microgrenu gris foncé à patine grise, marmorisé et fortement diaclasé au sommet. Par endroits, faciès spathique semblable à celui du Kastler.
10. 2,5 m. Calcaire dolomitique finement grenu gris à patine grise.
9. 5,4 m. Calcaire dolomitique pseudoolithique bien stratifié. Patine gris-noir. Filonets de silice secondaire et stylolithes.
8. 26 m. Calcaire dolomitique gris à patine gris foncé, très massif, mal stratifié, finement grenu à la base puis pseudoolithique.
7. 1,4 m. Calcaire dolomitique pseudoolithique gris à patine blanc-crème avec interstratification de minces lits ferrugineux. Solénopores.
6. 1,8 m. Calcaire dolomitique microbréchique à patine gris-foncé, très altéré en surface.
5. 3,6 m. Calcaire dolomitique gris foncé à patine blanchâtre. Microfaciès alternativement très fin et pseudoolithique. Très fines stratifications.
4. 2,2 m. Calcaire dolomitique pseudoolithique gris-clair à patine grise. Solénopores. Nombreux petits lits et filonets ferrugineux.

3. 5,8 m. Calcaire dolomitique gris un peu gréseux à patine gris-foncé. Petits lits ferrugineux. Solénopores.
2. 6,5 m. Cargneule jaune, psammitique à psephitique. Eléments de quartz, d'argilite verte, de quartzite, de dolomie ferrugineuse. Ciment dolomitique grossièrement cristallisé.
1. — Eboulis et alluvions torrentielles.

13) Coupe de la Combe du Col à Fontanabran

Coordonnées: 560.600/105.600.

L'écrasement et la marmorisation intenses que l'on note dans toute cette coupe sont dus à la proximité du coin cristallin de Fontanabran.

Valanginien de la nappe de Morcles.

11. — Calcaire gris très schisteux, avec quelques niveaux rosés pseudoolithiques ou microbréchiques à petits nodules pyriteux. Patine jaunâtre.

Zone d'écrasement.

10. 0,2 m. Niveau irrégulier avec de gros nodules de quartz dans un ciment de calcaire gris à taches ferrugineuses.
9. 0,5-1 m. Marbre grenu blanc en lentilles.

Plan de glissement.

Grès du flysch fortement écrasé.

8. 6,5 m. Grès à patine brune, fortement écrasé et plissoté avec de grosses lentilles boudinées de quartz.

Plan de chevauchement de la nappe de Morcles.

Zone d'écrasement.

7. 1,8 m. Brèche tectonique formée d'un mélange de lentilles de calcaire dolomitique grenu cristallisé et de calcaires noirs très schisteux (Argovien?). Nombreux filonets de calcite.

Plan de glissement.

Trias.

6. 1,4 m. Calcaire dolomitique pseudoolithique à patine grise fortement marmorisé.

Plan de glissement.

5. 0,2 m. Brèche dolomitique à gros éléments (diamètre maximum 4 cm.) à patine grise.

4. 3,6 m. Eboulis.
3. 1,2 m. Cargneule mylonitisée à patine gris-jaunâtre.
2. 0,7 m. Argilite verte fortement écrasée, passant à une brèche tectonique à éléments d'argilite et quartz recristallisé dans un ciment calcaire.
1. 3,5 m. Argilite vert-clair avec à la base quelques petits bancs de grès-quartzite, le tout fortement imprégné par de la chlorite secondaire diffuse ou en filonets avec du quartz. (Métamorphisme alpin.)

Eboulis.

14) Coupe de la cascade d'Emaney — Pessot

Coordonnées: 561.300/106.700.

Barrémien du flanc renversé de la nappe de Morcles.

33. — Calcaire schisteux noir, un peu violacé par endroits.

Plan de chevauchement de la nappe de Morcles.

32. 0,4 m. Brèche tectonique à éléments divers: Marbre rose, calcaire dolomitique écrasé.

Plan de glissement.

Trias parautochtone.

31. 0,7 m. Calcaire dolomitique gris laminé, à patine grise.
30. 0,8 m. Cargneule psammitique gris-jaune.
29. 1,6 m. Calcaire dolomitique gris à patine grise.
28. 0,4 m. Cargneule psammitique jaunâtre.
27. 4,5 m. Calcaire dolomitique à patine gris clair devenant gris foncé au sommet.
26. 2,2 m. Cargneule psephitique à éléments d'argilite verte.
25. 2,8 m. Calcaire dolomitique gris à patine grise.
24. 0,4 m. Cargneule psammitique jaunâtre, très tendre.
23. 4,2 m. Calcaire dolomitique à patine grise, nodules et lits ferrugineux.
22. 0,6 m. Cargneule pséphitique à éléments d'argilite rouge.
21. 3,4 m. Calcaire dolomitique pseudoolithique à oolithique, gris-noir à patine grise.
20. 3,5 m. Cargneule pséphitique à éléments d'argilite rouge et verte.

Plan de chevauchement de l'écaille parautochtone.

Malm autochtone.

19. 11,5 m. Calcaire à grain fin noir schisteux par écrasement.

Argovien.

18. 6,3 m. Calcaire schisteux gris-noir ou brunâtre à taches d'ankérite.
17. 3,8 m. Calcaire schisteux à grain fin gris-noir, marmorisé.
16. 2,5 m. Calcaire schisteux gris, parfois un peu rosé, niveaux microbréchiques ferrugineux.

Plan de glissement.

Trias.

15. 0-0,5 m. Lentilles de marne gréseuse verdâtre, tendre, et de grès schisteux noirâtre très oxydés en surface. (Niveau des Schistes à Equisetum.)
14. 1,2 m. Brèche dolomitique à ciment marneux noirâtre.
13. 1,4 m. Calcaire dolomitique microgrenu gris-noir, très schisteux, en petits bancs. Filonets de silice secondaire et de calcite.
12. 2,5 m. Calcaire dolomitique gris avec lentilles bréchiques.
11. 1,8 m. Cargneule pélitique jaunâtre.
10. 3,2 m. Argilite verte.
9. 3,3 m. Argilite rouge.
8. 2,2 m. Argilite jaune avec petits bancs de dolomie gris foncé à patine brune.
7. 4,8 m. Argilite rouge avec quelques petits bancs boudinés de grès-quartzite, certains un peu bréchiques à la base.
6. 0,7 m. Argilite verte.
5. 1,8 m. Grès-quartzite en petits bancs bien lités.
4. 2,2 m. Grès-quartzite en banc massif avec quelques très minces lits d'argilite verte.
3. 1,4 m. Arkose conglomératique. (Diamètre maximum des éléments 7 cm.) Nombreux débris remaniés de dolomies ferrugineuses permiennes.

Permien.

2. 2,5 m. Gneiss en voie d'arkosification, faiblement rubéfié.

Cristallin des Aiguilles-Rouges.

1. — Gneiss rubané à lentilles de quartz.

15) Coupe des Chauz. (Partie Nord du vallon d'Emaney)

Coordonnées: 561.700/107.500.

Dans cette coupe nous avons pu faire un levé détaillé des calcaires dolomitiques du Trias autochtone qui affleurent dans un petit torrent puis en paroi. Par contre, à partir de l'Argovien, la couverture d'éboulis et de terre végétale ne permet pas de travailler avec autant de précision.

Nummulitique du flanc renversé de la nappe de Morcles.

21. — Calcaire gréseux schisteux noir à patine jaune-roux.
20. 15 m. Eboulis cachant le contact du flanc renversé sur le Flysch.

Flysch.

19. 10 m. Marne schisteuse grise ou brunâtre. Contient des lentilles de gneiss au sommet plus au nord-est.

Plan de glissement du Flysch sur le Nummulitique.

Nummulitique parautochtone.

18. 7 m. Calcaire gris fortement laminé, zoné, à petites Nummulites très écrasées.
17. 18 m. Calcaire schisteux noir à patine jaunâtre.
16. 6 m. Calcaire à grain fin, en bancs massifs, riche en oxydes de fer.

Berriasien parautochtone.

15. 12 m. Schiste marneux gris-noir.

Malm parautochtone.

14. 18 m. Calcaire schisteux noir à grain fin, moucheté d'oxyde de fer.

Argovien parautochtone.

13. 22 m. Calcaire schisteux noir à grain fin.
12. 1,5 m. Calcaire schisteux noir fortement écrasé, plissoté et diaclasé.

Plan de chevauchement du parautochtone.

11. 3,5 m. Brèche tectonique: Eléments très anguleux de calcaire schisteux argovien dans un ciment de calcaire dolomitique pulvérulent écrasé.

Trias.

10. 3,8 m. Calcaire dolomitique gris-noir à patine grise, très riche en silice secondaire.

9. 3,2 m. Calcaire dolomitique fin jaune rosé à patine gris-jaune, un peu ferrugineux par endroits.
8. 17,2 m. Calcaire dolomitique microgrenu gris à patine variant du gris clair au noirâtre.
7. 1,3 m. Calcaire dolomitique gris, à patine blanchâtre, avec petits nodules ferrugineux.
6. 3,7 m. Calcaire dolomitique gris à patine jaunâtre, taché d'oxydes de fer, avec lentilles de brèche dolomitique gréseuse. Filonets de silice secondaire et stylolithes.
5. 0,8 m. Brèche dolomitique à éléments de dolomie microgrenue.
4. 11,5 m. Calcaire dolomitique gris, vacuolaire, structure pseudooolithique avec parfois quelques oolithes. Traces organiques indéterminables.
3. 3,0 m. Eboulis.
2. 1,5 m. Cargneule psammitique jaunâtre.
1. — Eboulis et moraine.

16) Coupe de l'autochtone du col du Jorat

Coordonnées: 564.900/111.100.

Plan de chevauchement de l'écaille parautochtone. (Cf. coupe nº 17.)

Malm.

28. 5,5 m. Calcaire marmorisé gris ou blanc en plaquettes.
27. 18 m. Calcaire noir à grain fin à patine gris-clair, un peu schisteux.
26. 14 m. Eboulis.

Argovien.

25. 6,5 m. Calcaire schisteux noir à grain fin, à patine grise à petites taches d'ankérite. Nombreuses diaclases.
24. 1,2 m. Eboulis.
23. 8,2 m. Calcaire schisteux noir à grain fin avec de nombreux nodules ferrugineux devenant assez massif au sommet.
22. 6,1 m. Calcaire schisteux gris à grain fin, à patine gris-beige. Taches ferrugineuses.
21. 9,1 m. Calcaire à grain fin, gris-noir à patine gris-beige à schistosité très variable.
20. 9,2 m. Calcaire schisteux brunâtre ou gris-noir à taches d'ankérite, microconglomératique à la base.

Oxfordien.

19. 1,6 m. Calcaire microbréchique gris un peu ankéritique.
18. 2,8 m. Eboulis.

17. 4,1 m. Calcaire à grain fin, gris foncé à patine claire, légèrement ankéritique.

16. 9,2 m. Calcaire schisteux gris-noir à grain fin, ankéritique, patine gris-jaune, avec interstratification de bancs plus grossiers, microcongeomératiques à éléments beige rosé ou gris.

15. 1,3 m. Microbrèche à éléments de calcaire beige-rosé. Ciment de calcaire gréseux à grain fin, gris.

14. 4,4 m. Calcaire microbréchique gréseux ankéritique, gris-noir à patine jaunâtre.

13. 2,7 m. Calcaire gréseux à grain fin, microbréchique à la base, gris-noir à patine jaunâtre.

12. 2,9 m. Calcaire bréchique gris à gros éléments de couleur ocre. Ciment à grain fin avec Globigérines.

Callovien.

11. 1,7 m. Calcaire schisteux multicolore (beige, gris, vert, ou rosé) avec d'abord des petits nodules ferrugineux puis des oolithes ferrugineuses donnant à la roche une teinte lie-de-vin.

Dogger.

10. 0,7 m. Calcaire gris à grain fin avec encore quelques débris d'échinodermes. Petits nodules ferrugineux. Patine gris clair.

9. 2,9 m. Calcaire spathique légèrement gréseux, à chailles, gris à noir, patine en traînées variant du gris au brun foncé. Taches d'ankérite.

8. 2,1 m. Calcaire échinodermique spathique, gris-noir, à chailles, devenant très nombreuses au sommet et donnant un aspect pseudo-bréchique à la roche. (Diamètre maximum 8 cm.) La patine est gris-beige pour le calcaire et jaunâtre pour les chailles.

7. 1,9 m. Calcaire échinodermique spathique noir, fin à la base, puis plus grossier. Riche en ankérite. Patine grise à rousse.

6. 0,6 m. Brèche à éléments de calcaire dolomitique ocre et de grès schisteux, ciment de calcaire spathique echinodermique gréseux. Patine beige.

Trias.

5. 7,5 m. Grès schisteux gris ou noir très finement lité. Ciment argilo-séricitique. Matières charbonneuses. (Niveau des Schistes à Equisetum du Keuper.)

4. 3,5 m. Calcaire dolomitique pseudoolithique gris, fétide, patine gris-blanc à la base et gris-jaune au sommet.

3. 2,5 m. Cargneule psephitique jaune clair à éléments d'argilite. Très écrasée par endroits.

2. — Argilite rouge avec filonets quartzo-chloritiques secondaires. (Métamorphisme alpin.)

1. — Eboulis.

17) Coupe du parautochtone de l'arête de Gagnerie

Coordonnées: 564.400/111.200.

Nummulitique du flanc renversé de la nappe de Morcles.

37. — Calcaire schisteux noir un peu gréseux, à patine rousse.

Flysch.

36. 12 m. Marne très schisteuse gris-brun à patine noirâtre.

Plan de chevauchement de la nappe de Morcles.

Nummulitique parautochtone.

35. 40 m. env. Zone très écrasée avec de nombreuses petites failles et diaclases. On y trouve des calcaires toujours extrêmement schisteux et des brèches à gros éléments laminés.

34. 18,5 m. Calcaire très schisteux, gréseux, gris-noir. Patine variant du gris au jaune verdâtre.

33. 4,2 m. Calcaire gréseux gris-noir très riche en Nummulites et Discocyclines. Hexacoralliaires isolés.

32. 1,9 m. Calcaire très schisteux, riche en Nummulites et Discocyclines.

31. 2,4 m. Calcaire microbréchique gréseux gris à patine rousse.

30. 14,9 m. Calcaire gréseux gris à patine rousse. Petites Nummulites rares.

29. 3,4 m. Grès fin à ciment calcaire. Patine beige à taches ocres. Petites Nummulites au sommet.

28. 2,2 m. Calcaire gréseux gris à patine jaunâtre.

27. 1,8 m. Calcaire microbréchique gréseux laminé, très schisteux.

26. 7,2 m. Calcaire gréseux gris, laminé en plaquettes. Petits nodules ferrugineux.

25. 3,9 m. Calcaire microbréchique gréseux à petites Nummulites.

24. 5,2 m. Calcaire gréseux gris à grain fin.

23. 5,1 m. Calcaire très schisteux noir à grain fin.

22. 2,1 m. Calcaire gréseux gris à grain fin à patine gris-beige.

21. 3,9 m. Calcaire gréseux gris passant par place à des microbrèches et brèches à éléments de calcaire beige.

20. 3,8 m. Calcaire pseudoolithique gris finement gréseux. Patine grise à larges taches ocres.

19. 2,2 m. Brèche calcaire laminée à éléments lenticulaires. Petites Nummulites.
18. 4,1 m. Calcaire gris à noir, pseudoolithique légèrement gréseux, à patine grise.
17. 2,9 m. Calcaire gréseux gris-noir en plaquettes.
16. 8,8 m. Calcaire microbréchique à pseudoolithique gris-noir. Patine grise à petites taches rousses. Petits lits d'oxyde de fer. Nodules cherteux.
15. 6,8 m. Calcaire gréseux, schisteux, gris-noir à patine gris brunâtre.
14. 7,1 m. Calcaire gris, légèrement gréseux, devenant microbréchique par places. Patine gris-beige.
13. 8,1 m. Calcaire gréseux riche en minces lits ferrugineux, patine grise à jaunâtre.
12. 4,9 m. Calcaire gris à grain fin, légèrement gréseux, assez compact. Petites Nummulites.
11. 6,1 m. Calcaire gréseux gris clair, assez massif. Patine grise à petites taches rousses.
10. 4,9 m. Grès moyen à ciment calcaire, gris à patine grise.
9. 4,8 m. Calcaire gréseux gris à taches jaunes avec quelques niveaux riches en petites Nummulites. Patine brun-beige.
8. 2,4 m. Calcaire gris à grain fin à patine beige. Filonets de silice secondaire.
7. 8,4 m. Calcaire gréseux noir, avec quelques bancs très schisteux, patine beige.
6. 5,3 m. Calcaire un peu schisteux à grain fin, gris. Patine beige à grise.
5. 3,8 m. Brèche fortement laminée, éléments de calcaire dolomitique ocre et de divers calcaires gris ou beiges dans un ciment de calcaire microbréchique. Patine brun-jaune.

Malm parautochtone.

4. 0-3 m. Calcaire marmorisé gris ou blanc en plaquettes.

Trias parautochtone.

3. 0-2 m. Grès schisteux noirâtre. (Schistes à Equisetum.)
2. 0-2 m. Cargneule pséphitique jaune claire à éléments d'argilite verte.

Lentille de cristallin écrasée.

1. 0-3 m. Gneiss ou micaschiste très riche en muscovite et chlorite, écrasé, prenant une apparence d'arkose.

Plan de chevauchement de l'écaille parautochtone.
Sommet de la coupe nº 16.

Troisième partie

TECTONIQUE

CHAPITRE VII: GÉNÉRALITÉS

La tectonique de l'autochtone est en étroite relation, d'une part, avec celle du socle cristallin hercynien et, d'autre part, avec celle de la nappe de Morcles. On observe en effet que l'autochtone a été le plus laminé par la nappe de Morcles aux endroits où les soulèvements dans le cristallin ont été les plus marqués. Pour expliquer les déformations dues à l'orogenèse alpine, que l'on observe dans le cristallin ainsi que la mise en place de la nappe de Morcles, il existe plusieurs théories. Tout d'abord, à la suite des travaux de M. LUGEON et de E. ARGAND, la mise en place des nappes helvétiques fut attribuées à des forces tangentielles, accompagnées de serrages violents entre les massifs cristallins externes. Dans la région que nous avons étudiée, Ed. PARÉJAS (1922), F. de LOYS et E. GAGNEBIN (1928), L. W. COLLET (1943) admettaient qu'à la suite de la pression exercée par le massif du Mont-Blanc sur la zone synclinale de Chamonix, la série sédimentaire, qui y était déposée, avait été poussée par-dessus le massif des Aiguilles-Rouges en formant la nappe de Morcles. Par place, la nappe entraînait à la manière d'un rabot des parties de l'autochtone, formant ainsi les écailles sédimentaires ou cristallines parautochtones de Salanfe, du col du Jorat et du soubassement des Dents-de-Morcles.

Plus récemment est apparue la notion d'écoulement des masses superficielles par gravité. Esquissée par H. SCHARDT (1890) puis O. AMPFERER (1934), elle fut reprise par E. GAGNEBIN et M. LUGEON (1941), M. GIGNOUX (1942, 1950), L. MORET (1951), et nous ne citons que les publications les plus importantes. Cette théorie a été largement adoptée par les géologues de l'école de Grenoble et elle est utilisée pour expliquer la tectonique de la couverture des massifs cristallins externes dans les travaux récents (J. VERNET, 1952; P. GIDON, 1954; C. BORDET, 1957, inédit; J. LAMEYRE, 1958). Ce mécanisme peut être résumé ainsi: il y a tout d'abord un soulèvement vertical des massifs cristallins externes et la couverture sédimentaire s'écoule alors sur la pente formée. Le massif cristallin ne se soulève pas en un seul bloc, le phénomène se fait d'abord sentir dans la partie antérieure du massif puis se propage vers l'avant-pays. Les auteurs français ont donné le nom d'onde d'intumescence à ce soulèvement différentiel qui permettrait d'expliquer l'inclinaison actuelle en sens inverse de certaines écailles glissées vers l'avant-pays alpin à l'origine (P. GIDON, 1954). L'origine première de l'orogenèse n'est plus mise en relation avec la dérive continentale, mais avec des courants de convection dans le SIMA qui seraient provoqués, d'après A. RITTMANN (1951), par des différences du gradient géothermique sur le bord d'un continent sialique.

Si l'on admet ce mode de formation, les nappes helvétiques n'ont plus de zone d'enracinement puisqu'elles sont la couverture des massifs cristallins externes. Il faut alors expliquer la formation des synclinaux complexes pincés dans le cristallin comme la zone de Chamonix. Pour C. Bordet (1957, inédit), il ne s'agit pas de zones de compression, mais au contraire de zones de distension au début de l'orogenèse alpine principale, dans lesquelles les sédiments se sont écoulés. R. Trumpy (1957), par contre, pense que la zone de Chamonix était une zone de distension effondrée seulement durant le Lias, mais que, par la suite, le serrage s'y est fait sentir.

Pour les massifs du Pelvoux et de Belledonne, il faut reconnaître que la théorie de la tectonique d'écoulement est très satisfaisante. Dans notre région encore, on pourrait admettre que la nappe de Morcles formait à l'origine la couverture du Mont-Blanc et de la zone de Chamonix, puis le Mont-Blanc s'était soulevé le premier, cette masse s'écoula vers l'avant-pays; ensuite, pour reprendre le terme des auteurs français, « l'onde d'intumescence » progressant vers l'extérieur, les Aiguilles-Rouges se soulevèrent à leur tour, ce qui expliquerait la position perchée du pli couché aux Dents-de-Morcles et aux Dents-du-Midi. Il existe cependant des arguments à l'encontre de cette théorie. En effet, si nous suivons la zone helvétique plus au nord-est, c'est précisément là où les massifs cristallins externes plongent dans l'ensellement de Sion que se développent les nappes des Diablerets et du Wildhorn. Plus au nord-est encore, on voit dans le massif de l'Aar-Gastern, à la Jungfrau (L. W. Collet et Ed. Paréjas, 1931), que le cristallin peut chevaucher l'Helvétique et il ne s'agit pas là de petites écailles comme dans le Pelvoux (P. Gidon, 1954). D'autre part, il existe dans le massif du Mont-Blanc des zones où le granite est mylonitisé sur de grandes épaisseurs, et il nous semble difficile d'expliquer cet écrasement par le simple jeu de failles verticales séparant les divers claveaux. En fait, l'idée de serrage et de poussée trangentielle n'est pas du tout abandonnée dans les publications récentes. J. Bellière (1958) admet que le massif des Aiguilles-Rouges a basculé vers l'avant durant l'orogenèse alpine. R. Trumpy (1957) montre que les failles liasiques que l'on observe dans l'Helvétique sont des fractures de distension et que ce n'est qu'au Jurassique supérieur ou au Crétacé inférieur qu'apparaissent des failles inverses qui annonceraient le serrage alpin. Pour notre part, nous pensons que l'un des phénomènes n'exclut pas obligatoirement l'autre et qu'une nappe formée à l'origine sous l'influence de forces tangentielles peut par la suite s'écouler par gravité si elle se trouve sur une pente adéquate. Dans notre région, nous résumerions ces divers phénomènes de la façon suivante: à la suite de poussées tangentielles exercées dans la région du Mont-Blanc et un serrage da la zone de Chamonix, la nappe de Morcles s'avança sur l'emplacement actuel des Aiguilles-Rouges probablement au début de l'Oligocène puisqu'il n'y a pas de terrain plus jeune que le Priabonien supérieur sur le dos de la nappe de Morcles. Un fait encore, qui nous conduit à admettre une première surrection de la nappe due à un mécanisme autre que la tectonique d'écoulement, est que le Nummulitique

transgresse dans la région de Saint-Maurice sur des terrains de plus en plus anciens quand on se dirige vers les Aiguilles-Rouges et qu'il contient des brèches à éléments de cristallin. A cette époque déjà, les Aiguilles-Rouges avaient commencé à se soulever et il nous semble que si l'écoulement par gravité était seul à l'origine de la nappe, il y avait là un obstacle difficile à franchir pour une masse glissant sous l'effet de son propre poids. Lorsque cet obstacle a été franchi par l'embryon de nappe, les massifs cristallins se soulevant lentement, toute la masse des terrains sédimentaires s'est écoulée vers l'avant-pays, entraînant avec elle, par endroits, des parties de l'autochtone sous forme d'écailles. Cette surrection des massifs cristallins, accompagnée de l'écoulement de la nappe, a dû se produire durant l'Oligocène puisque dans le val d'Illiez on voit du Flysch parautochtone chevauchant la Molasse rouge (J. W. Schroeder et C. Ducloz, 1955). Dans le massif de Belledonne, C. Bordet (1957) admet même que la surrection du massif cristallin et l'écoulement de la couverture ont pu se continuer durant le Néogène.

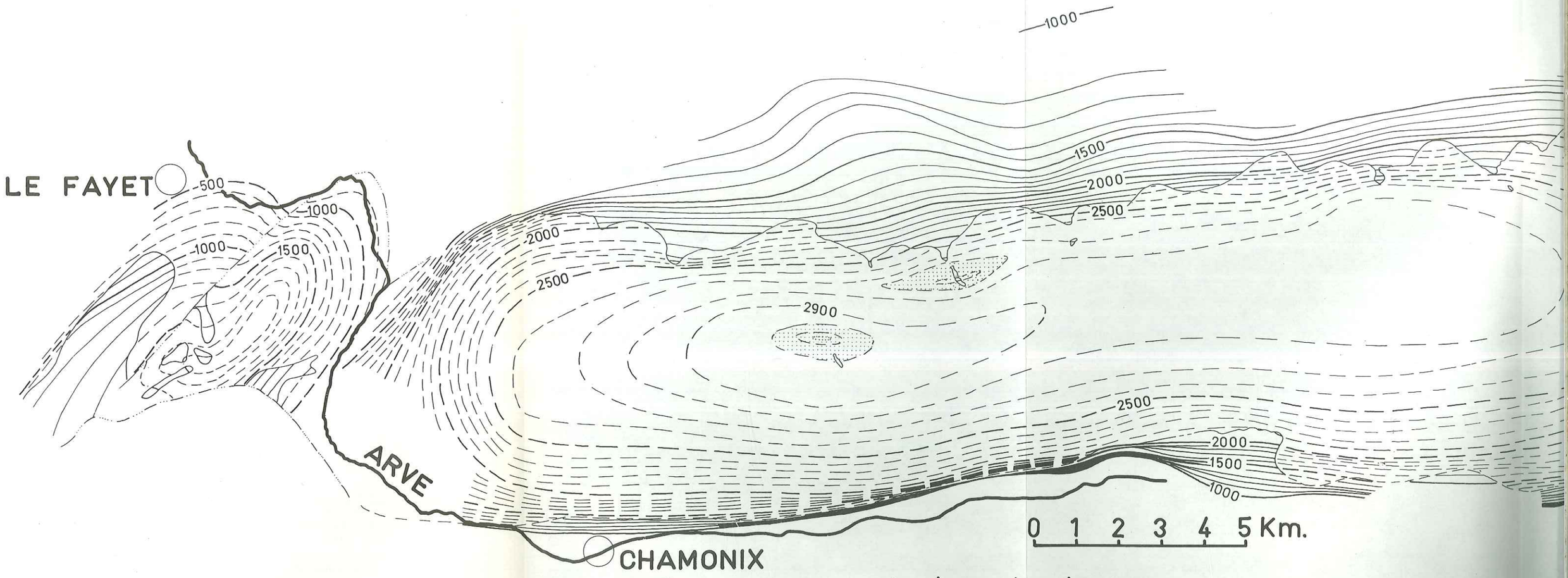
CHAPITRE VII: TECTONIQUE DU MASSIF CRISTALLIN DES AIGUILLES-ROUGES

1) Tectonique hercynienne et tectonique alpine

Le problème le plus difficile dans l'étude du socle cristallin est de bien séparer les effets de la tectonique hercynienne de ceux de la tectonique alpine. Dans le cas des phénomènes de mylonitisation, J. Bellière (1958) a montré que c'était souvent impossible. Les schistes cristallins sont redressés à la verticale dans toute la région comprise entre le col du Jorat et le col de Salenton, Plus au sud, leur pendage diminue passablement. Bellière a expliqué cette diminution par une ancienne tectonique de nappe dans le cristallin. Nous ne sommes à vrai dire pas absolument convaincu par cette théorie, car, comme l'a montré P. Fallot (1944), il n'est pas prouvé que les styles tectoniques alpins et hercyniens aient été semblables et de toute façon les parties actuellement visibles de la chaîne hercynienne dans les Alpes correspondent, si l'on veut faire un parallélisme, à des parties profondes de la chaîne alpine que l'érosion n'a peut-être pas encore mises à jour.

P. Corbin et N. Oulianoff (1923, 1926a et b, 1928), puis N. Oulianoff (1934, 1937, 1944), distinguent deux directions tectoniques bien définies, l'une, proche du nord, hercynienne et l'autre du nord-est alpine. A grande échelle, par exemple lorsqu'on compare la direction du synclinal carbonifère de Salvan-Le Châtelard à celle du synclinal complexe de Chamonix, cette différence est très nette. Par contre, lorsqu'on étudie les failles qui affectent le cristallin, cette théorie perd de sa valeur. En effet, comme l'a déjà signalé C. Bordet (1957) dans le massif de Belledonne, des failles hercyniennes ont de nouveau rejoué durant l'orogenèse alpine car elles affectent la base du Trias. Les rejets ne sont jamais très importants. Aux endroits où la présence de la couverture triasique permet de les évaluer, ils varient de quelques dizaines de centimètres à une quarantaine de mètres. Des failles importantes, comme celle qui longe la chaîne des Perrons, sont accompagnées d'une zone d'écrasement assez épaisse où les schistes cristallins sont réduits en une véritable purée, très friable à l'affleurement. Leur rejet n'est cependant que de quelques mètres quand on l'évalue d'après les grès-quartzites du Trias. Ce sont donc des failles hercyniennes « rajeunies » durant l'orogenèse alpine. Ces failles, souvent très nombreuses, divisent le cristallin en de nombreux claveaux pour reprendre le terme de C. Bordet (1957). Nous ne voulons pas décrire toutes celles que nous avons rencontrées en cartographiant la base de

CARTE STRUCTURALE DE LA BASE DU TRIAS I

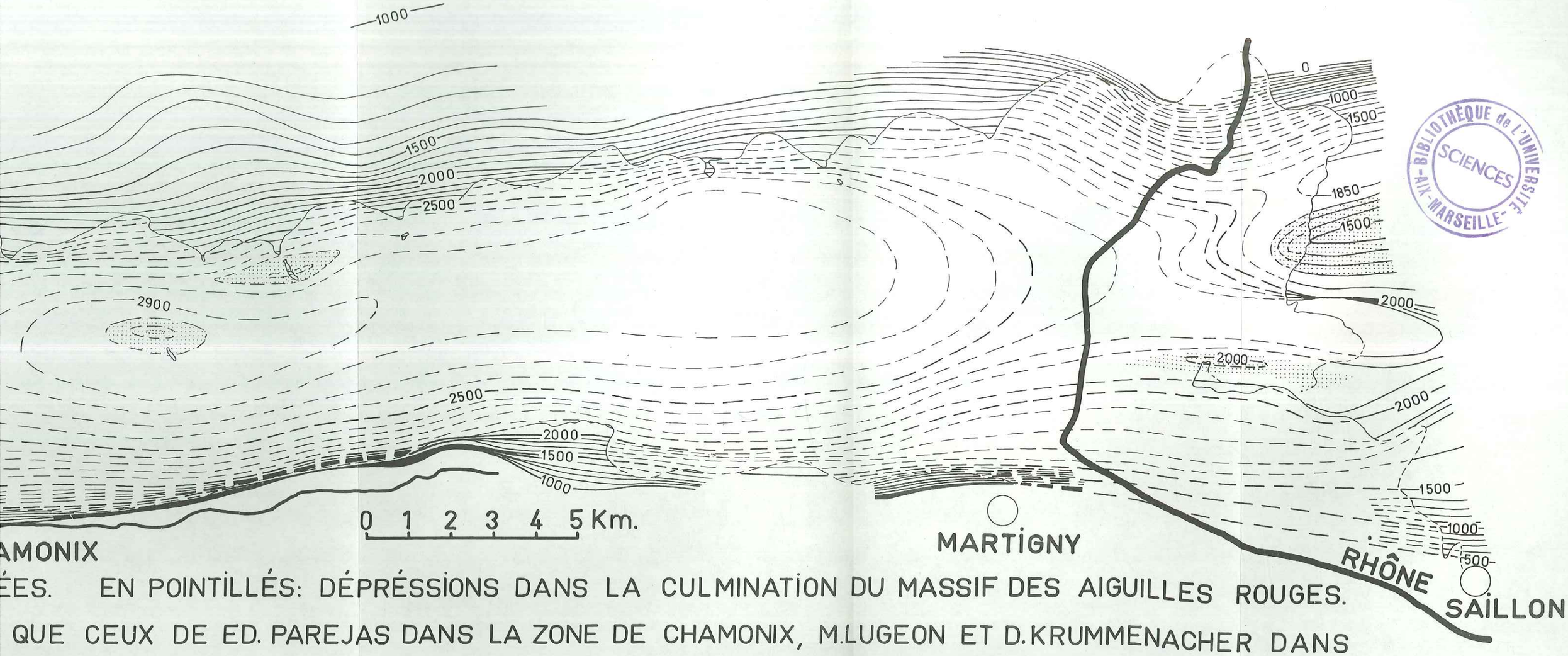


EN TRAITS INTERROMPUS: PARTIES ERODÉES. EN POINTILLÉS: DÉPRÉSSIONS DANS LA CULMINATION DU

D'APRÈS LES LEVÉS DE L'AUTEUR AINSI QUE CEUX DE ED. PAREJAS DANS LA ZONE DE CHAMONIX, M.LUGE

LA REGION DE MORCLES – MARTIGNY–SAILLON. LA PARTIE A L'W. DE L'ARVE EST LA COPIE D'UNE CARTE

RUCTURALE DE LA BASE DU TRIAS INFERIEUR.



AMONIX

ÉES. EN POINTILLÉS: DÉPRÉSSIONS DANS LA CULMINATION DU MASSIF DES AIGUILLES ROUGES.

QUE CEUX DE ED. PAREJAS DANS LA ZONE DE CHAMONIX, M.LUGEON ET D.KRUMMENACHER DANS

LLON. LA PARTIE A L'W. DE L'ARVE EST LA COPIE D'UNE CARTE DE C. BORDET.

BIBLIOTHÈQUE de L'UNIVERSITÉ SCIENCES AIX-MARSEILLE

l'autochtone. Un coup d'œil à nos cartes montrera facilement leur emplacement. Le jeu alpin des failles a eu lieu, pensons-nous, durant la surrection du massif cristallin externe. Certains claveaux, limités par deux failles, sont parfois restés déprimés alors que d'autres, se soulevant un peu plus rapidement, ont donné lieu à la formation de coins cristallins.

2) Les coins cristallins

Le principal se trouve à Fontanabran, près du col de Barberine, et il a été décrit en détail par L. W. Collet et Ed. Paréjas (1928), puis L. W. Collet (1943). Son étude sur le terrain est assez délicate, car sa partie frontale est affectée d'une petite faille, et de plus il plonge axialement assez fortement vers le sud-ouest. Nos observations dans cette région ont absolument confirmé celles de Collet et Paréjas. Si notre profil diffère quelque peu de celui de L. W. Collet (1943), nous pensons que cela provient du fait que nous avons pu disposer d'une excellente base topographique, qui nous a permis de travailler avec plus de précision. Nous ne pensons pas qu'il faille voir dans un tel coin cristallin la preuve de poussées tangentielles au sein du massif cristallin. A notre avis, il s'agit simplement d'un claveau qui s'est soulevé un peu plus rapidement que le reste du cristallin. La nappe de Morcles, qui était alors en train de glisser sur la pente du flanc nord-ouest des Aiguilles-Rouges, a tout d'abord fortement laminé la série autochtone reposant sur le claveau comme on pourra s'en convaincre en lisant la coupe stratigraphique détaillée levée à cet endroit (coupe nº 13). Elle a ensuite entraîné la partie supérieure du claveau en avant, ce qui explique le fait qu'il chevauche actuellement le Trias autochtone. Par la suite, le massif cristallin continuant à se soulever, le coin a été cassé à son extrémité avec la formation de la petite faille que l'on peut observer le long du chemin du col de Barberine. P. Corbin et N. Oulianoff (1928b) ont signalé aussi des parties du cristallin ayant pénétré quelque peu dans la couverture mésozoïque en rebroussant les couches, entre le Belvédère et la Pointe-A.-Favre. Dans la même note, ils parlent par contre de poussée dans le cristallin qui se traduirait par une inclinaison des têtes de couches au contact avec le Trias. Quand on observe ce contact et que l'on voit comment les gneiss peuvent être transformés en arkoses et comment parfois la schistosité disparaît complètement, cette conclusion semble bien sujette à caution.

Comme nous l'avons déjà signalé à propos des minéralisations alpines, il existe au fond du vallon d'Emaney, dans un petit torrent parallèle au Nant-des-Mayes, des grès-quartzites et des brèches arkosiques triasiques fortement minéralisés par de la barytine et pincés dans les schistes cristallins. Nous pensons qu'il s'agit aussi là des traces d'un petit coin cristallin presque totalement errodé, mais la forte couverture morainique nous empêche de le décrire avec plus de précision.

Lorsque l'on se rend au lac Vert et à la Pointe-de-la-Terrasse par le fond du vallon du Vieux-Emosson, on voit qu'à l'altitude de 2560 mètres

une faille oblique inverse à regard nord-ouest affecte le cristallin. Près du contact avec l'éboulis, les grès-quartzites ont été rebroussés d'abord verticalement, et forment ensuite un petit synclinal déversé avec un cœur d'argilites multicolores extrêmement plissotées. Un peu plus haut, sur le plateau qui précède le petit lac sans nom, dû également à une cassure du cristallin, une seconde faille, presque parallèle à la précédente, pince aussi les quartzites du Trias. Comme on pourra le voir sur la carte, toute cette région est divisée en de nombreux claveaux et certains ont été un peu poussés vers l'avant par la nappe de Morcles, sans que le phénomène atteigne toutefois la même ampleur qu'à Fontanabran. Ici également, en relation avec les soulèvements particulièrement marqués dans le cristallin, la série autochtone est fortement réduite et écrasée. Au fond du vallon du Vieux-Emosson, Argovien et Malm disparaissent en effet et le Dogger de la nappe de Morcles repose sur les cargneules triasiques par l'intermédiaire d'une brèche tectonique à éléments marmorisés.

3) Claveaux déprimés

A l'inverse des claveaux soulevés, il en existe aussi des déprimés. Le fait est particulièrement bien visible sur l'arête du Mont-Oreb au Buet (arête des Cristaux). Il a été signalé récemment par J. Bellière (1958) alors que nous l'avions déjà remarqué lors de nos levés détaillés de cette région. Dans le vallon de Tre-les-Eaux, on voit que les quartzites plongent régulièrement vers le nord-ouest avec des pendages variant entre 14 et 38 degrés. Sur l'arête des Cristaux, un peu au-dessous des Tours, ces quartzites affleurent à 2720 mètres environ. Si l'on prolonge par l'esprit l'ancienne surface structurale, elle devrait passer bien au-dessus du Mont-Oreb (2645 m.), même si elle se rapproche de l'horizontale comme un peu plus au nord-est, à la Pointe-de-la-Terrasse. Cependant, à la suite d'une faille verticale à regard sud-est on retrouve les quartzites à 2660 mètres. Ils suivent l'arête jusqu'à l'altitude de 2600 mètres où l'on trouve un petit synclinal d'argilites multicolores. Quartzites et argilites forment ensuite un plaquage jusqu'au sommet du Mont-Oreb. J. Bellière (1958) donne dans sa thèse un profil de cette arête où chaque petite déformation du Trias est jalonnée par une faille. Comme on peut le voir d'après notre profil, nous pensons que la tectonique de cette région est plus souple à partir de l'observation suivante: dans l'affleurement de quartzites situé à l'altitude de 2650 mètres environ, près de la grande faille marquée sur notre carte, on voit que la schistosité des gneiss se poursuit dans le banc de grès-quartzite presque horizontal. Le cristallin, à la place de se déformer par une véritable faille, est affecté par une quantité de petites parallèles à la schistosité qui se prolongent dans le Trias sus-jacent. Un phénomène du même genre a été signalé par C. Bordet (1957) dans la partie sud-ouest du massif du Mont-Blanc. Une autre zone déprimée du même genre peut également s'observer quand on suit l'arête qui conduit du belvédère des Aiguilles-Rouges à la Pointe-Alphonse-Favre (P. Corbin et N. Oulianoff, 1928b; J. Bellière, 1958).

4) Carte structurale de la surface de pénéplaination permienne

Dans le massif de Belledonne, C. Bordet (1957), se basant sur le fait que le premier niveau du Trias, les grès-quartzites, est d'épaisseur très constante, et a donc dû se déposer sur une surface très plane et proche de l'horizontale, a pris le contact Cristallin-Trias comme niveau-repère pour établir une carte structurale montrant l'ampleur de la surrection alpine du massif hercynien. Nous avons effectué le même travail pour le massif des Aiguilles-Rouges (planche nº 5). Aux endroits où la couverture triasique manque, les courbes indiquent une valeur minimum du soulèvement. Nous nous sommes basés sur la ligne actuelle des crêtes pour les établir. Remarquons aussi que pour J. Vernet (1952) le soulèvement des massifs hercyniens n'est pas dû entièrement à l'orogenèse alpine, mais que lorsque la couverture sédimentaire a glissé vers l'avant il s'est alors produit un rajustement isostasique continuant le soulèvement alpin.

On voit, d'après la carte, que la surface plane de pénéplaination permienne a pris la forme d'un dôme allongé, où se marquent les petites dépressions que nous avons signalées à propos des claveaux déprimés. Alors qu'aux deux extrémités de la partie nord-ouest et dans la zone de Chamonix les pentes sont très fortes, en direction de la fenêtre de Sixt l'inclinaison est moins marquée. Il s'agit peut-être simplement d'un claveau localement soulevé puis couché en avant comme à Fontanabran, mais l'exiguïté de l'affleurement des Pellys ne permet pas de se prononcer. (L. W. Collet, 1943). Un autre fait intéressant est le léger ensellement du cristallin qui se marque dans la région du Saint-Bartélemy. Il est peut-être à l'origine de l'emplacement actuel du cours du Rhône dans cette région. L'emplacement du cours de l'Arve, qui quitte brusquement la zone de Chamonix pour couper à travers les Aiguilles-Rouges, est également en partie d'origine tectonique comme le montre la carte de C. Bordet.

5) Tectonique cassante et tectonique plastique

A propos du massif du Pelvoux, J. Vernet (1952) a posé le problème du comportement tectonique du cristallin durant la surrection alpine: s'agit-il d'une tectonique entièrement cassante, ou, au contraire, d'une tectonique souple? Cet auteur est arrivé à la conclusion suivante: dans le Pelvoux, à grande échelle, il existe une déformation plastique du cristallin, alors qu'à petite échelle, pour des phénomènes entre 1 et 20 mètres, le cristallin se comporte de façon cassante. Pour le massif des Aiguilles-Rouges, nos conclusions sont assez proches de celles de J. Vernet. Mais il nous semble plutôt qu'il y a une superposition de ces deux styles tectoniques. La tectonique cassante se traduit par les grandes failles verticales, divisant le cristallin en petits claveaux, comme on peut les observer très bien dans la région du lac Vert et de la Pointe-de-la-Terrasse ou dans celle du Mont-Oreb, quoique là l'allure générale des quartzites suggère déjà une tectonique plus souple. Cette tectonique cas-

sante est développée au centre du massif surtout, dans la région de la culmination, et lui donne l'allure d'un horst. Il est possible qu'elle ait été accusée, après que la nappe de Morcles se soit écoulée vers l'avant, par suite du réajustement isostasique.

Par contre, si l'on considère le massif cristallin dans ses parties latérales ou même dans son ensemble là où la couverture sédimentaire autochtone est encore complète comme dans le soubassement des Dents-de-Morcles et du Grand-Chavalard, on voit que la surface de l'ancienne pénéplaine permienne forme une sorte de dôme, plus ou moins régulier, qui montre bien qu'à grande échelle la déformation a été relativement plastique.

P. Corbin et N. Oulianoff (1928), puis J. Bellière (1958), se basant sur la position actuelle du Trias, parlent d'un basculement vers l'avant de tout le massif. Nous ne croyons pas que ce simple argument suffise à étayer cette théorie. Il est vrai que dans la partie nord-ouest que nous avons étudiée le Trias autochtone présente souvent des pendages variant entre 20 et 40 degrés vers le nord-ouest, mais sur la partie culminante du massif, au Luisin, à la Pointe-de-la-Terrasse, au Mont-Oreb, au Belvédère des Aiguilles-Rouges, les pendages deviennent très faibles ou même de sens opposé. S'il y avait vraiment eu un mouvement de bascule, ces régions auraient eu à l'origine un pendage assez accusé vers le sud-est, fait dont nous n'avons aucune preuve. Nous pensons donc que le plongement actuel du Trias dans notre région est plutôt dû à la déformation plastique à grande échelle du massif cristallin.

CHAPITRE IX: TECTONIQUE DE L'AUTOCHTONE ET DU PARAUTOCHTONE

1) Région de Pormenaz. (Profils nos 1 et 2 de la planche 3)

Le soubassement est constitué ici par un synclinorium carbonifère, au centre duquel apparaît le Granite de Pormenaz par suite de l'érosion. Dans la gorge du Souay, l'autochtone n'est d'abord représenté que par quelques petites lentilles à la base des schistes marneux liasiques de la nappe de Morcles. On y reconnaît des quartzites, des argilites vertes et des calcaires dolomitiques entièrement marmorisés. Dans la partie supérieure du synclinorium, à 300 mètres au sud du lac de Pormenaz, existe une petite klippe formée par de l'Argovien et du Malm. Nous la considérons comme parautochtone, car on observe à la base un contact tectonique sur le Carbonifère. Elle est placée dans deux petits synclinaux carbonifères séparés par un anticlinal. Son origine est en relation, pensons-nous, avec la tectonique du Carbonifère. Lors du glissement vers le nord-ouest de la nappe de Morcles, cette klippe, qui faisait à l'origine partie de la série autochtone, a été entraînée en avant, puis est restée bloquée dans la légère dépression du synclinorium carbonifère où la couverture triasique avait été laminée complètement comme c'est le cas dans la gorge du Souay. Ed. Paréjas (communication orale) pense qu'il s'agit d'un phénomène du même type que celui à l'origine des écailles parautochtones du Haut-d'Arbignon dont la position actuelle est également en relation avec une dépression dans le synclinal complexe permo-carbonifère de Dorénaz.

Entre le ruisseau de la Sourde et la cantine de Moëde, l'autochtone se développe, plaqué isoclinalement avec un pendage d'une quarantaine de degrés contre le Carbonifère. On note au contact avec la nappe de Morcles, des calcaires noirs, fortement marmorisés, que nous avons rapporté au Malm.

2) De Moëde à la Diosaz. (Profils nos 3 et 4)

Entre la cantine de Moëde et le Nant-des-Sangles, l'autochtone est fortement laminé. Le Malm disparaît et on ne le retrouve d'ailleurs plus jusqu'au Vieux-Emosson. Il ne reste plus que quelques mètres de dolomies triasiques vacuolaires. A partir du Collet-d'Ecuelle et jusque dans la région de Villy, son épaisseur augmente à nouveau par la présence d'une masse épaisse de dolomies vacuolaires, criblées de dolines. Le synclinal carbonifère plongeant axialement vers le nord-est disparaît sous la cou-

verture autochtone et les premiers niveaux du Trias transgressent directement sur les schistes cristallins. Le pendage de toute la série diminue assez fortement, surtout dans les parties antérieures. Comme on peut le voir d'après la coupe stratigraphique nº 3, l'autochtone est divisé dans cette région en petites écailles ayant glissé les unes sur les autres, entraînées par la nappe de Morcles. Ces plans de glissement sont jalonnés soit par des brèches tectoniques, soit par des zones de recristallisation et de marmorisation.

3) De la Diosaz à la Pointe-de-la-Terrasse. (Profils nos 5 à 9)

Dans cette région, l'autochtone est particulièrement réduit. Dans la Combe-à-Bérard, il ne dépasse pas, par place, 15 mètres d'épaisseur. C'est une mince série isoclinale, avec un plongement moyen d'une trentaine de degrés, qui diminue dans les parties les plus au sud-est à l'approche de la culmination du massif cristallin. Dans la région du Châtelet, en dessous de la Pointe-de-la-Terrasse, le pendage augmente et peut atteindre 50 degrés. Cette plus grande inclinaison de l'autochtone est en relation avec le soulèvement particulièrement marqué du cristallin qui a affecté la région de la Pointe-de-la-Terrasse. Nous avons vu plus bas, à propos des coins cristallins, que sur le versant suisse les quartzites du Trias sont même verticaux ou déversés en avant. Le contact avec la nappe de Morcles se fait par une zone de marmorisation dont l'épaisseur varie entre dix centimètres et deux mètres. On voit aussi dans l'autochtone lui-même des plans de glissement jalonnés par des brèches tectoniques plus ou moins épaisses, qui montrent qu'en réalité seuls les grès-quartzites de base sont restés plaqués sur le cristallin, mais que tout le reste de la série a pu glisser en avant sous forme de petites écailles. Cette tectonique d'écailles a déjà été signalée au Belvédère des Aiguilles-Rouges par L. W. Collet et Ed. Paréjas (1920) où le Bajocien, l'Oxfordien et l'Argovien ont glissé sur la série triasique qui a été plissée.

La forte réduction de la série autochtone dans cette région est due à notre avis à deux faits. Tout d'abord à l'intense érosion qui a précédé la transgression priabonienne, puis à celle qui a pris place à la fin du Priabonien avant le dépôt des Schistes à Globigérines avec formation des brèches de Riondaz, de Salanfe, des Dardeux et de Barmaz. Ensuite une partie de l'autochtone a dû glisser en avant avec la nappe de Morcles sous forme d'écailles.

4) Le Vieux-Emosson. (Profil nº 10)

Dans le fond du vallon du Vieux-Emosson, le Bajocien supérieur de la nappe de Morcles repose encore directement sur les cargneules et calcaires dolomitiques du Trias par l'intermédiaire d'une brèche tectonique sous la Pointe-à-Corbeaux, puis d'un marbre blanc ou rose à l'approche du lac. Argovien et Malm forment la rive droite de ce lac. On observe de

nouveau des plans de glissement à partir des argilites. Par endroits elles sont même complètement laminées, et les cargneules écrasées reposent directement sur les quartzites. L'Argovien et le Malm forment probablement aussi une écaille glissée. Le sommet du Trias et tout le Jurassique sont en effet assez fortement écrasés.

5) Région de Blettey — Tête-à-Lugon. (Profil nº 11)

Le Jurassique autochtone disparaît à nouveau ici et il ne reste au sommet des calcaires dolomitiques du Trias qu'une zone fortement marmorisée. On retrouve aussi des plans de glissement dans les argilites au nord-est de la Tête-des-Gouilles et dans les calcaires dolomitiques qui affleurent le long de l'arête surmontant le point 2418. Aug. Lombard (1932) puis L. W. Collet (1943) ont représenté cette région sous forme de panorama. Alors que Lombard dessinait le contact autochtone — nappe à son emplacement exact — Collet, pensant probablement que le Malm autochtone existe encore à cet endroit, l'a fait passer beaucoup trop haut. Cette erreur existe également sur la feuille Finhaut de l'*Atlas géologique suisse* où cette partie serait à corriger ainsi que les contours du Malm du Vieux-Emosson et du Trias de la Pointe-de-la-Terrasse.

6) L'Arevassey. (Profil nº 12)

La première écaille parautochtone apparaît ici. En effet, même si l'on observe de petites écailles et des décollements locaux dans tout l'autochtone que nous venons de décrire, ces phénomènes n'ont pas l'ampleur des glissements à l'origine des véritables écailles parautochtones où l'on observe des redoublements de série. A l'Arevassey, l'autochtone est d'abord tout à fait normal, avec le Trias inférieur et moyen bien développés, puis le jurassique: Oxfordien, Argovien et Malm. Ce Malm est chevauché par une écaille débutant par des calcaires dolomitiques très recristallisés et écrasés, surmontés par une nouvelle série de Malm qui paraît très épaisse. Cette épaisseur anormale est due à un changement dans le style tectonique. Alors que l'autochtone est constitué par une série isoclinale plongeant de 30 à 40 degrés vers le nord-ouest, la série parautochtone a été fortement replissée puisqu'on peut voir sept replis couchés successifs dans la paroi au nord du point 2265.

7) Du lac au col de Barberine. (Profils nos 13 à 15)

Sur la rive gauche du lac de Barberine, on ne retrouve plus trace de l'écaille de l'Arevassey. Ceci montre bien que ces écailles sont des phénomènes locaux. L'autochtone est de nouveau constitué par une série isocline avec d'épais calcaires dolomitiques surmontés d'un peu de Malm marmorisé. En suivant le vallon du col de Barberine, on voit que cette série diminue d'épaisseur puis est très fortement réduite à la suite de la

formation du coin cristallin de Fontanabran, dont nous avons parlé à propos du massif des Aiguilles-Rouges.

Au col de Barberine, on trouve, en longeant l'arête menant à Fontanabran, une petite écaille de cristallin accompagnée de schistes noirâtres au milieu des calcaires dolomitiques du Trias, qui sont fortement marmorisés par place. Sous le microscope, ce cristallin montre des traces très nette d'écrasement, alors que les schistes noirs sont des grès feldspathiques et micacés fin écrasés. Nous sommes ici en présence d'une véritable mylonite, pour laquelle une origine sédimentaire n'est pas possible. Cette lentille jalonne le bas d'une petite écaille parautochtone et représente, à notre avis, le reste d'un petit coin cristallin actuellement érodé qui surmontait le coin cristallin principal de Fontanabran.

8) Du col de Barberine au col d'Emaney. (Profils nos 15 à 18)

Dans le vallon au nord-est du col de Barberine, l'autochtone disparaît sous l'éboulis et la moraine. On aperçoit uniquement, à main droite en descendant, les quartzites du Trias plaqués sur le cristallin. Ces quartzites permettent cependant de déterminer l'existence d'une faille à regard vers le sud-est dans le fond de la combe. A la cascade d'Emaney, l'autochtone formé du Trias est surmonté d'une première écaille constituée par l'Argovien et le Malm. Ici, comme au fond du vallon d'Emaney, le contact du Jurassique sur le Trias est d'origine tectonique avec brèche d'écrasement. Le Malm est à son tour surmonté d'une véritable écaille parautochtone constituée par une alternance de calcaire dolomitique et de cargneule. Le flanc renversé de la nappe chevauche le tout avec le Barrémien marmorisé. Ici la séparation entre nappe et autochtone est encore très nette et bien tranchée. Dès le fond du vallon d'Emaney apparaît le Flysch. La série autochtone y est simple, assez complète comme nous l'avons vu dans la partie stratigraphique, avec cependant un plan de glissement à la base de l'Argovien, marqué par une importante zone écrasée. Ce Flysh contient des lentilles cristallines signalées par L. W. Collet (1933). Ce cristallin a la même position et la même origine que celui des Ottans. Comme nous allons le voir dans le chapitre traitant des mylonites et brèches sédimentaires, nous pensons que ce Flysch faisait partie à l'origine du flanc renversé de la nappe de Morcles, mais que lors de l'écoulement de cette dernière, ayant une plasticité très différente de la série calcaire Hauterivien-Barrémien-Nummulitique, il s'en est détaché et est resté un peu en arrière, plaqué sur l'autochtone dans la région du col d'Emaney et du Grand-Revers de la Tour-Sallière.

9) Région du Jorat — Gagnerie et de Salanfe. (Profils nos 19 et 20)

C'est dans la région du Jorat qu'on peut le plus facilement étudier la tectonique de l'autochtone et du parautochtone à l'extrémité de notre terrain. A Salanfe même, une importante couverture morainique ne laisse apparaître que quelques affleurements épars et l'on est réduit aux

hypothèses. Entre le col du Jorat et Gagnerie, l'importance de la série autochtone lui a permis de se plisser comme cela se voit très bien le long du chemin conduisant au Jorat-d'en bas. Sur le versant de Salanfe, on voit également deux voûtes anticlinales assez peu marquées. Une faille alpine se prolonge, à l'extrémité du petit anticlinal sud-ouest, jusque dans le Dogger. Ce fait est intéressant, car, en général, dans les argilites déjà, les failles alpines passent rapidement à une simple flexure et n'affectent même pas les calcaires dolomitiques du Trias. L'autochtone est surmonté par une importante écaille parautochtone constituée par du Trias et du Malm très réduits et par une épaisse série nummulitique de plus de 200 mètres. Le long du plan de chevauchement de l'écaille, on trouve des lentilles de cristallin signalées par L. W. Collet et E. Gagnebin (1933). Sous le microscope c'est une roche très riche en chlorite et muscovite avec quelques parties blastiques quartzo-feldspathiques. Il s'agit d'une sorte de micaschiste fortement écrasé. Sa position actuelle est très nettement d'origine tectonique et non pas sédimentaire comme les pseudomylonites des Ottans. Dans le soubassement de Gagnerie, notre interprétation diffère de celle de F. de Loys et E. Gagnebin (1928). En effet, nous pensons que le Flysch séparant le Nummulitique parautochtone du Nummulitique renversé de la nappe ne plonge pas immédiatement sous les éboulis sur le versant de Mex, comme l'indique la feuille Saint-Maurice, mais qu'il se raccorde au synclinal dont l'extrémité arrive près du « e » final de Gagnerie sur cette carte. Le gros repli anticlinal de Nummulitique dessiné par de Loys sous la nappe de Morcles n'est à notre avis que la terminaison de l'écaille parautochtone du Jorat. Sous Gagnerie le Nummulitique renversé de la nappe est aussi régulier qu'à la Tour-Sallière ou aux Dents-de-Morcles. La situation des affleurements de Flysh et de Nummulitique dans la Combe-Rosse et sous l'éboulement de Gagnerie confirment, à notre avis, notre interprétation de la face nord.

Par suite de l'importance de la couverture morainique, la position tectonique des quelques affleurements de la partie gauche du cirque de Salanfe est délicate à déterminer. Nous attribuons à l'autochtone les quelques affleurements jurassiques de la région de la Confrérie, tandis que le Nummulitique de la base de la Combe-Rosse et du soubassement de la Petite-Tour sont le prolongement de l'écaille parautochtone du Jorat.

Dans le revers des Ottans, l'autochtone, constitué surtout par le Trias et un peu de Malm et Nummulitique, est surmonté par une mince bande de Flysch, puis par le complexe de lames cristallines et de brèches nummulitiques que nous rattachons au flanc renversé de la nappe. L'autochtone des Ottans a également été écaillé, sans que ce phénomène atteigne l'importance du parautochtone de Gagnerie. En effet, on trouve au milieu des calcaires dolomitiques une petite lentille de calcaires nummulitiques avec un peu de Flysch. Cette lentille, d'origine tectonique, est située entre 2220 mètres et 2250 mètres sur le flanc sud-ouest de la croupe arrondie formée par les calclaires dolomitiques, en dessous de la paroi de Malm nettement séparée de la paroi principale du Grand-Revers. (Coordonnées: 562.560/108.250.)

CHAPITRE X: TECTONIQUE DE LA NAPPE DE MORCLES

En levant la carte géologique de la région, nous avons également été amenés à étudier la base de la nappe de Morcles. A Gagnerie, à la Tour-Sallière, et dans le versant sud-est des Avouillons, la nappe possède un flanc renversé avec une série complète s'étendant du Dogger au Priabonien, reposant sur l'autochtone par l'intermédiaire du Flysch. Dès le fond du vallon d'Emaney, le Flysch disparaît. On en retrouve encore une petite lentille fortement écrasée à Fontanabran, puis la disparition est totale sur toute la longueur de la région étudiée. Simultanément, le flanc renversé de la nappe se lamine. A la cascade d'Emaney, le Barrémien repose sur le Trias parautochtone. Au col de Barberine, il ne subsiste plus que le Berriasien et le Malm qui disparaissent à leur tour en direction du lac du même nom, après une brève réapparition du Valanginien au-dessus du coin cristallin de Fontanabran. A l'Arevassey, c'est déjà le Dogger qui repose sur le Malm parautochtone. Il en sera de même jusqu'à la Diosaz. Ensuite ce sera tantôt le Lias, tantôt le Dogger. Nous assistons donc à la disparition totale du flanc renversé. A l'extrémité sud-ouest du massif, les plis couchés du Lias et Dogger reposent directement sur l'autochtone. Ce fait a déjà été signalé par L. W. Collet (1943) puis par J. Goguel (1951 et 1955). Pour l'expliquer, il faut quelque peu dépasser les limites de la région que nous avons étudiée. On remarque, en effet, que de la zone de Chamonix au front de la nappe de Morcles, il y a une distance de 12 kilomètres environ entre Martigny et les Dents-du-Midi, alors qu'entre le col de Voza et l'anticlinal de Balme-Arache, elle est de 25 kilomètres. La nappe a donc pu s'écouler sur une plus grande distance à l'extrémité sud-ouest, ce qui explique, à notre avis, le laminage du flanc renversé et le passage du pli couche à la nappe de second genre de P. Termier. L'obstacle à l'origine de ces différences de parcours de la nappe, doit être recherché dans les Préalpes internes et médianes et la masse du Flysch autochtone et parautochtone qui existe dans le val d'Illiez. L.W. Collet (1943) pensait que le Flysch existait à l'origine sur tout le massif des Aiguilles-Rouges, et qu'il a été poussé en avant par la nappe et accumulé en profondeur. Mais, à notre avis, il est possible que le Flysch n'ait pas été déposé dans la partie centrale. On ne le retrouve ni dans la fenêtre des Pellys ni dans celle des Fonts. Dans ces deux cas l'hypothèse d'un rabotage paraît douteuse quand on songe au Flysch subsistant actuellement dans le soubassement de la Tour-Sallière. L'hypothèse de Collet est d'autre part en contradiction avec les théories modernes de l'écoulement différentiel, telles qu'elles ont été appliquées, non loin de notre région, à

l'explication de la formation de la chaîne des Aravis par J. Rosset (1957). Les brèches à gros éléments cristallins du sommet du Nummulitique et du début du Flysch Priabonien de la nappe de Morcles font supposer la présence, à l'emplacement des Aiguilles-Rouges, de terres émergées ou de hauts fonds où les dépôts sédimentaires ne pouvaient se faire. D'après J. W. Schroeder et Ch. Ducloz (1955) le Flysch du dos de la nappe de Morcles serait plus ancien que le Flysch autochtone et parautochtone du val d'Illiez. Il est donc probable qu'au moment où cette grosse masse de Flysch se déposait la nappe de Morcles était déjà un peu avancée sur le massif des Aiguilles-Rouges alors à peine soulevé. A la suite de la surrection du cristallin, la nappe n'a pu s'écouler de la même manière au nord-est qu'au sud-ouest. En effet, dans la région des Dents-du-Midi et des Dents-Blanches, le pli-couché a été retenu par la masse du Flysch butant lui-même dans l'Ultra-helvétique et les Préalpes, ces deux unités s'étant mises en place avant les nappes helvétiques comme l'ont montré M. Lugeon et E. Gagnebin (1941). Il est donc inutile de vouloir chercher un Flysch autochtone semblable à celui du val d'Illiez dans notre région.

CHAPITRE XI: MYLONITES ET BRÈCHES SÉDIMENTAIRES

On admettait encore récemment que toutes les lames et lentilles de cristallin en relation avec l'autochtone et le parautochtone, ou situées entre ces deux unités et la nappe de Morcles, étaient d'origine tectonique (L. W. Collet, 1943).

J. W. Schroeder (1946), M. Lugeon (1947), M. Vuagnat (1952) remarquèrent que ces brèches à énormes éléments avaient une position stratigraphique bien déterminée et proposèrent de les rattacher au flanc renversé de la nappe de Morcles. Dans le soubassement des Dents-du-Midi, J. W. Schroeder et Ch. Ducloz (1955) ont montré que ces brèches s'étaient formées à la fin du Priabonien ou au début de la période des Schistes à Globigérines. On pouvait donc s'attendre à ce que les brèches et lentilles cristallines de Salanfe ayent la même origine. Nous avons déjà vu dans la partie stratigraphique les observations qui nous ont conduit à admettre une origine sédimentaire pour ce complexe. La série qui repose sur l'autochtone, lui-même écaillé, constituée de Flysch, de lentilles cristallines, de brèches et calcaires nummulitiques, est renversée car elle se rattache à la nappe de Morcles. Elle est cependant séparée du Nummulitique renversé formant la base du Grand Revers de la Tour-Sallière, par une seconde bande de Flysch affleurant dans les éboulis. A l'arête d'Emaney, il existe deux contacts tectoniques, l'un à la base du Flysch, déjà signalé par L. W. Collet (1943), et l'autre au sommet. Ce Flysch, à l'origine, faisait partie du flanc renversé de la nappe, mais il s'en est séparé, restant plaqué sur l'autochtone, alors que les terrains plus anciens glissaient encore un peu vers l'avant. Il en est de même pour le complexe de brèches et de cristallin des Ottans qui est resté plaqué sur le Trias alors que la nappe avançait encore et qu'un peu de Flysch venait le recouvrir et le séparer de la nappe. Comme l'a montré M. Lugeon (1947), les brèches sédimentaires étaient formées au sud-est des Aiguilles-Rouges actuelles à la suite d'érosion et de glissements sous-marins ou d'éboulements côtiers. Le cristallin n'affleurait pas partout dans ces fonds marins ou sur ces côtes. En effet, L. W. Collet et Ch. Ducloz (1944) ont découvert sous le pas d'Encel des brèches grossières riches en Malm dont la position stratigraphique est la même que celle des Dardeux ou de Riondaz. Le Trias est également toujours présent en grande quantité dans les éléments de la brèche et forme même à Salanfe une véritable lame qui, actuellement, se trouve au-dessus des lentilles cristallines, mais, la série étant renversée, a dû être la première à glisser dans la mer. Cette suite

est logique, car le Trias a du être attaqué le premier avant que le cristallin puisse affleurer et se transformer par place en arkoses.

Si une partie du flanc renversé de la nappe s'est localement détaché à Salanfe, c'est, à notre avis, par suite de l'obstacle formé par l'écaille parautochtone du Jorat qui se prolonge sous la Petite-Tour-Sallière. Sur cette écaille, le Flysch est extrêmement laminé comme nous l'avons vu dans la coupe détaillée de l'arête de Gagnerie. La lentille cristalline signalée dans le Flysch par Collet, sous les Avouillons, a une origine semblable à celle de Salanfe. La coupe mince nous a montré qu'au point de vue pétrographique également il y avait une grande ressemblance.

A part les brèches sédimentaires à gros éléments cristallins, il existe cependant de véritables mylonites entre l'autochtone et le parautochtone de la région que nous avons étudiée, mais elles sont rares et leurs affleurements extrêmement réduits. Il y a tout d'abord une lentille de micaschiste très écrasé sur le plan de chevauchement de l'écaille parautochtone de Gagnerie. Ensuite on trouve un petit élément de gneiss accompagné d'arkoses dans les calcaires dolomitiques du col de Barberine. Enfin dans la région de la Golette, près de Fontanabran, l'extrémité sud-est du coin cristallin forme une mince bande séparant deux séries réduites de Trias.

CONCLUSIONS

Cette nouvelle étude de la bordure nord-ouest du massif des Aiguilles-Rouges a montré, en plus d'une meilleure connaissance des divers étages autochtones, de leurs microfaciès, de leur épaisseur et de leur répartition locale, les faits suivants:

La grande influence de la tectonique du massif cristallin et de la nappe de Morcles sur l'autochtone.

La généralisation d'un style tectonique de petites écailles glissées les unes sur les autres lors de l'écoulement de la nappe de Morcles.

De nouvelles observations confirmant l'hypothèse d'une origine sédimentaire de la plus grande partie des « mylonites ».

Enfin la présence d'un léger métamorphisme alpin se traduisant par des chloritisations à la base du Trias ainsi qu'une albitisation dans les premiers niveaux du Malm et de la klippe parautochtone de Pormenaz.

SUMMARY

The hercynian group of the " Aiguilles Rouges de Chamonix " (Haute-Savoie, France, and Valais, Switzerland), composed of metamorphic crystalline schists, granites and permo-carboniferous synclines, is covered in the northwest by the sedimentary autochthonous layers which are overlaid by the " nappe " of Morcles. They range from Permo-Triassic to lower Tertiary (Priabonian), but the greatest part of the Lias, Cretaceous and lower Eocene is lacking, following the upheavals and emergences of the former hercynian group. In this work, the sedimentary rocks were especially studied with the microscope and numerous new microfaciès were found, particulary in the triassic dolomitical limestones where the diagenetic dolomitisation seems to be very important.

From the tectonic standpoint, one can see that the " nappe " of Morcles, probably flowing by gravity, divided the autochthonous in numerous laminae. To the contrary, the huge gneiss' chips in the nummulitic, which were considered as purely tectonic, are probably sedimentary breccias, and a part of the upper nummulitic of the inversed flank of the " nappe " of Morcles.

Little quartzo-chloritic dykes in the lower triassic layers, show the existence of a slight alpine metamorphism, a question often discussed in numerous publications in past years.

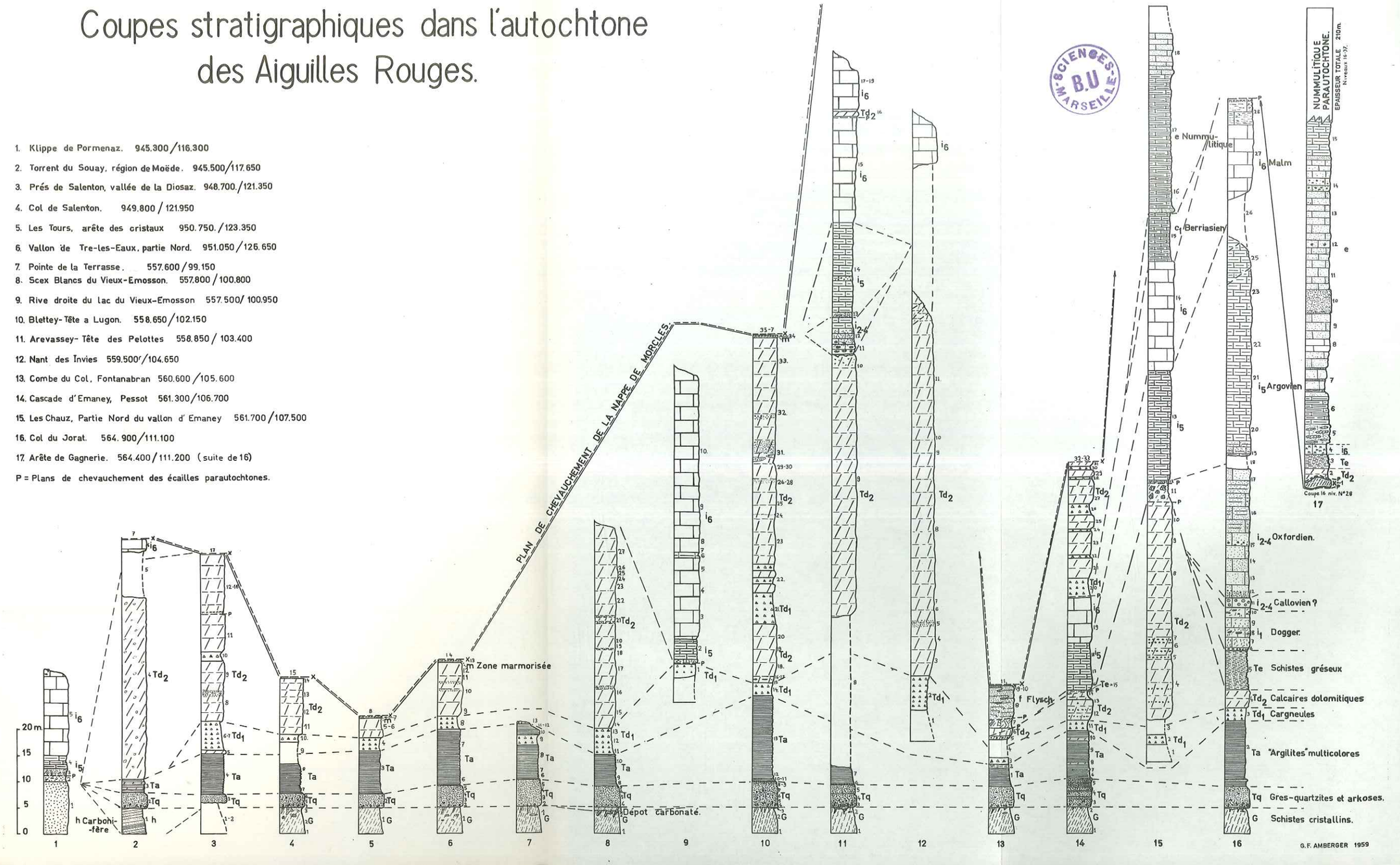
de Chamonix" (Haute-
posed of metamorphic
us synclines, is covered
nous layers which are
e from Permo-Triassic
art of the Lias, Creta-
pheavals and emergen-
the sedimentary rocks
numerous new micro-
itical limestones where
portant.
that the "nappe" of
the autochthonous in
' chips in the nummul-
probably sedimentary
e inversed flank of the

assic layers, show the
ion often discussed in

Coupes stratigraphiques dans l'autochtone des Aiguilles Rouges.

1. Klippe de Pormenaz. 945.300/116.300
2. Torrent du Souay, région de Moëde. 945.500/117.650
3. Prés de Salenton, vallée de la Diosaz. 948.700/121.350
4. Col de Salenton. 949.800/121.950
5. Les Tours, arête des cristaux 950.750./123.350
6. Vallon de Tre-les-Eaux, partie Nord. 951.050/126.650
7. Pointe de la Terrasse. 557.600/99.150
8. Scex Blancs du Vieux-Emosson. 557.800/100.800
9. Rive droite du lac du Vieux-Emosson 557.500/100.950
10. Blettey-Tête a Lugon. 558.650/102.150
11. Arevassey-Tête des Pelottes 558.850/103.400
12. Nant des Invies 559.500/104.650
13. Combe du Col, Fontanabran 560.600/105.600
14. Cascade d'Emaney, Pessot 561.300/106.700
15. Les Chauz, Partie Nord du vallon d'Emaney 561.700/107.500
16. Col du Jorat. 564.900/111.100
17. Arête de Gagnerie. 564.400/111.200 (suite de 16)

P = Plans de chevauchement des écailles parautochtones.



G.F. AMBERGER 1959

SCIENCES B.U. MARSEILLE

AUSZUG

Das hercynische Massiv der « Aiguilles Rouges de Chamonix » (im Departement Hoch-Savoyen, Frankreich, und im Kanton Wallis, Schweiz), gebildet aus kristallinen Schiefern, aus Graniten und aus permokarbonischen Synklinalen, ist im Nord-Westen durch autochthone, sedimentäre Schichtreihen bedeckt, die ihrerseits durch die Morcles-Doldenhorn-Decke überschoben werden. Sie rühren aus der Permo-Trias bis zur unteren Tertiärenzeit (Priabonien) her, doch fehlt der grösste Teil der Lias, der Kreidezeit und der unteren Eocäns infolge der Aufbrüche und des Hervortauchens des alten hercynischen Massivs. In der vorliegenden Arbeit wurden die sedimentären Gesteine besonders mikroskopisch untersucht: zahlreiche neue Microfacies wurden gefunden, namentlich in den dolomitischen Kalken der Trias, in denen die diagenetische Dolomitisierung besonders ausgeprägt erscheint.

In tektonischer Hinsicht geht hervor, dass die Morcles-Doldenhorn-Decke, indem sie vermutlich durch eigene Schwere herabgeflossen ist, das Autochthone in zahlreichen Schuppen zerteilt hat. Dagegen sind die grossen Gneisskeile in Nummulitischen, die man als rein tektonisch betrachtete, wahrscheinlich sedimentäre Breccien, die zum oberen Nummulitischen der verkehrten Schenkel der Morcles-Doldenhorn-Decke gehören.

Andererseits zeugen quartzo-chloritische Adern in den niederen Schichten der Trias von einer leichten alpidischen Metamorphose; dieses Problem wurde im Laufe der letzten Jahre in zahlreichen Zeitschriften oft behandelt.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOTHÈQUE de L'UNIVERSITÉ
SCIENCES
AIX-MARSEILLE

BIBLIOTHÈQUE de L'UNIVERSITÉ SCIENCES -AIX-MARSEILLE-

BIBLIOGRAPHIE

AMPFERER O. (1934): *Über die Gleitformung der Glarner Alpen.* Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. Abt. I, 143.

BAILEY E. B. (1949): *On the so-called metamorphism of the Trias in the Alps.* Geol. Mag. 1, 1949.

BELLAIR P. (1957): *Les métamorphismes superposés des massifs centraux alpins.* C.R. Acad. Sc. Paris t. 245.

BELLIÈRE J. (1958): *Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges.* (Haute-Savoie). Ann. Soc. Géol. Belgique. t. 81. Fasc. 1.

BERTRAND P. (1926): *Les gisements à Mixoneura de la région de Saint-Gervais-Chamonix.* Bull. Soc. Géol. France. Ser. 4. t. 26.

BISSEL H. J. et CHILINGAR G. V. (1958): *Notes on diagenetic dolomitisation.* Journ. Sedim. Petrology. Vol. 28, No 4.

BORDET C. (1957): *Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne.* Thèse fac. sc. univ. Paris (inédite).

BORDET C. et ROUBAULT M. (1947): *Sur l'existence d'une minéralisation post-triasique à Roselend.* C.R. Som. Soc. Géol. France 47.

BORDET P. (1951): *Etude géologique et pétrographique de l'Esterel.* Mem. carte géol. France.

BOUILLET G. et LUTAUD L. (1958): *Contribution à l'étude paléogéographique de la période permienne dans la Provence cristalline.* Bull. Soc. Géol. France. Ser. 6 t. 8.

BOURCART J. et RICOUR J. (1954): *Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias.* Congrès Géol. Internat. Alger Fasc. XIII.

BRÜCKNER W. (1941): *Über die Entstehung der Rauwacke und Zellendolomit.* Eclog. Geol. Helv. 34. 1.

BRÜCKNER W. et NIGGLI E. (1956): *Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibole als Neubildung der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassives.* Ecl. Geol. Helv. 49. 2.

BRUDERER W. (1924): *Les sédiments du bord septentrional du massif de l'Aar, du Trias à l'argovien.* Thèse univ. Lausanne.

BRUNNSCHWEILER R. O. (1948): *Beiträge zur Kenntnis der helvetischen Trias östlich des Klausenpasses.* Thèse univ. Zurich.

CAILLEUX A. (1942): *Les actions périglaciaires en Europe.* Mem. Soc. Géol. France. N.S. T. XXI fasc. 1-2. N° 46.

CALLIÈRE S., MATHIEU-SICAUD A. et HENIN S. (1950): *Un nouvel essai d'identification du minéral de la Table près d'Allevard : l'Allevardite.* Bull. Soc. Fr. Min. Crist. t. 73.

CAROZZI A. (1953): *Pétrographie des roches sédimentaires.* Lausanne, Rouge ed.

CHAIX A. (1923): *Gisements sidérolithiques des Dents du Midi.* Mat. Carte Géol. Suisse. Ser. Géotech. 13, 1.

COLLET L. W. (1904): *Géologie de la Tour Sallière — Mont Ruan.* Mat. Carte Géol. Suisse. N.S. 19.

COLLET L. W. (1910): *Les Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône.* Mem. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève. Vol. 36, fasc. 4.

COLLET L. W. (1933): *Les mylonites gneissiques du versant sud de la Tour Sallière.* C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève. Vol. 50.

COLLET L. W. (1936): *Les brèches du jurassique supérieur et la limite jurassique crétacé.* Ecl. Géol. Helv. 29, 1.

COLLET L. W. (1943): *La nappe de Morcles entre Arve et Rhône.* Mat. carte Géol. Suisse. N.S. 79.

COLLET L. W. et GAGNEBIN E. (1933): *Lentilles de mylonite cristalline à la base de l'écaille parautochtone du col du Jorat près de Salanfe (Valais).* Ecl. Géol. Helv. Vol. 26. N° 2.

COLLET L. W. et PAREJAS ED. (1920): *Le chapeau sédimentaire des Aiguilles Rouges et le Trias du massif des Aiguilles Rouges Gastern.* C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève. 37, 2.

COLLET L. W. et PAREJAS Ed. (1928): *Le coin cristallin de Fontanabran.* C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève. 45.

COLLET L. W. et PAREJAS Ed. (1931): *Géologie de la chaine de la Jungfrau.* Mat. carte Géol. Suisse. N.S. 63.

COLLET L. W., LOMBARD Aug., OULIANOFF N., PAREJAS Ed. et RHEINARD M. (1951): Feuille 525 Finhaut. Atlas géologique Suisse 24.

COLLET L. W., OULIANOFF N. et RHEINARD M. (1952): *Notice explicative de la feuille 525 Finhaut.* Kümmerly et Frey. Ed. Berne.

CORBIN P. et OULIANOFF N. (1922): *Recherches géologiques dans la partie S.W. du massif des Aiguilles Rouges.* (Environs de Chamonix-Servoz). C.R. XIII^e Congrès Géol. Intern. Liège.

CORBIN P. et OULIANOFF N. (1923): *Sur certains caractères du plissement hercynien dans la région de Servoz* — Les Houches. C.R. Acad. Sc. Paris t. 176.

CORBIN P. et OULIANOFF N. (1926): a. *Continuité de la tectonique hercynienne dans le massif des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc.* Bull. Soc. Géol. France. Ser. 4. t. 25.

CORBIN P. et OULIANOFF N. (1926): b. *La chaîne des Aiguilles Rouges dans le mouvement orogénique alpin.* C.R. Acad. Sc. t. 182.

CORBIN P. et OULIANOFF N. (1927): *De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix.* Bull. Soc. Géol. France. Ser. 4. t. 27.

CORBIN P. et OULIANOFF N. (1927): b. *Notice explicative de la Feuille Servoz-Les Houches.* Barrère Ed. Paris.

CORBIN P. et OULIANOFF N. (1928): a. *Les roches basiques de la région du lac Cornu (Aiguilles Rouges) et la question de leur origine.* Bull. Soc. Géol. France. Ser. 4. t. 28.

CORBIN P. et OULIANOFF N. (1928): *Nouvelles observations sur l'influence du plissement alpin sur le substratum hercynien des Aiguilles Rouges.* C.R. Som. Soc. Géol. France 28.

CORBIN P. et OULIANOFF N. (1930): *Notice explicative de la feuille Vallorcine.* Barrère Ed. Paris.

CORNELIUS H. P. (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe.* Mat. carte Géol. Suisse. N.S. 70.

DEBELMAS J. (1952): *Les brèches du Trias supérieur dans le massif du Gaulent au sud de Briançon, près l'Argentière (Hautes Alpes).* Trav. Géol. Univ. Grenoble. Vol. 30.

DEICHA G. (1948): a. *Quelques observations sur les voies de minéralisation post-triasique en bordure SW du massif du Mont-Blanc.* C.R. Som. Soc. Géol. France. 48, 12.

DEICHA G. (1948): b. *Feldspathisation alpine en bordure S.W. du massif du Mont-Blanc.* C.R. Som. Soc. Géol. France 48, n° 12.

DEICHA G. (1949): a. *Sur les modalités du métamorphisme alpin au cœur du massif du Mont-Blanc.* C.R. Som. Soc. Géol. France. 49.

DEICHA G. (1949): b. *Sériciticisation dans le sédimentaire du synclinal complexe de Chamonix.* C.R. Som. Soc. Géol. France 49.

DEVERIN L. (1945): *Etude pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes Suisses.* Mat. Carte Géol. Suisse. Ser. Géotechn. 13, vol. 2.

DHELLEMMES R. (1954): *Etude géologique du massif cristallin des Aiguilles Rouges.* Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble. T. 32.

DUCLOZ Ch. (1944): *Le flysch des Dents du Midi (Valais).* Arch. Sc. Phys. Nat. Vol. 26, fasc. 1-2.

DUPARC L. et RITTER E. (1894): *Les formations carbonifères et les quartzites du Trias dans la région nord-ouest de la première zone alpine.* Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève. t. 32, 4.

ELLENBERGER F. (1949): *Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise.* C.R. Som. Soc. Géol. France N° 15.

ELLENBERGER F. (1950): a. *Sur les affinités briançonnaises du Trias à faciès radical des Préalpes Médianes Suisses.* C.R. Som. Soc. Géol. France N° 4.

ELLENBERGER F. (1950): b. *Horizons paléontologiques du Trias à faciès radical des Préalpes Médianes Vaudoises. (Coupe de la Grande-Eau et de Saint-Triphon.)* C.R. Acad. Sc. Paris, 231.

ELLENBERGER F. (1952): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides.* Eclog. Géol. Helv. 45, 2.

FALLOT P. (1944): *Tectonique hercynienne et tectonique alpine.* Bull. Soc. Géol. France. Ser. 5. t. 14.

GAGNEBIN E. (1925): *Une lame de gneiss parautochtone à la base de la Dent du Midi (Ecaille du Jorat).* Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 56, 216.

GAGNEBIN E. et LUGEON M. (1941): *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes Romandes.* Bull. Labo. Géol. Univ. Lausanne. 72.

GEFFROY J. (1951): *Métallogénie hydrothermale et remaniements ascendants dans la Lozère.* Bull. Soc. Géol. France. Ser. 6, t. 1.

GENGE E., jun. (1952): *Einige Beobachtungen an Rauhwackenvorkommen der Klippendecke im hinteren Diemtigtal (Berner Oberland)*. Ecl. Geol. Helv. 45, 2.

GENGE E., jun. (1958): *Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland)*. Eclog. Geol. Helv. Vol. 51, N° 1.

GIDON P. (1954): *Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientales et méridionales du Massif du Pelvoux*. Trav. Labo. Géol. univ. Grenoble. t. 31.

GIGNOUX M. (1946): *Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs cristallins de la zone alpine externe*. Bull. Soc. Géol. France Ser. 5 t. 16.

GIGNOUX M. (1950): *Méditation sur la tectonique d'écoulement par gravité*. Trav. Labo. Géol. Univ. Grenoble. t. 27.

GIGNOUX M. et AVNIMELECH M. (1937): *Genèse des roches sédimentaires bréchoïdes par intrusion et éclatement*. Bull. Soc. Géol. France. Ser. 5. t. 7.

GIGNOUX M. et BARBIER R. (1955): *Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques*. Masson Ed. Paris.

GIGNOUX M. et MORET L. (1948): *Le permien des zones externes des Alpes françaises*. C.R. Acad. Sc. Paris. t. 226.

GOGUEL J. (1951): *Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins*. Bull. Soc. Géol. France. Ser. 6. t. 1.

GOGUEL J. (1955): *La zone radicale de la nappe de Morcles*. Bull. Carte Géol. France. No 241. t. 52.

GOLDSMITH J. R., GRAF D. L. et JOENSUU O. I. (1955): *The occurence of magnesian calcite in nature*. Geochim. and Cosmochim. Acta. 5.

GOLDSMITH J. R. et GRAF D. L. (1958): *Structural and compositional variations in some natural dolomites*. The Journal of Geology. Vol. 66. 6.

JODOT P. (1926): *Sur la présence d'une faune à Myophoria Goldfussi dans le Trias de la bordure sud du Pelvoux (Hautes Alpes)*. Bull. Soc. Géol. France. Ser. 4. t. 26.

JOHNSON J. H. (1954): *An introduction to the study of rock building algae and algal limestone*. Quart. Colorado School of Mines. 49. 2.

JONES O. T. (1948): *On the so-called metamorphism of the Trias in the Alps*. Geol. Mag. N° 8. Dec. 48.

JONGMANS W. J. (1950): *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz*. Ecl. Geol. Helv. 50, 2.

KANEL F., von, et RICKENBACH E. (1953): *Die Arsen-Gold-Lagerstätte von Salanfe (Wallis)*. Mat. Carte Géol. Suisse. Ser. Géotech. 31.

KRUMMENACHER D. (1957): *Premières observations sur la géologie et la pétrographie de la montagne de Fully*. Arch. Sc. Phys. Nat. Genève. 10, 4.

KRUMMENACHER D. (1959): *Géologie et pétrographie de la montagne de Fully (Valais)*. Thèse Genève à paraître au Bull. Suisse Min. et Pétro.

LAMEYRE J. (1958): *La partie nord du massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire*. Trav. Labo. Géol. Univ. Grenoble. t. 34.

LANTERNO Ed. (1954): *Présence de l'Aptien dans l'autochtone de Champéry*. Arch. Sc. Phys. Nat. Genève. 6, 6.

LANTERNO Ed. (1954): *Etude géologique des environs de Champéry (Val d'Illiez, Valais, Suisse)*. Arch. Sc. Phys. Nat. Genève. 6, 6.

LOMBARD Aug. (1932): *Géologie du Fer à Cheval*. Ecl. Géol. Helv. 25, 2.

LOMBARD Aug. (1945): *Attribution de microfossiles du jurassique supérieur alpin à des chlorophycées*. Ecl. Géol. Helv. 38. N° 1.

LOYS F., de, et GAGNEBIN E. (1928): *Monographie géologique de la Dent du Midi*. Mat. Carte Géol. Suisse. N.S. 58.

LUCAS G. (1942): *Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed*. Bull. Serv. carte Géol. Algérie. Ser. 2. N° 16.

LUGEON M. (1916): *Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges*. C.R. Acad. Sc. Paris. t. 162.

LUGEON M. (1946): *A propos d'un prétendu métamorphisme du Trias dans les alpes autochtones du lac de la Girotte*. Bull. Soc. Géol. France. Ser. 6. t. 7.

LUGEON M. (1947): *Hommage à August Buxtorf et digression sur la nappe de Morcles*. Verhandl. Naturforsch. Ges. Basel. 58.

MEGHNIEN C. (1957): *Différentiation calcite-dolomite et anhydrite-gypse par coloration sélective sur échantillons macroscopiques*. Bull. Soc. Géol. France Ser. 6 t. 7.

MEYER J. (1916): *Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv der Aiguilles Rouges*. Ecl. Geol. Helv. 14.

MICHOT J. (1958): *La diffusion dans le processus de sécrétion latérale*. Ann. Soc. Geol. Belgique. T 81.

MORET L. (1951): *Idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes*. Trav. Labo. Géol. Univ. Grenoble. t. 27.

MORET L. et DEBELMAS J. (1954): *Contribution à la connaissance du Permien des zones externes des Alpes françaises : Le Permien d'Entraigues et des Rouchoux. (Massif du Pelvoux)*. C.R. Acad. Sc. Paris. t. 239.

MURAT R. (1952): *Découverte de débris de characées dans les calcaires valanginiens de la paroi du Scex. (Autochtone de Saint-Maurice, Valais.)* Arch. Sc. Phys. Nat. Genève. 5, 6.

MURAT R. (1956): *Existence et signification de filons clastiques dans le Barrémien inférieur de l'Autochtone de Saint-Maurice (Valais)*. Thèse Genève à paraître.

NEWELL N., RIGBY J., FISCHER A., WHITEMAN A., HICKOX J. et BRADLEY J. (1953): *The permian reef complex of the Guadalupe mountains region, Texas and New Mexico*. Freeman Ed. San Francisco.

NOUET G. et REY M. (1958): *Microfaciès de la région prérifaine et de la moyenne Moulouya*. Internat. Sédim. Petro. Series. Vol. III.

OULIANOFF N. (1928): *Sur l'âge des mylonites (granite écrasé) dans le massif des Aiguilles Rouges*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 56.

OULIANOFF N. (1920): *Sur les relations des amphibolites et du calcaire ancien dans le massif des Aiguilles Rouges*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 1920.

OULIANOFF N. (1924): *Le massif de l'Arpille et ses abords*. Mat. Carte Géol. Suisse. N.S. 54.

OULIANOFF N. (1934): *Le massif hercynien du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges.* Guide Géol. Suisse. 1934. II.

OULIANOFF N. (1937): *Superposition de tectoniques successives.* Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 59.

OULIANOFF N. (1944): *Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine.* Ecl. Geol. Helv. 37, 1.

PARÉJAS Ed. (1922): *Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges.* Mem. Soc. Phys. Hist. Nat. 39, 7.

PARÉJAS Ed.: *La tectonique du Mont-Joly.* Eclog. Geol. Helv. 19, 2.

PARÉJAS Ed. (1946): *Sur le Trias du vallon d'Oberferden (Loetschenthal).* C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève. 63, 1.

PAULCKE W. (1910): *Fossilien im Rötidolomit.* Ecl. Geol. Helv. 9.

PERRIN R. (1935): *Le métamorphisme générateur de plissements.* Ann. Mines. Oct. 1935.

PERRIN R. (1947): *A propos de la communication de M. Lugeon à propos d'un prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin.* C.R. Som. Soc. Géol. France 1947.

PERRIN R. et ROUBAULT M. (1941): *Observation d'un front de métamorphisme régional.* Bull. Soc. Géol. France. Ser. 5. t. 11.

PERRIN R. et ROUBAULT M. (1945): *Observations sur la carrière de Feug.* C.R. Som. Soc. Géol. France.

PERRIN R. et ROUBAULT M. (1950): *Métamorphism of the Trias in the Alps.* Geol. Mag. March-Apr. 1950. N° 2.

PETTIJOHN F. J. (1949): *Sedimentary rocks.* Harper Ed. New York.

PIA J., von, (1920): *Die Siphonae verticilatae von Karbon bis zur Kreide.* Abh. Zool. Bot. Ges. Wien. 11, 2.

PREISWERK H. et RHEINHARD M. (1927): *Über Granitmylonit im Aiguilles-Rouges-Massiv.* Nat. Ges. Basel. Bd. 38.

RENEVIER E. (1889): *Monographie des Hautes Alpes Vaudoises.* Mat. Carte Géol. Suisse. 16.

REYNOLDS D. L. (1947): *On the relationship between fronts of metamorphism and fronts of granitization.* Geol. Mag. March-Apr. 1947. N° 2.

RICOUR J. (1948): *Quelques remarques sur Equisetum mytharum (Heer) et sur ses gisements dans l'Est et le sud-est de la France.* Bull. Soc. Géol. France. Ser. 5. T. 18.

RICOUR J. (1952): a. *A propos de la chaîne Vindélicienne.* C.R. Som. Soc. Géol. France. N° 11.

RICOUR J. (1952): b. *Faune du Trias de la couverture des massifs externes des Alpes (Suisse et France).* C.R. Som. Soc. Géol. France. N° 17.

RITTMANN A. (1951): *Orogenèse et volcanisme.* Arch. Sc. Phys. Nat. 4, 5.

RIVIÈRE A. (1939): *Observations nouvelles sur le mécanisme de la dolomitisation des sédiments calcaires.* C.R. Acad. Sc. Paris. t. 209.

ROBB G. L. (1949): *Red bed coloration.* Journ. Sedim. Petro. Vol. 19. N° 3.

ROCH E. (1942): *Remarques au sujet de la note de MM. Perrin et Roubault intitulée : « Observation d'un front de métamorphisme régional ».* C.R. Som. Soc. Géol. France. N° 14.

ROHR K. (1926): *Stratigraphische und tektonische Untersuchung am Nordrande des Aarmassivs.* Mat. Carte Géol. Suisse. N.S. 57.

ROSSET J. (1957): *Description géologique de la Chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie).* Bull. Serv. Carte Géol. France. N° 247.

SCHROEDER J. W. (1946): *Mylonites et brèches sédimentaires.* C.R. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève. 63, 1.

SCHROEDER J. W. et DUCLOZ Ch. (1955): *Géologie de la molasse du Val d'Illiez (Bas-Valais).* Mat. Carte Géol. Suisse N.S. 100.

SWIDERSKI B. (1919): *La partie occidentale du massif de l'Aar entre Lonza et Massa.* Mat. Carte Géol. Suisse. N.S. 47.

TISSOT B. (1956): *Etude géologique des massifs du Grand Galibier et des Cerces (Zone briançonnaise).* T. labo. Géol. Univ. Grenoble. 32.

TRÜMPY R. (1946): *Le Lias autochtone d'Arbignon.* Ecl. Geol. Helv. 38, 2.

TRÜMPY R. (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine.* Bull. Soc. Géol. France. Sér. 6. T. 7.

VERNET J. (1952): *Au sujet du comportement des massifs cristallins externes.* C.R. Som. Soc. Géol. France. N° 7-8.

VERNIORY R. (1954): *Eothryx alpina : Algue ou crinoïde?* Arch. Sc. Phys. Nat. Genève. 7, 4.

VERNIORY R. (1956): *La création du genre Lombardia Brönimann est elle justifiée ?* Arch. Sc. Phys. Hist. Nat. 9, 1.

VUAGNAT M. (1952): *Pétrographie, répartition et origine des micro-brèches du flysch nordhelvétique.* Mat. Carte Géol. Suisse. N.S. 97.

WEYNSCHENK R. (1951): *The problem of dolomite formation considered in the light of research in the Sonnenwend mountains.* Journ. Sedim. Petro. 21.

BIBLIOTHÈQUE de L'UNIVERSITÉ SCIENCES AIX-MARSEILLE

BIBLIOTHÈQUE de L'UNIVERSITÉ
SCIENCES
-AIX-MARSEILLE-

TABLE DES MATIÈRES

Avant-Propos 3
Introduction 5

Première partie : STRATIGRAPHIE GÉNÉRALE ET MICROGRAPHIE.

Chapitre I: *Paléozoïque* 9
1) Schistes cristallins et granites des Aiguilles Rouges 9
2) Carbonifère 10
a) Conglomérats 10
b) Grès 11
c) Schistes argileux 11
3) Permien 12
a) Schistes verts et lie de vin 12
b) Pénéplaine permienne et rubéfaction 13
c) Dolomies ferrugineuses 14

Chapitre II: *Mésozoïque* 17
1) Trias 17
a) Conglomérats et grès-quartzites arkosiques 17
b) Argilites gréseuses multicolores 19
c) Cargneules 20
d) Calcaires dolomitiques 23
e) Brèches dolomitiques 26
f) Grès et marnes vertes. (Niveau des schistes à Equisetum.) 28
g) Effets du métamorphisme alpin sur les sédiments triasiques 29
2) Lias 31
3) Dogger 32
4) Jurassique supérieur 33
a) Oolithe ferrugineuse 33
b) Callovien 34
c) Oxfordien 34
d) Argovien 35
e) Malm supérieur 36
5) Crétacé inférieur 37

Chapitre III: *Tertiaire* 39
1) Nummulitique 39
a) Nummulitique autochtone et parautochtone 39
b) Nummulitique de la nappe de Morcles 40
2) Flysch 41

Chapitre IV: *Quaternaire* 43

Seconde partie : STRATIGRAPHIE RÉGIONALE DÉTAILLÉE.

Chapitre V: *Coupes stratigraphiques détaillées entre Pormenaz et la frontière franco-suisse* 47
1) Coupe de la klippe de Pormenaz 47
2) Coupe dans le torrent du Souay, région de Moëde 47
3) Coupe des Prés de Salenton. (Vallée de la Diosaz) 48
4) Coupe du Col de Salenton 49
5) Coupe des Tours du Buet. (Arête des Cristaux) 50
6) Coupe dans le torrent au nord de la vallée de Tre-les-Eaux 50

Chapitre VI: *Coupes stratigraphiques détaillées levées entre la frontière franco-suisse et le col du Jorat* 52
7) Coupe de la Pointe de la Terrasse 52
8) Coupe des Scex Blancs du Vieux-Emosson 53
9) Coupe de la rive droite du lac du Vieux-Emosson 54
10) Coupe de Blettey — Tête à Lugon 55
11) Coupe de l'Arevassey — Tête des Pelottes 56
12) Coupe du Nant des Invies 58
13) Coupe de la Combe du Col à Fontanabran 59
14) Coupe de la cascade d'Emaney — Pessot 60
15) Coupe des Chauz. (Partie Nord du Vallon d'Emaney) 62
16) Coupe du Col du Jorat 63
17) Coupe du parautochtone de l'Arête de Gagnerie 65

Troisième partie : TECTONIQUE.

Chapitre VII: *Généralités* 69

Chapitre VIII: *Tectonique du massif cristallin des Aiguilles Rouges* 72
1) Tectonique hercynienne et tectonique alpine 72
2) Coins cristallins 73
3) Claveaux déprimés 74

4) Carte structurale de la surface de pénéplénation permienne 75
5) Tectonique cassante et tectonique plastique 75

Chapitre IX: *Tectonique de l'autochtone et du parautochtone* 77
1) Région de Pormenaz 77
2) De Moëde à la Diosaz 77
3) De la Diosaz à la Pointe de la Terrasse 78
4) Le Vieux-Emosson 78
5) Région de Blettey — Tête à Lugon 79
6) L'Arevassey 79
7) Du lac au col de Barberine 79
8) Du col de Barberine au col d'Emaney 80
9) Région du col du Jorat et de Salanfe 80

Chapitre X: *Tectonique de la nappe de Morcles* 82

Chapitre XI: *Mylonites et brèches sédimentaires* 84

Conclusion 87
Summary 88
Auszug 89
Bibliographie 93

BIBLIOTHÈQUE de L'UNIVERSITÉ AIX-MARSEILLE SCIENCES