



HAL
open science

Etude geologique entre Belledonne et Mont Blanc : la terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe - Alpes françaises

Catherine Eltchaninoff

► To cite this version:

Catherine Eltchaninoff. Etude geologique entre Belledonne et Mont Blanc : la terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe - Alpes françaises. Minéralogie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1980. Français. NNT : . tel-00616711

HAL Id: tel-00616711

<https://theses.hal.science/tel-00616711>

Submitted on 24 Aug 2011

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.

TRAVAUX

du
Département de Géotectonique
de
l'Université Pierre et Marie Curie
à Paris

du
Département des Sciences de la Terre
de
l'Université de Savoie
à Chambéry

ETUDE GEOLOGIQUE ENTRE BELLEDONNE ET MONT BLANC

LIVRE SYNTHETIQUE

Sylvette TRIBOULET
Catherine ELTCHANINOFF

Mémoire de Thèse de Docteur de 3^{ème} Cycle soutenue le 4 décembre 1980
à l'Université Pierre et Marie Curie de Paris
Devant la Commission d'examen composée de :

| | |
|---|-------------------|
| <i>MM. J. AUBOUIN, Professeur, Université de Paris VI</i> | <i>Président</i> |
| <i>J.P. RAMPNOUX, Professeur, Université de Savoie</i> | <i>Rapporteur</i> |
| <i>J. DERCOURT, Professeur, Université de Paris VI</i> | <i>Examineur</i> |
| <i>M. TARDY, Maître-Assistant, Université de Savoie</i> | <i>Examineur</i> |
| <i>M. LEIKINE, Chargé de recherche, CNRS</i> | <i>Examineur</i> |

Remerciements

Ce travail a été mené à terme grâce à l'aide et aux encouragements de nombreuses personnes que nous tenons à remercier.

Tout d'abord Monsieur J. Aubouin, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, qui nous a donné le goût de la géologie structurale et qui nous a honorés en nous acceptant dans son laboratoire. Nous le remercions également de présider le jury.

Monsieur J.-P. Rampoux, Professeur à l'Université de Savoie, pour son accueil au laboratoire de Géologie de Chambéry, où ce travail a été réalisé, pour ses sorties sur le terrain et ses conseils au moment de la rédaction.

Monsieur J. Dercourt, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, qui a accepté de participer au jury de ces deux thèses.

Nous tenons à remercier tout particulièrement Monsieur Marc Tardy, maître-assistant à l'Université de Savoie, pour l'aide constante qu'il nous a apportée pendant notre séjour à Chambéry, tant par ses conseils et ses suggestions au moment de la rédaction, que par ses encouragements.

Monsieur M. Leikine, chargé de Recherches au CNRS a également bien voulu participer au jury. C'est grâce à lui et à Monsieur J. R. Kienast, maître assistant à l'Université Pierre et Marie Curie qu'un chapitre "Métamorphisme" figure dans ce volume. Ilou leur sommes très reconnaissantes d'avoir consacré autant de temps à l'étude de nos échantillons et à l'interprétation des résultats de cette étude.

Monsieur B. Doudoux, grâce à qui nous avons fait connaissance avec la géologie de terrain en Savoie, l'année précédant la thèse. Par la suite, nous avons beaucoup discuté avec lui de nos problèmes et d'interprétation et il nous a fait profiter de sa grande connaissance des Alpes en général.

Monsieur S. Fudral, lui aussi, nous a toujours aidés de ses conseils. Ilou le remercions beaucoup, en particulier, d'avoir relu et corrigé nos textes.

Pour les déterminations de fossiles, nous avons été amenés à consulter de nombreux spécialistes qui ont toujours accepté d'examiner nos fossiles, en général très abîmés. Ilou remercions vivement :

Monsieur Almeras (Brachiopodes), Monsieur A. Baud (faune du Trias), Monsieur A. Blondeau (Mammulites), Monsieur H. Cappeta (dents de poissons), Madame Cohen (flore carbonifère), Monsieur Combemorel (Bellerophones),

Mademoiselle Durand (Palynologie), Monsieur H. Feinberg (Nannofaune), Monsieur E. Fourcade (Microfaune), Monsieur O. Mac Sotay (Lamellibranches), Monsieur Mangold (Ammonites), Monsieur P. Moutoude (Ammonites), Monsieur J. Sornay (Lamellibranches), Monsieur J. Vilà pour la microfaune et également pour ses nombreux conseils et encouragements, Monsieur B. Walter (Bryozoaires).

Monsieur P. Landry nous a précédés dans l'étude de ce secteur des Alpes. Son travail nous a été d'une grande utilité, nous le remercions surtout de nous avoir accompagnés sur le terrain.

Madame Simone Ginret a réalisé la frappe des trois volumes de cette thèse. C'est à elle que nous devons la présentation si soignée de ces ouvrages; nous lui en sommes particulièrement reconnaissantes.

Madame Françoise Rougin nous a aidés pour nos recherches bibliographiques. Nous la remercions également de ses conseils pour l'étude des lames minces.

A Monsieur André Paillet nous devons la réalisation des lames minces et des planches photographiques. Nous le remercions pour l'aide précieuse qu'il nous a apportée pour tout ce qui concerne la réalisation pratique de ces thèses et aussi pour sa présence, sans laquelle le laboratoire de Chambéry ne serait pas ce qu'il est...

Nous remercions tous ceux qui se sont trouvés au laboratoire de géologie de l'Université de Savoie ces deux années pour leur gentillesse et leurs encouragements : Monsieur Gérard Ricoud, hydrogéologue, Monsieur et Madame Martin qui ont fleuri nos bureaux et tous nos "condisciples", ceux qui ont passé leur thèse : Mariano Santos, Juventino Martinez, Daniel Robert et ceux qui vont la passer bientôt et à qui nous souhaitons bon courage : Bernard Mercier de Lépinay, Victor Hugo Ciarduno, Mijito, Roger Marion et Brigitte Villanova.

Nous sommes très reconnaissantes à Mademoiselle A. Martin et à Monsieur Poussard pour le tirage des trois ouvrages, ainsi qu'à Madame D. Bretteville pour le tirage des planches photographiques.

Merci également à tous les membres du laboratoire de Géologie Structurale de l'Université Pierre et Marie Curie que nous retrouvions avec plaisir à chacun de nos passages à Paris et avec qui nous avons toujours pu discuter de nos problèmes géologiques.

C'est grâce à l'Association d'Animation des Beauportains et à la communauté hollandaise de Saint-Nicolas de Vérocce que nous avons pu nous loger dans des conditions agréables à proximité de nos terrains d'étude.

Enfin, merci à nos familles respectives, qui nous

ont toujours encouragées, et à tous les parents et amis qui sont venus nous voir au Gîte d'Etape du Mont de Villard où nous avons passé les deux étés de la thèse, nombreux sont ceux qui nous ont accompagnées sur le terrain; certains même y ont pris goût.

Pour finir, nous voulons dire qu'il est bien agréable, tant pour le moral que du point de vue scientifique (discussions et interprétations) de travailler à deux sur des terrains voisins.

TABLE DES MATIERES

| | |
|---|----|
| <u>Première PARTIE</u> : PRESENTATION GENERALE | 1 |
| I. CADRE GEOGRAPHIQUE | 3 |
| II. CADRE GEOLOGIQUE | 5 |
| III. HISTORIQUE DES TRAVAUX | 5 |
| IV. PRESENTATION DES PROBLEMES | 9 |
| 1°/- Introduction | 9 |
| 2°/- Examen détaillé des problèmes | 9 |
| a- L'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche | 9 |
| b- Les unités orientales | 9 |
| c- Les relations entre les massifs de Belledonne et du Mont- Blanc | 10 |
| <u>Deuxième PARTIE</u> : STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE | 11 |
| I. LES PRINCIPALES DONNEES STRATIGRAPHIQUES DE CHACUNE DES GRANDES UNITES | 13 |
| A. L'unité Mont-Joly - Aiguille Croche | 13 |
| 1°/- Le substratum et sa couverture tégumentaire | 13 |
| 2°/- La couverture | 13 |
| a- Le Trias | 13 |
| b- Le Lias | 13 |
| B. L'unité du Mont-Blanc | 14 |
| C. La nappe de Roselette | 15 |
| D. Problèmes liés à la stratigraphie | 15 |
| II. RECONSTITUTION DES DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES | 16 |
| A. Trias | 16 |
| B. Jurassique | 16 |
| C. Crétacé | 17 |
| D. Nummulitique | 19 |
| E. Conclusion | 19 |
| III. COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES | 19 |
| A. Les unités dauphinoises à l'avant du Mont-Blanc | 19 |
| B. La couverture du Mont-Blanc | 20 |
| C. Le bassin ultra Mont-Blanc | 20 |
| 1°/- Comparaison avec la zone ultradauphinoise | 20 |
| 2°/- Comparaison avec l'ultrahelvétique | 21 |

| | |
|---|----|
| Troisième PARTIE : TECTONIQUE ET METAMORPHISME | 23 |
| I. LES DONNES STRUCTURALES | 25 |
| A. Les unités dauphinoises | 25 |
| 1°/- Structures fini-hercyniennes du socle de Belledonne | 25 |
| 2°/- Structures alpines de la terminaison nord de Belledonne | 25 |
| a- Le rameau externe | 25 |
| b- Le rameau interne | 25 |
| 3°/- Les structures du massif Mont-Joly - Aiguille Croche | 26 |
| a- Le contact lié au charriage de la couverture mésozoïque .. | 26 |
| b- Le contact lié à la diverticulation | 26 |
| c- Les plis couchés | 26 |
| d- Structures mineures | 27 |
| e- Les microstructures | 27 |
| 4°/- Brève récapitulation des déformations affectant les unités dauphinoises à l'Ouest du Mont-Blanc | 28 |
| B. La nappe de Roselette | 28 |
| 1°/- Définition de la nappe | 28 |
| 2°/- Les structures dans la nappe de Roselette | 29 |
| a- Les unités | 29 |
| b- Les plis couchés | 29 |
| c- Les microstructures | 29 |
| 3°/- Brève récapitulation des structures | 30 |
| II. METAMORPHISME | 30 |
| A. Introduction | 30 |
| B. Chimisme des chloritoïdes | 31 |
| 1°/- Rappels sur la composition des chloritoïdes | 31 |
| 2°/- Résultats | 32 |
| 3°/- Comparaison avec des roches similaires | 33 |
| C. Cristallographie des illites | 34 |
| 1°/- Méthodes d'analyse des minéraux phylliteux par diffractomé- trie aux RX | 34 |
| 2°/- Définition des paramètres cristallographiques variant avec l'intensité du métamorphisme | 35 |
| a- Mesures et signification de l'indice de cristallinité de l'illite | 35 |
| b- Variations de l'espacement basal d (002) 2M | 35 |
| c- Mesure des paramètres de l'interstratification PI et PII.. | 36 |
| d- Obtention et signification du coefficient de pente a | 36 |
| e- Mesure et signification du rapport I(004)/I(002) des in- tensités des pics de diffraction (002) et (004) des micas. | 36 |
| 3°/- Discussion des résultats | 38 |
| a- Indice de cristallinité de l'illite | 38 |
| b- Variations de l'espacement basal d | 38 |
| c- Coefficient de pente a | 38 |
| d- Rapport $\frac{I(004)}{I(002)}$ | 40 |
| 4°/- Conclusions | 40 |

| | |
|--|----|
| III. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE | 42 |
| A. Renseignements apportés par l'étude cristallographique des il- lites | 42 |
| B. Renseignements apportés par les chloritoïdes | 42 |
| C. Relations entre le métamorphisme et l'évolution structurale de la région | 42 |
| D. Age et conditions de pression et de température du métamor- phisme | 43 |
| 1°/- Les données de J.F. Von Raumer (1974) | 43 |
| 2°/- Les données de B.P. Poty, H.A. Stadler et A.M. Weisbrod | 43 |
| 3°/- Mise en relation avec nos données | 44 |
| E. Conclusions | 44 |
| <u>Quatrième PARTIE : CONCLUSIONS GENERALES</u> | 47 |
| I. VUE D'ENSEMBLE DES UNITES COMPRISES ENTRE BELLEDONNE ET MONT-BLANC. | 49 |
| A. Les unités dauphinoises | 49 |
| B. L'unité du Mont-Blanc | 49 |
| C. La nappe de Roselette | 50 |
| D. Brève récapitulation tectonique | 53 |
| II. HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION | 53 |

LISTE DES FIGURES

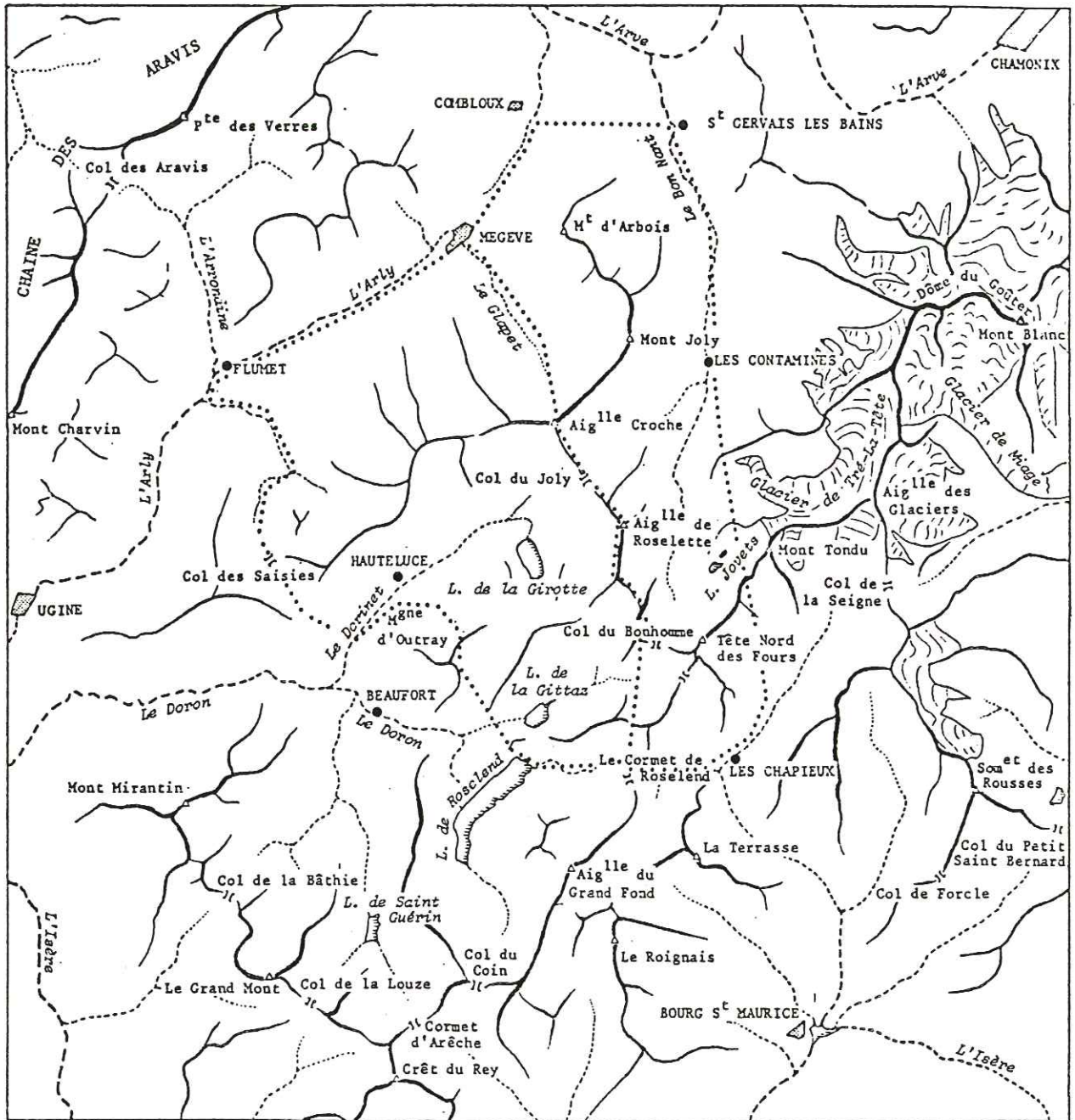
| | |
|---|----|
| Fig. 1 : Schéma orohydrographique | 2 |
| Fig. 2 : Cadre géologique d'après la carte géologique des Alpes au 1/250000ème (M. Gidon, 1977) | 4 |
| Fig. 3 : Colonnes stratigraphiques comparées de l'unité du Mont-Joly (Aravis), de l'unité du Mont-Blanc et de la nappe de Roselette | 12 |
| Fig. 4 : Reconstitution paléogéographique au Lias moyen et au Jurassique supérieur | 18 |
| Fig. 5 : Principales étapes de l'évolution tectonique | 24 |
| Fig. 6 : Domaine d'existence des chloritoïdes dans un diagramme AFM (L.B. Halferdahl, 1961) | 31 |
| Fig. 7 : Analyse chimique des chloritoïdes de l'unité de Roselend ... | 32 |
| Fig. 8 : Place des chloritoïdes de la nappe de Roselette dans un diagramme AFM | 33 |
| Fig. 9 : Comparaison des chloritoïdes de Bretagne avec ceux de la nappe de Roselette sur un diagramme AFM | 34 |
| Fig. 10 : Tableau des résultats de l'étude des illites | 37 |
| Fig. 11 : Corrélacion entre l'indice de cristallinité d'Illite et l'espacement des feuillets | 38 |
| Fig. 12 : Les paramètres d'interstratification PI et PII | 39 |
| Fig. 13 : Variations des indices moyens de cristallinité en fonction des valeurs moyennes du rapport $\frac{I(004)}{I(002)}$ | 41 |
| Fig. 14 : Essai de reconstitution tectono-métamorphique | 44 |

PLANCHES HORS-TEXTE

- . Carte géologique au 1/25.000
- . Schéma structural

Première PARTIE

PRESENTATION GENERALE



LEGENDE

- Lignes de crêtes
- △ Sommets
-) Cols
- - - Cours d'eau
- Lacs
- Limite des terrains d'étude : au Sud-Ouest, terrain étudié par S. Triboulet ; au Nord-Est, terrain étudié par C. Eltchaninoff.

0 2 4 km



Fig. 1 : Schéma orohydrographique.

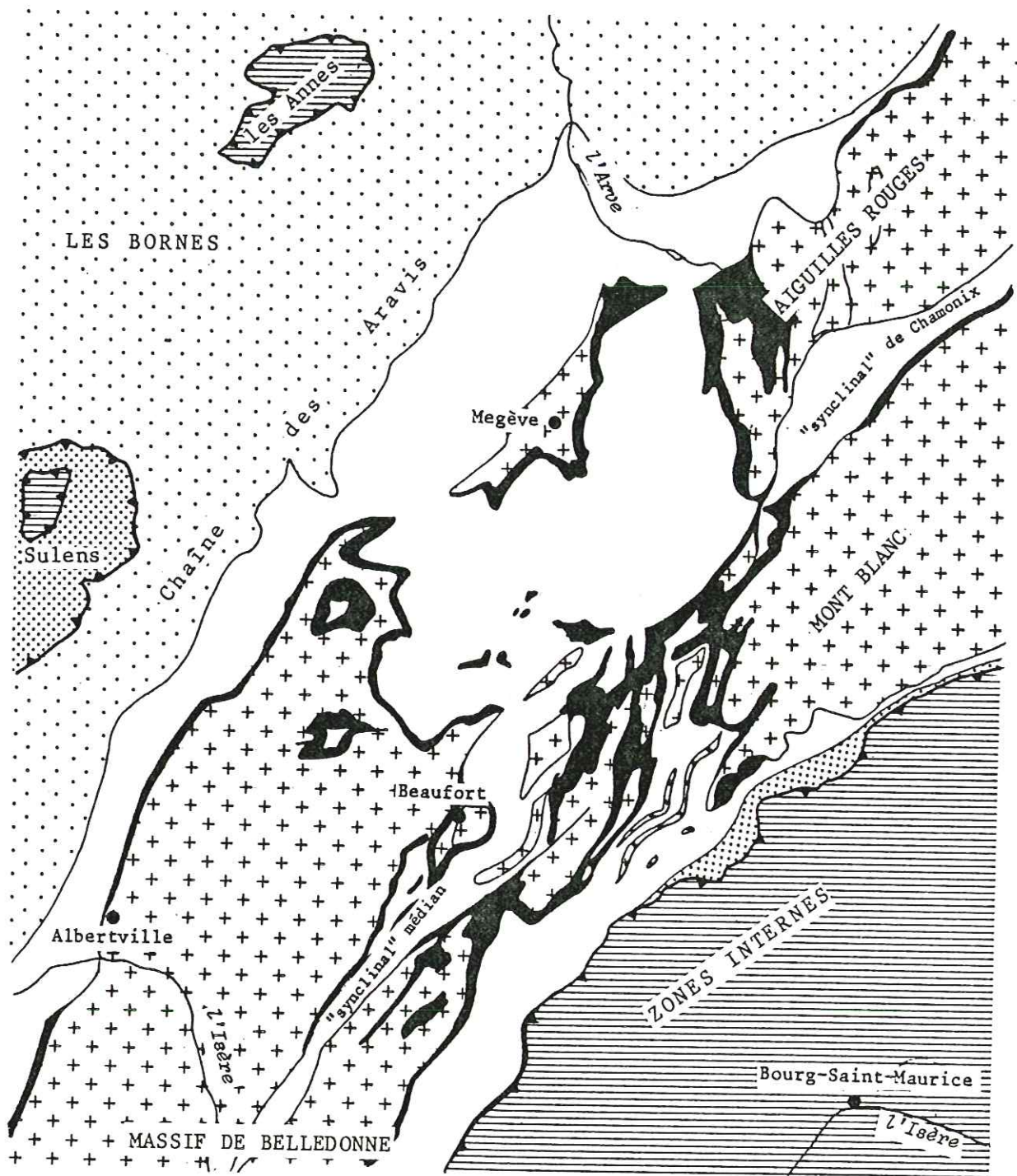
I. CADRE GEOGRAPHIQUE (cf. fig. 1).







L'exposé qui va suivre a pour objet l'étude d'une région située dans le Nord des Alpes françaises, aux confins des départements de la Savoie et de la Haute-Savoie, entre la chaîne des Aravis, l'extrémité sud du Mont-Blanc, le lac de Roselend et le col des Saisies. Cette région est représentée sur le schéma orohydrographique ci-contre, qui met bien en évidence l'orientation générale NE-SW des reliefs qu'on y rencontre.

La vallée de l'Arly, que domine la chaîne des Aravis, importante barrière montagneuse à regard oriental, longe la limite du terrain étudié au Nord-Ouest. Cette limite est matérialisée par la route allant de Flumet à Saint Gervais et passant par Megève.

Puis le Mont Mirantin, le Grand Mont et les autres sommets du Beaufortain appartenant au massif cristallin de Belledonne prennent le relai vers le Sud-Ouest. Ces montagnes, émaillées de nombreux petits lacs (lac Sans Fond, lacs de la Tempête, lac de la Brassa, ...) présentent la morphologie et la végétation caractéristiques des massifs cristallins, contrairement aux Aravis, à l'Ouest, et aux sommets de la Tarentaise à l'Est. Ceux-ci viennent en effet border le terrain étudié au Sud-Est. C'est ainsi que le Roignais, l'Aiguille du Grand Fond, la Pierra Menta et la Terrasse, forment cet ensemble de reliefs déchiquetés, arêtes et aiguilles d'accès difficile.

Enfin, le massif du Mont-Blanc domine majestueusement au Nord-Est l'ensemble de la région. A partir du point culminant de l'Europe, de nombreux glaciers partant des arêtes se dirigent soit vers l'Italie, soit vers la vallée de Chamonix. Là où ils ont disparu, leur empreinte est encore bien visible (verrous glaciaires, cordons morainiques, ...).



-  Chaînes subalpines
-  Couverture des massifs cristallins externes
-  Dolomies triasiques et cargneules
-  Terrains cristallophylliens
-  Ultrahelvétique
-  Zones internes



0 5 km

Fig. 2 : Cadre géologique d'après la carte géologique des Alpes au 1/250000ème (M. Gidon, 1977).

II. CADRE GEOLOGIQUE.

Une coupe NW-SE des Alpes occidentales externes passant entre les terminaisons sud du Mont-Blanc et nord de Belledonne traverse (cf. fig. 2) :

- le massif subalpin des Bornes, représentant la zone dauphinoise occidentale. Il supporte les klippes des Annes et de Sulens, à matériel plus interne ; son rebord oriental est constitué par la chaîne des Aravis ;
- le secteur étudié. Il comprend :
 - . L'extrémité septentrionale du rameau externe du massif de Belledonne, munie d'un tégument permo-triasique et supportant une couverture sédimentaire décollée. Celle-ci forme les collines dominant Megève et Flumet, et la crête allant du col des Saisies au Mont-Joly ;
 - . le "synclinal médian", accident jalonné de terrains houillers et mésozoïques, qui divise le massif de Belledonne en deux rameaux. La vallée du Dorinet est établie sur cet accident ;
 - . le rameau interne du massif de Belledonne, à structure complexe. La Montagne d'Outray et les Rochers des Enclaves s'y rattachent ;
 - . la zone dauphinoise dite orientale, constituée par plusieurs unités tectoniques dont les bases sont soulignées par des lambeaux de cristallin et de Trias. Ces unités, auxquelles appartiennent le Rocher du Vent, les Roches Merles, les Aiguilles de Pénaz, les Roches Franches, la tête de la Cicle et l'Aiguille de Roselette, ainsi que la Crête des Gittes et la Tête Sud des Fours, se prolongent vers le NE soit à l'avant, soit à l'arrière du massif du Mont-Blanc.

Elles sont chevauchées au SE par :

- les "Nappes Penniques", qui sont d'Ouest en Est : l'unité de Moûtiers, l'unité du Roignais-Versoyen, et enfin, l'unité du Petit Saint-Bernard.

Ce travail porte sur les terrains sédimentaires formant les enveloppes des extrémités nord de Belledonne et sud du Mont-Blanc. Nous nous attacherons à décrire les différents ensembles structuraux constituant cette région, en recherchant leurs rapports entre eux, et leur origine possible.

III. HISTORIQUE DES TRAVAUX.

H.B. de Saussure semble être le premier naturaliste à décrire cette région, en 1779, dans son "Voyage". Il découvre, en particulier les Grès Singuliers du Col du Bonhomme.

Puis, au cours du 19^{ème} siècle, L.A. Necker, B. Studer, J. Delaharpe, A. Favre, Ch. Lory et P. Vallet publient quelques observations sur la région du Mont-Joly et, pour les trois derniers, sur les Grès Singuliers du Col du Bonhomme.

J. Révil remarque en 1896 l'alignement des structures entre la région du Col du Bonhomme et le vallon de Roselend. M. Bertrand, la même année, note que des "bandes" bajociennes peuvent être suivies depuis le vallon de Naves, au Nord de l'Isère, jusqu'à l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc. Il remarque que certaines de ces bandes passent à l'Ouest de ce massif, alors que les autres se prolongent à l'Est.

C'est en 1897 que paraît, accompagné d'une carte détaillée, le premier ouvrage synthétique et complet sur la région, intitulé : "*la bordure sud-ouest du Mont-Blanc*", par E. Ritter. Cet auteur interprète l'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche comme l'empilement de cinq plis couchés ayant des racines verticales visibles dans la région du Col du Joly. Il décrit de manière très précise les faciès rencontrés, signale quelques trouvailles de fossiles et représente sur sa carte une superposition anormale de Lias supérieur sur du Trias, notamment au Signal de Bisanne et en rive gauche de la vallée de l'Arly, fait important ignoré par la suite sur les cartes plus récentes.

M. Bertrand, en 1900, confirme les résultats de E. Ritter.

En 1914, M. Lugeon rattache le Mont-Joly et les Aravis à la nappe de Morcles, qu'il avait mise en évidence, et dont il faisait un repli de la couverture sédimentaire décollée du massif du Mont-Blanc.

En 1917, F. Rabowski découvre des lames cristallines sur le versant sud-est du massif du Mont-Blanc, dans le Val Ferret. En se basant sur les hypothèses de M. Lugeon quant à la nappe de Morcles, il fait de ces écaillés l'indice d'apparition d'une nouvelle unité tectonique correspondant aux nappes des Diablerets et de Wildhorn.

En 1925, Ed. Paréjas reprend l'interprétation du Mont-Joly. Il introduit des distinctions stratigraphiques précises dans les séries monotones du Lias. Il découvre, à la base de l'édifice du Mont-Joly, un ensemble d'écaillés tectoniques constituées de Carbonifère, de Trias et de Toarcien qu'il a pu suivre tout autour de la terminaison septentrionale du massif, de la vallée du Bon Nant jusqu'à Praz-sur-Arly, et qui lui permet de considérer ce massif comme une véritable nappe. Les cinq plis couchés de E. Ritter se réduisent à un seul pli digité, simple repli de cette nappe, prolongation de la nappe de Morcles. Pour Paréjas, cette nappe de "Morcles-Aravis" aurait ses origines dans le synclinal de Chamonix et se serait mise en place sous la poussée du Mont-Blanc (dont il décrit le chevauchement dès 1921, lors de son étude sur la zone de Chamonix).

Peu après, en 1929, M. Schoeller publie la carte au 1/50.000ème de Bourg-Saint-Maurice. En l'absence de fossiles, il utilise les termes de "Lias calcaire" et "Lias schisteux" pour représenter les terrains de la région de Roselend. D'autre part il cartographie de manière très précise la limite entre la zone dauphinoise et les nappes internes.

M. Gignoux et L. Moret abordent la même année le problème des Grès Singuliers. Pour eux, ceux-ci font partie de la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc. Au-dessus viendrait une série tectonique supérieure, décollée et charriée par-dessus le cristallin et ses lambeaux de couverture autochtone.

En 1944, J. Letourneur confirme l'hypothèse des plis couchés de E. Ritter tout en faisant remarquer que "la continuité des affleurements tel-

le que la représente Ritter (...) tient davantage de l'esprit de système que de la réalité".

En 1947, M. Lugeon se rallie à l'opinion de Ed. Paréjas : la nappe de Morcles est issue du synclinal de Chamonix, le massif du Mont-Blanc ne constitue pas son cœur, mais est un élément plus interne ayant subi un déplacement de près de 25 km en direction des Aiguilles Rouges.

J. Goguel, en 1951, puis en 1954, envisage le problème du passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins, ainsi que celui des racines de cette nappe, qui se situeraient, pour lui aussi, dans le synclinal de Chamonix.

Par contre, pour R. Trümpy (1960), le pli couché de Morcles est constitué par la couverture décollée du Mont-Blanc. Trümpy décrit également, en 1952, une série très complète, "montant" probablement jusqu'au Crétacé, dans la coupe de l'arête reliant le Col du Joly à l'Aiguille de Roselette. Cependant ses observations ne sont fondées sur aucune véritable découverte de fossiles, mais seulement sur des "fantômes" de Calpionnelles et sur des analogies de faciès.

Peu après, C. Bordet, qui avait déjà décrit en 1952 la klippe cristalline de Roselette (l'importance de la lame cristalline de Roselette par rapport aux autres lames cristallines comprises entre les massifs de Belledonne et du Mont-Blanc avait déjà été soulignée par Paréjas en 1922), publie un ouvrage important sur la partie septentrionale du massif de Belledonne en 1961.

Il décrit en particulier le rameau interne du massif de Belledonne dans la région qui nous intéresse comme formé par un ensemble de cinq "claveaux", blocs constitués essentiellement par du matériel cristallin et séparés les uns des autres par des "joints tectoniques". Il envisage la position du synclinal médian au niveau de la vallée du Dorinet : "Ces séries représentent vraisemblablement la couverture du rameau interne repliée sur elle-même, glissée en avant des claveaux du rameau interne et chevauchée finalement par la série verte" (la série verte constitue le claveau le plus externe du rameau interne). D'autre part, il considère les écaillés comprises entre Belledonne et Mont-Blanc comme charriées sur la partie interne du massif de Belledonne et sa couverture (série Mont-Joly - Col du Joly).

Cette dernière interprétation est reprise par la suite par G. Mennessier. Cet auteur publie, en 1964, deux notes concernant le massif Mont Joly - Aiguille Croche, dans lesquelles il remet en cause les idées de Ed. Paréjas, en les qualifiant d'"hypothèses hasardées". Pour G. Mennessier, ce massif est formé par un grand synclinal autochtone érodé sur lequel sont venues se mettre en place la klippe constituant le Mont Joly et l'Aiguille Croche, puis, après elle, les klippes triasico-rhétiennes du Col de Véry et du Col du Joly, en série renversée, et qui se rattachent à la série formant la semelle allochtone de la klippe de Roselette.

Par ailleurs, G. Mennessier découvre en 1965, des Nummulites d'âge priabonien sur le flanc occidental du Rocher du Vent, au Nord de la retenue de Roselend, dans une barre calcaire auparavant considérée comme liasique. Cette découverte fondamentale lui permet de remettre en cause l'interprétation structurale de la carte Bourg-Saint-Maurice au 1/50.000ème.

En 1966, J. Debelmas et J.P. Uselle s'intéressent au problème de la prolongation de la nappe de Morcles en France. Pour eux, au Sud de la

frontière franco-suisse, cette nappe passe, dans le massif de Platé et les Aravis, à une couverture simplement décollée et glissée.

Contrairement à ces deux auteurs, S. Ayrton, en 1972, prolonge la nappe de Morcles vers le Sud. Pour lui, comme pour M. Lugeon, Ed. Paréjas et J. Goguel, la zone radicale de la nappe est représentée par la "zone synclinale Martigny-Chamonix".

A partir de 1971, P. Antoine, en marge de son travail sur le domaine valaisan, s'intéresse également aux terrains sédimentaires situés à l'Est du massif du Mont-Blanc et à l'avant du "chevauchement pennique frontal", en Suisse. En 1975, il publie une note concernant ces terrains et leur prolongement en Italie et en France. Puis, avec P. Landry, en 1976, ils précisent ces données en Savoie et mettent en évidence un important clivage tectonique entre la couverture autochtone du Mont-Blanc, dont le terme le plus élevé serait représenté par les Grès Singuliers du Col des Fours, et une série sus-jacente, charriée, et représentant les racines helvétiques et ultrahelvétiques.

Cependant, la même année, dans sa thèse, P. Landry abandonne cette conception. Il fait une étude stratigraphique et tectonique détaillée. Les terrains compris entre Belledonne et Mont-Blanc lui permettent de distinguer plusieurs unités. Parmi celles-ci, il considère comme l'équivalent méridional de la nappe de Morcles l'unité qui repose directement sur les Grès Singuliers et qui prolonge vers le Sud l'extrémité du massif du Mont-Blanc. Donc, pour P. Landry, "la nappe de Morcles, ou son équivalent méridional, existe en France. Elle enveloppe l'extrémité méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc dont elle est la couverture sédimentaire". Seule l'unité la plus interne de la coupe décrite avec P. Antoine serait véritablement allochtone.

La carte de Saint Gervais au 1/50.000ème, parue en 1976, est contraire à cette interprétation. Cette carte est conforme aux notes de G. Mennessier parues en 1964 relatives au massif Mont-Joly - Aiguille Croche. On peut noter qu'elle montre un hiatus entre la rive droite de la vallée de l'Arly, où le Lias supérieur repose directement sur le Trias, et la rive gauche, où la série liasique débute normalement par du Lias inférieur. Elle diffère donc, sur ce point, de la carte de E. Ritter qui faisait débiter la série liasique, de part et d'autre de la vallée de l'Arly, par du Lias supérieur.

J.C. Barféty et R. Mouterde contredisent en 1978 l'interprétation de G. Mennessier quant à l'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche. Ils découvrent en effet des Ammonites hettangiennes dans des terrains représentés en Lias supérieur sur la carte Saint-Gervais au 1/50.000ème. Cela leur permet de revenir aux hypothèses d'E. Ritter et de Ed. Paréjas, en précisant toutefois que ceux-ci avaient donné une continuité trop théorique aux bandes de terrains, et d'envisager la structure de ce massif comme un système de plis couchés à coeurs plus ou moins laminés.

B. Pijolat, en 1978, étudie à son tour le Mont-Joly, mais, cette fois, du point de vue de la déformation, en se basant, pour la stratigraphie, sur la carte Saint-Gervais au 1/50.000ème. Son travail aboutit à la mise en évidence de plans de cisaillement horizontaux, résultant de l'étirement, puis de la rupture des plis couchés formant l'ensemble Mont Joly - Aiguille Croche.

IV. PRESENTATION DES PROBLEMES.

1°/- Introduction :

Comme le montre l'histoire ci-dessus, cette région des Alpes a soulevé bien des controverses au cours du 20ème siècle. Une raison essentielle aux difficultés qu'ont rencontrées les géologues pour se faire une opinion quant à l'organisation et à l'origine de la couverture sédimentaire, et quant à ses raccords avec les terrains environnants, réside dans la rareté et dans le mauvais état de conservation des fossiles, dans des séries essentiellement marno-calcaires, toujours très déformées et légèrement métamorphiques.

Cependant, grâce à des arguments tectoniques tels que la présence de lames cristallines intercalées dans des séries sédimentaires, il semble qu'on puisse, comme le remarquait C. Bordet en 1961, distinguer deux ensembles principaux dans la couverture sédimentaire de cette région. Il y aurait un ensemble externe, qui s'étend de la vallée des Contamines jusqu'au col des Saisies, et dont font partie les sommets du Mont-Joly et de l'Aiguille Croche et un ensemble d'unités plus internes, chevauchant le précédent et écaillées entre les massifs de Belledonne et du Mont-Blanc, et en arrière de ce dernier.

2°/- Examen détaillé des problèmes :

a- L'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche.

Deux interprétations ont été données quant à la position de ce massif par rapport à son substratum actuel, le rameau externe du massif de Belledonne. L'une est de le considérer, du moins pour ce qui est de sa base, comme une couverture autochtone reposant normalement sur le massif de Belledonne. L'autre est de le considérer comme une couverture sédimentaire décollée, et alors se pose le problème de son origine : est-il un élément plus interne que le massif de Belledonne (dans ce cas elle est charriée), ou bien ne constitue-t-il que la couverture décollée de celui-ci (dans ce cas elle est parautochtone ?).

D'autre part, l'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche lui-même représente, pour certains auteurs, une seule et même unité, composée d'un système de plis couchés plus ou moins laminés, alors que pour d'autres, il se compose d'une série autochtone, constituant la couverture du rameau externe de Belledonne, surmontée de klippesse rattachant à une nappe d'origine plus interne.

Nous aurons également à rechercher les rapports de ce massif, qui fait partie des collines dites liasiques, avec la chaîne des Aravis, qui fait partie des massifs subalpins proprement dits.

b- Les unités orientales.

L'individualisation de ces unités par rapport au massif Mont-Joly Aiguille Croche fut assez tardive, en raison de l'absence de fossiles dans leurs séries sédimentaires et de la monotonie des faciès. Cependant, les la-

mes cristallines et triasiques qui soulignent les bases de ces écaïlles ont été remarquées depuis longtemps ; elles apparaissent déjà en 1897 sur la carte au 1/80.000ème de E. Ritter.

Leur position par rapport au massif de Belledonne, qu'elles surmontent à l'Est, et par rapport au massif du Mont-Blanc, dont elles enveloppent la terminaison méridionale est encore peu claire, de même que l'origine des lames cristallines. Les géologues qui ont abordé ces problèmes ont abouti à des conclusions différentes. Pour les uns, l'ensemble de ces unités a été charrié par dessus le Mont-Blanc et ses lambeaux de couverture sédimentaire. Les lames cristallines sont alors les témoins d'un socle, aujourd'hui disparu, plus interne que le Mont-Blanc. Pour d'autres, plus "autochtonistes", l'unité la plus externe est parautochtone par rapport au massif de Belledonne, l'unité qui enveloppe la terminaison du massif du Mont-Blanc représente la couverture autochtone de celui-ci, et seule l'unité la plus interne de cet assemblage est véritablement allochtone.

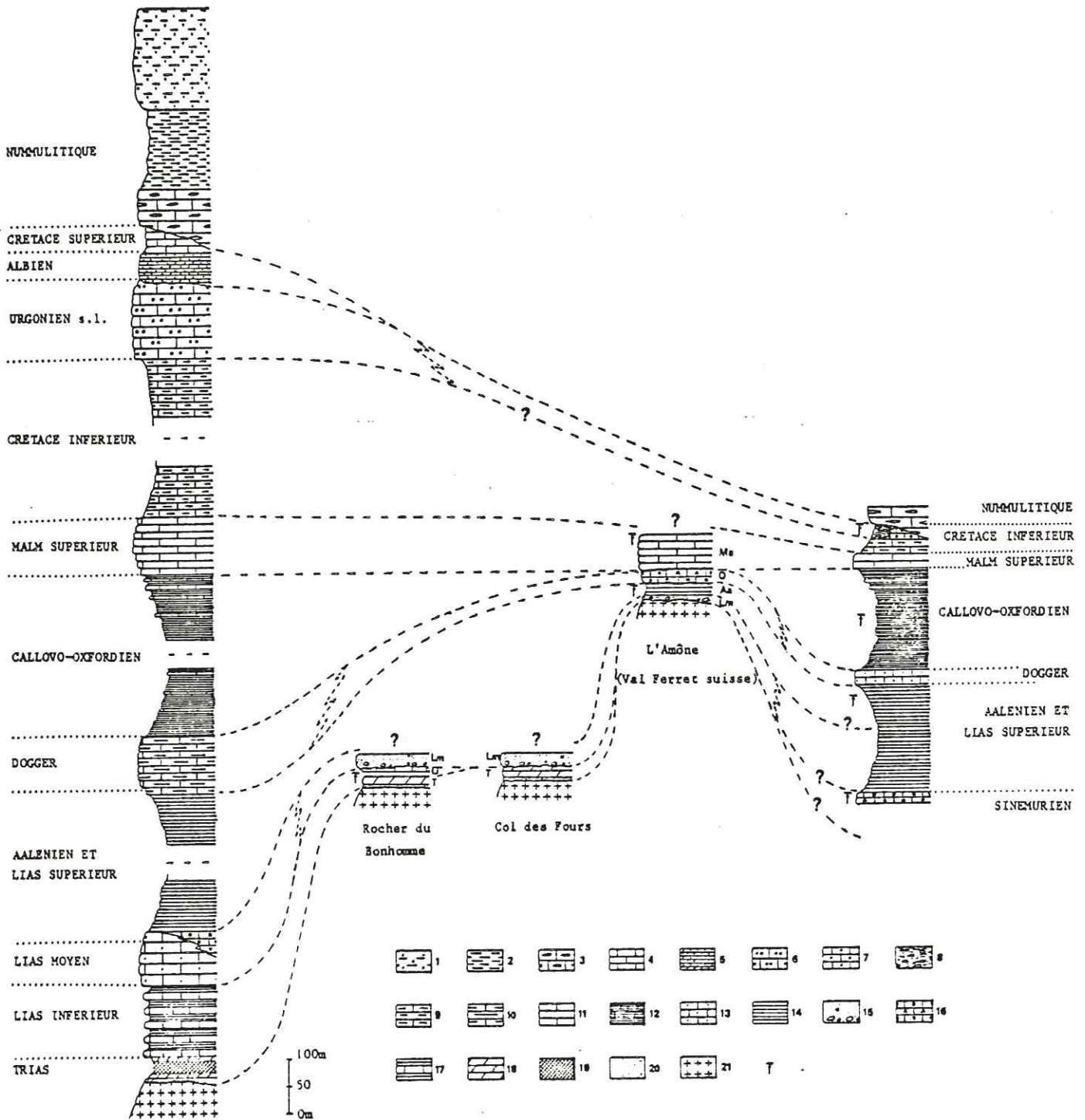
c- Les relations entre les massifs de Belledonne et du Mont-Blanc.

Les massifs de Belledonne et du Mont-Blanc font classiquement partie des massifs cristallins externes, apparus par "surrection tardive", dont l'alignement partage la zone dauphinoise en deux bandes : la zone dauphinoise externe, ou occidentale, qui correspond aux chaînes subalpines, et la zone dauphinoise interne, ou orientale, beaucoup plus étroite et moins bien connue.

Il a été également suggéré de longue date que le synclinal médian de Belledonne, divisant celui-ci en deux rameaux, constitue le prolongement du synclinal de Chamonix, situé entre le massif des Aiguilles Rouges, à l'Ouest, et le massif du Mont-Blanc, à l'Est. Or les séries sédimentaires de l'un comme de l'autre sont très difficiles à étudier à cause des grandes perturbations tectoniques qu'elles ont subies. On sait déjà que le terme de "synclinal" est inadéquat, dans un cas comme dans l'autre. Pour ce qui est de la continuité de ces deux zones, elle n'apparaît clairement que dans la géographie. Nous allons essayer de voir si elle se justifie du point de vue géologique.

Deuxième PARTIE

STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE



Légende : 1: grès ; 2: marnes ; 3: calcaires à Nummulites ; 4: calcaires ; 5: grès noirs glauconieux ; 6: calcaires récifaux ; 7: calcaires biodétritiques ; 8: microconglomérats ; 9 et 10: marno-calcaires ; 11: calcaires sublithographiques ; 12: schistes calcaires ; 13: calcaires gréseux ; 14: schistes silico-alumineux ; 15: grès conglomératiques ; 16: calcaires à Entroques ; 17: alternance calcaires-schistes ; 18: dolomies ; 19: cargneules ; 20: formation détrititque ; 21: cristallin ; F: gîtes fossilifères ; Ma: Malm supérieur ; D: Dogger ; Aa: Aalénien ; Lm: Lias moyen ; Li: Lias inférieur ; T: Trias.

Fig. 3 : Colonnes stratigraphiques comparées de l'unité du Mont-Joly (Aravis), de l'unité du Mont-Blanc et de la nappe de Roselette.

I. LES PRINCIPALES DONNEES STRATIGRAPHIQUES DE CHACUNE DES GRANDES UNITES.

A. L'UNITE MONT-JOLY - AIGUILLE CROCHE.

1°/- Le substratum et sa couverture tégumentaire :

Le substratum des séries de l'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche est représenté par la partie septentrionale du massif de Belledonne. Celui-ci est composé de deux "rameaux" séparés par le "synclinal médian". Le rameau externe, constitué de micaschistes, possède une structure relativement simple. Le rameau interne, plus complexe, correspond à un empilement d'écailles à matériel cristallin et carbonifère. Dans le secteur étudié, on ne trouve pas le Houiller en contact stratigraphique sur le cristallin; il n'est présent qu'en écailles dans le rameau interne.

Le tégument adhérent au socle cristallin ou carbonifère débute par une formation détritique permo-triasique (grès plus ou moins grossiers). Ces grès d'épaisseur variable sont surmontés par des dolomies blondes généralement cargneulisées à leur sommet. Il arrive même souvent que le tégument dolomitique ait complètement disparu du fait de la tectonique. Dans ce cas ce sont des cargneules qui surmontent directement, en contact tectonique, les grès permo-triasiques. Le tégument de l'écaille la plus orientale du rameau interne (écaille de la Grande Pierrière) se distingue par la présence de calcaires spathiques noirs intercalés dans les dolomies. Notons que ce faciès de calcaires spathiques noirs se retrouve dans la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc.

2°/- La couverture (cf. colonnes synthétiques, fig. 3).

a- Le Trias.

Il est représenté par des dolomies visibles en de rares affleurements. Ces dolomies souvent cargneulisées sont parfois surmontées par des quartzites et des calcaires gréseux à Lamellibranches attribués au Rhétien.

b- Le Lias.

. Le Lias inférieur est représenté par des alternances monotones de calcaires et de schistes. Nous y avons trouvé des Ammonites de l'Hettan-gien et du Sinémurien. Des apports détritiques marquent le passage aux termes supérieurs.

. Le Lias moyen présente des faciès très variables : calcaires gréseux ("sableux"), calcaires échinodermiques, alternances de calcaires mar-neux et de schistes. Ce dernier faciès, peu important dans la partie nord du massif Mont-Joly - Aiguille Croche, prend le relai des formations détritiques lorsqu'on se dirige vers le Sud-Ouest. Il est alors difficile de distinguer le Lias moyen du Lias inférieur.

. Le Lias supérieur et l'Aalénien sont représentés respectivement par des "schistes carton" et des schistes silico-alumineux à nodules. Ces derniers ont été datés dans le secteur d'étude par E. Paréjas qui a trouvé des fossiles de l'Aalénien au Mont d'Arbois.

Notons pour terminer qu'il faut rester très prudent quant aux attributions d'âges. En effet, seuls le Lias inférieur et l'Aalénien ont été datés grâce à la découverte de fossiles sur le terrain étudié. Les autres termes de cette série ont été identifiés par comparaison avec des faciès datés en dehors du cadre de l'étude (E. Paréjas, 1925 et J. Rosset, 1954).

Cet ensemble triasico-liasique correspond à la base des séries dauphinoises dont les termes supérieurs sont représentés dans la chaîne des Aravis, en rive droite de l'Arly (J. Rosset, 1954 ; S. Rivano, 1978). La série s'y poursuit de la manière suivante :

Dogger : calcaires marneux ; Callovo-oxfordien : schistes calcaires ; Malm supérieur : calcaires fins ; Crétacé inférieur : calcaires marneux ; Urgonien : calcaires de plateforme à débris. Après une lacune viennent les grès noirs attribués à l'Albien, puis des calcaires sublithographiques (Crétacé supérieur). Enfin, après un épisode d'émersion et d'érosion, la série se termine par la classique "trilogie priabonienne" : calcaires - marnes - grès (cf. colonnes synthétiques, fig. 3).

B. L'UNITE DU MONT-BLANC.

Cette unité est représentée par la terminaison méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc et sa couverture autochtone (ne dépassant pas les 50 mètres d'épaisseur). Elle débute au Permo-Trias par une formation détritique plus ou moins grossière, d'épaisseur très variable (2 à 5 m), déposée sur un socle à topographie irrégulière. Elle se poursuit par des dolomies pouvant contenir des brèches intraformationnelles. Le terme suivant correspond à la formation noire. Il s'agit de calcaires spathiques noirs manifestement liés aux dolomies et attribués pour cette raison au Trias. On trouve ensuite, mais en éboulis seulement, des échantillons de brèche phosphatée à dents de *Poissons* du Rhétien. Les quartzites compacts, d'aspect noduleux, surmontant le niveau précédent doivent correspondre également à cet étage. Enfin un affleurement très localisé permet d'observer quelques mètres de calcschistes noirs fossilifères. Nous y avons trouvé de nombreux *Lamellibranches* mais surtout quelques *Ammonites* du Lias inférieur (Hettangien et Sinémurien).

Cette série est prise en biseau par les Grès Singuliers qui transgressent jusque sur les dolomies, ne laissant apparaître les calcschistes du Lias inférieur qu'au-dessus du Col du Bonhomme. Ce sont des grès à passées conglomératiques; l'étude des galets qu'ils renferment montre qu'il s'agit d'épandages continentaux en milieu deltaïque, ce qui explique à la fois la faible extension de cette formation et la rareté des fossiles. En effet, ces grès ne sont datés qu'indirectement : la série sous-jacente montant jusqu'au Sinémurien, ils ont au moins cet âge.

Pour pouvoir dater plus précisément ces grès, nous avons comparé nos coupes de la région du Col du Bonhomme à celles levées plus au Nord, en Suisse, sur le versant Est du Mont-Blanc. Il se trouve en effet que la coupe de l'Amône (K. Grasmück, 1961) débute par un niveau de quelques mètres de grès conglomératiques à galets de cristallin transgressifs directement sur le socle et surmontés par des couches fossilifères datées de l'Aalénien. Ce "poudingue de l'Amône" semble bien être l'équivalent latéral des Grès Singuliers qui, dans ce cas, auraient bien un âge Lias moyen à supérieur.

Cette coupe (cf. fig. 3) permet également de suivre la série de la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc qui, sur notre terrain, s'arrête aux Grès Singuliers. A l'Amône le conglomérat basal est surmonté par quelques mètres de calcaires fossilifères aaléniens suivis de schistes peu épais. Viennent ensuite des calcaires à Entroques du Bajocien. Le Callovo-Oxfordien est absent (lacune stratigraphique). Le Malm se présente sous forme de calcaires fins se délitant en plaquettes. La présence de Crétacé est très incertaine : le Malm supporte quelques mètres de calcaires marneux, mais ceux-ci contiennent des écailles cristallines, marqueurs probables d'un contact tectonique. Nous ne connaissons donc pas, au-dessus du Malm, la suite de la série, tronquée tectoniquement.

C. LA NAPPE DE ROSELETTE.

L'étude de nombreuses coupes levées dans les différentes unités de la nappe de Roselette a permis d'établir une colonne stratigraphique synthétique (cf. fig. 3) comprenant des terrains qui vont du Sinémurien au Nummulitique. Les calcaires à Entroques du Sinémurien ont été datés par H. Schoeller (1930) qui y a trouvé une Ammonite (*Arietites*). Ils sont surmontés par des schistes silico-alumineux à nodules attribués à l'Aalénien. D'ailleurs P. Landry (1976) a trouvé une Ammonite (*Graphoceras limitatum* Buck.) confirmant cet âge dans des schistes analogues mais en dehors du secteur étudié ici. Viennent ensuite des calcaires gréseux du Dogger (rappelant les "arenarie zonate" des auteurs italiens). Les schistes noirs du Callovo-Oxfordien sont très similaires à ceux de l'Aalénien. Cependant ils ne contiennent en général pas de nodules et peuvent par contre comprendre de minces intercalations calcaires. P. Landry (1976) a daté cette formation de schistes par des Ammonites trouvées sous le Rocher du Vent (*Peltoceras (Parawedekindia) sp.* (Schind) et sous les Roches Merles (*Passendorfenia bismendorfensis* (Loesch)). Ces schistes passent en continuité à des calcaires sublithographiques plaquetés, complètement recristallisés. Ils ne contiennent pas de fossiles, mais leur faciès typique les fait classiquement attribuer au Malm. Ils sont surmontés de calcaires marneux puis de calcaires biodétritiques très peu épais (pouvant passer latéralement à des conglomérats) qui ont fourni un fragment d'*Orbitolinidè* mettant en évidence la présence de Crétacé inférieur dans la nappe de Roselette. La série se termine, après une lacune correspondant à un épisode d'érosion et d'érosion, par des calcaires priaboniens à petites *Nummulites* (trouvées pour la première fois par G. Mennessier en 1965).

P. Landry a récolté dans ces calcaires les fossiles suivants : *Nummulites striatus*, *Nummulites incrassatus*, *Nummulites cf. garnieri*, *Nummulites cf. chavannesi* ou *bouillei* (?), *Nummulites fabiani* (?).

Il est difficile, du fait des plissements et écaillages ayant affecté la nappe de Roselette, d'évaluer l'épaisseur totale des sédiments déposés durant cette période. Seule une estimation peut être proposée : nous pensons que l'ensemble des terrains de la nappe de Roselette ne dépasse pas 500 mètres d'épaisseur.

D. PROBLEMES LIES A LA STRATIGRAPHIE.

Il est bon de souligner, à la fin de cette vue d'ensemble des for-

mations ici présentes, les difficultés rencontrées dans l'étude stratigraphique de ce secteur des Alpes. L'intense déformation des terrains et la quasi-absence des fossiles posent des problèmes majeurs de datation et de positionnement des formations distinguées. Les ressemblances entre les divers faciès schisteux sont aussi source de difficultés.

Pour pouvoir donner un âge aux terrains rencontrés, nous avons souvent dû nous servir de comparaisons avec des terrains datés en dehors du secteur d'étude (Aravis, synclinal de Chamonix, Val Ferret suisse). Cette datation "indirecte" entraîne un risque d'erreur non négligeable.

II. RECONSTITUTION DES DOMAINES PALEO GEOGRAPHIQUES.

Les colonnes synthétiques récapitulent l'ensemble des données stratigraphiques concernant les trois domaines définis précédemment. Il convient maintenant de rappeler brièvement quelles étaient, du Trias au Nummulitique, les caractéristiques paléogéographiques de chacun de ces ensembles et de montrer ainsi que cette division en trois domaines se justifie bien du point de vue de la paléogéographie.

A. TRIAS.

Le domaine dauphinois (dont fait partie l'unité Mont-Joly - Aiguille Croche) est le siège, tout comme le massif du Mont-Blanc, d'une sédimentation continentale de type désertique avec formation de dépôts gréseux correspondant à la pénéplation des chaînes antérieures. Un milieu lagunaire fait suite à cet épisode continental. Il est représenté par des dolomies présentant parfois, sur le massif du Mont-Blanc, des brèches intraformationnelles indiquant un milieu instable. Le rameau interne du massif de Belledonne et le massif du Mont-Blanc connaissent ensuite un épisode marin très peu profond et sujet à des émergences : il correspond au dépôt de calcaires spathiques noirs.

Le Trias n'est pas représenté à l'intérieur de la nappe de Roselette.

Notons enfin que, si des cargneules et des gypses sont présents dans les unités dauphinoises et à la base de la nappe de Roselette, ils ne figurent pas dans la couverture du Mont-Blanc.

B. JURASSIQUE.

La zone dauphinoise connaît au cours du Jurassique une sédimentation calcaro-argileuse compréhensive donnant lieu à des dépôts très épais (1000m au moins). Cette forte puissance ne peut s'expliquer que par un phénomène de subsidence. Nous n'avons pas de critères bathymétriques permettant de connaître la profondeur du milieu de sédimentation.

La couverture du massif du Mont-Blanc est par contre le siège d'une sédimentation de type réduit. Le Lias inférieur n'est représenté que par quel-

ques mètres de calcschistes, préservés par endroits sous les Grès Singuliers. Ces derniers ont, comme nous l'avons vu ci-dessus, un âge Lias moyen probable. Ils correspondent à des épandages deltaïques. Ainsi, le massif du Mont-Blanc s'est trouvé émergé au Jurassique inférieur probablement du fait d'une tectonique liasique en horsts et grabens dans la zone dauphinoise (cf. fig. 4). Le Lias inférieur et moyen représente dans les massifs cristallins externes autres que Belledonne, une période d'activité tectonique ayant des retentissements sur la sédimentation. R. Barbier (1944) a signalé une lacune du Lias inférieur dans le massif du Grand Châtelard (près de Saint-Jean-de-Maurienne) et sur le dôme de la Mure. J.C. Barféty et al. (1979) ont montré, d'autre part, l'existence d'une activité tectonique pouvant se poursuivre jusqu'au Toarcien dans le massif du Taillefer.

La série (qui s'arrête aux Grès Singuliers sur le terrain d'étude mais se poursuit plus au Nord) garde des caractères réduits (Aalénien très peu épais, absence du Callovo-Oxfordien) jusqu'au Malm supérieur. Cependant ces caractères de série réduite ne sont pas nécessairement des témoins d'émersion. Le Malm supérieur voit le dépôt de calcaires sublithographiques identiques à ceux des unités dauphinoises (quoique moins épais). Dans la nappe de Roselette, les premiers termes connus sont sinémuriens. La série se poursuit par des dépôts très similaires à ceux des unités dauphinoises, mais nettement moins épais et en général de caractère plus profond (sédimentation pélagique).

En conclusion, le fait paléogéographique marquant de cette période est *l'individualisation du haut-fond du Mont-Blanc au Lias moyen*. Ce haut-fond s'efface dès le Jurassique moyen ; enfin l'ensemble de la région connaît au Jurassique supérieur des dépôts partout identiques (calcaires fins du Malm).

C. CRETACE.

Etant donné que, sur le terrain d'étude même, seuls les termes inférieurs au Malm sont représentés, nous décrirons ici le Crétacé des Aravis, dont la série prolonge celle de notre secteur.

Le Crétacé débute par une épaisse formation marno-calcaire qui fait place ensuite à l'Urgonien, faciès de plateforme. Ce dernier marque la fin de l'évolution de la fosse dauphinoise à proprement parler. Après une lacune de sédimentation (probablement période d'émersion) débute un nouveau cycle marin crétacé (Albien à Crétacé supérieur). La région émerge enfin à la limite Crétacé-Tertiaire jusqu'au retour de la mer nummulitique.

On ne connaît pas de Crétacé dans la couverture autochtone du Mont-Blanc ; la série est en effet tronquée tectoniquement au sommet du Malm.

Dans le domaine ultra Mont-Blanc, correspondant au bassin d'origine de la nappe de Roselette, le Crétacé est peu représenté. Il se distingue du Crétacé dauphinois par la présence de calcaires biodétritiques datés du Crétacé inférieur (présence d'un fragment d'*Orbitolinidé*, détermination E. Fourcade). Ce faciès n'existe pas dans le bassin dauphinois. Représenterait-il l'équivalent lointain de l'Urgonien "récifal" connu dans le massif des Bornes ?

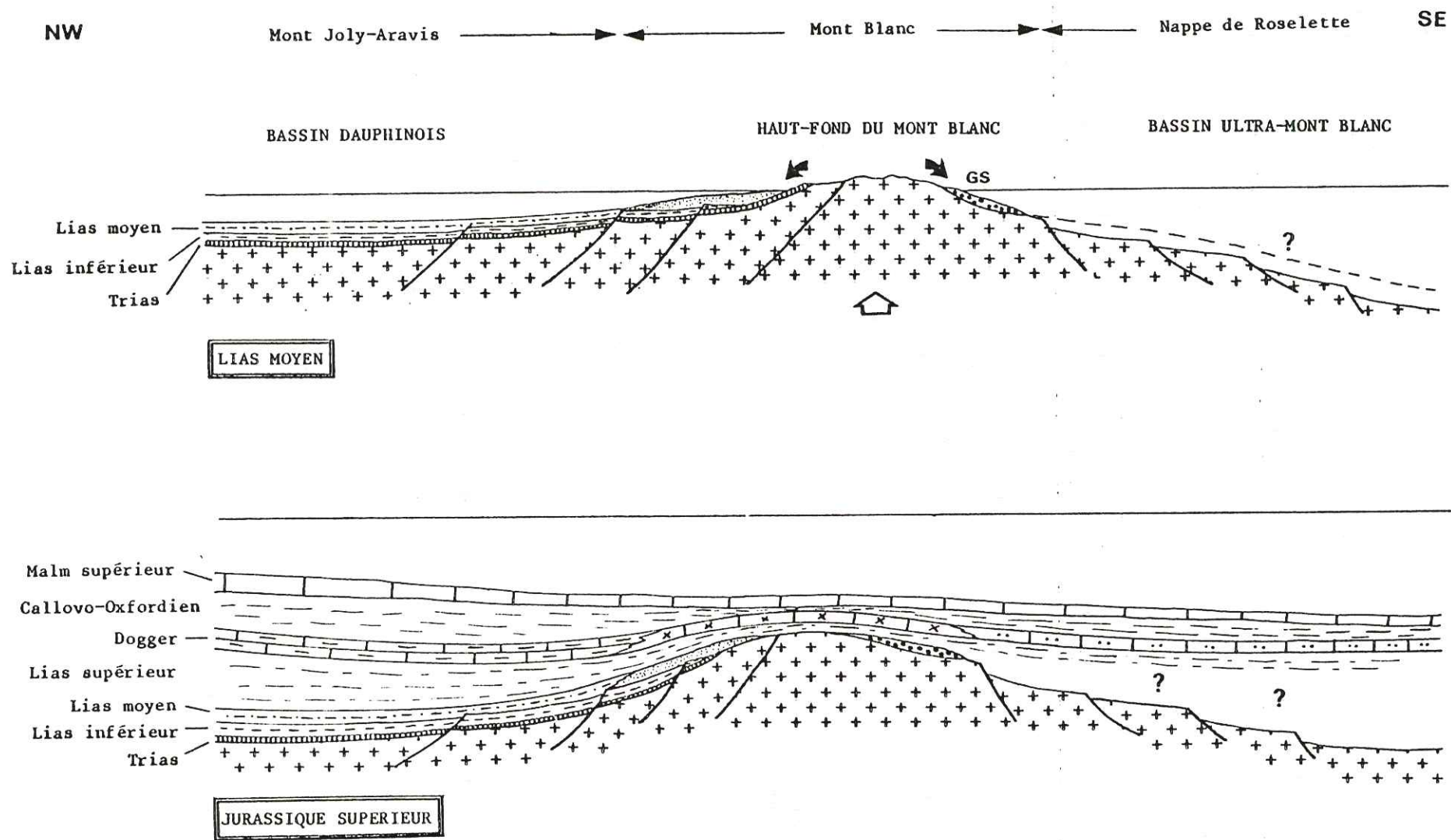


Fig. 4 : Reconstitution paléogéographique au Lias moyen et au Jurassique supérieur.

D. NUMMULITIQUE.

Nous ne parlerons ici que du bassin dauphinois et du domaine d'origine de la nappe de Roselette, le Nummulitique n'étant pas connu dans la couverture du massif du Mont-Blanc.

Dans le bassin dauphinois, l'érosion correspondant à l'émersion de la région à la fin du Crétacé n'atteint généralement que le Crétacé supérieur, parfois l'Urgonien, rarement l'Hauterivien. Par contre dans le bassin ultra Mont-Blanc, domaine d'origine de la nappe de Roselette, elle atteint en tout cas le Crétacé inférieur et peut être même le Malm supérieur. Le Crétacé supérieur est inconnu dans la nappe de Roselette.

Ce Nummulitique correspond, dans le premier cas (unités dauphinoises) au dépôt de la classique trilogie "priabonienne" (abstraction faite d'un Lutétien épisodique) : calcaires, marnes, grès. Dans le bassin ultra Mont-Blanc, seuls des calcaires à petites Nummulites sont connus : ils pourraient correspondre au premier terme de la trilogie "priabonienne" dont la suite ne serait pas représentée dans la nappe de Roselette.

E. CONCLUSION.

La reconstitution paléogéographique met en évidence l'existence de trois domaines bien individualisés au Jurassique inférieur. Ce sont d'Ouest en Est :

- le bassin dauphinois s.s. ;
- le haut-fond du Mont-Blanc ;
- le bassin ultra Mont-Blanc.

Après le Jurassique inférieur, le Mont-Blanc ne semble plus jouer ce rôle de haut-fond. Au Malm en particulier les dépôts s'uniformisent dans les trois domaines. A partir de cette époque, les trois domaines ne constituent plus qu'un seul et même bassin dauphinois s.l. correspondant aux trois domaines précédents.

III. COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES.

A. LES UNITES DAUPHINOISES A L'AVANT DU MONT-BLANC.

L'étude du massif Mont-Joly - Aiguille Croche montre que celui-ci est rattaché à la chaîne des Aravis, donc aux massifs subalpins. Nous ne discuterons pas ici la liaison Aravis-Morcles car ce problème déborderait le cadre de notre étude.

B. LA COUVERTURE DU MONT-BLANC.

L'unité du Mont-Blanc pose problème sur notre terrain du fait que nous ne connaissons pas sa couverture au-delà des Grès Singuliers, donc du Lias moyen (probable).

Aussi avons-nous comparé la série du Rocher du Bonhomme et du Col des Fours à d'autres coupes de la couverture autochtone orientale du massif du Mont-Blanc. Tout son flanc oriental, en France (arête Grande Ecaille-Pointe de la Tépia, Val des Glaciers, arête sud-est de la Tête de Bellaval), en Italie (Mont Fréty) et en Suisse (l'Amône, Saleina) présente des lambeaux discontinus de couverture autochtone collée au cristallin, atteignant un âge très variable selon les points (cf. P. Antoine, J.L. Pairis et B. Pairis, 1975).

C'est en Suisse que la série est la plus complète. Elle a été étudiée par K. Grasmück (coupe de l'Amône, coupe de Saleina, coupe de Catogne). Là, elle atteint le Malm mais présente une lacune stratigraphique du Callovo-Oxfordien. Les épaisseurs des terrains varient d'une coupe à l'autre. La présence de Crétacé inférieur est incertaine. On observe bien, au-dessus du Malm, quelques mètres de schistes marneux, mais ceux-ci contiennent les "lames cristallines" du Val Ferret qui marquent la base d'une nouvelle unité tectonique. L'attribution de ces schistes au Crétacé n'est pas du tout prouvée. La série est donc tronquée tectoniquement au-dessus du Malm et nous ne connaissons nulle part de termes plus récents.

C. LE BASSIN ULTRA MONT-BLANC.

La reconstitution paléogéographique ci-dessus met en évidence l'existence d'un bassin ultra Mont-Blanc, domaine d'origine de la nappe de Roselette, ayant des caractères distincts de ceux des unités dauphinoises (cf colonnes synthétiques, fig. 3). A quel domaine paléogéographique peut-on donc le rattacher ?

1°/- Comparaison avec la zone ultradauphinoise :

La zone ultradauphinoise a été définie par M. Gignoux et L. Moret (1938). Cette définition fait simplement de l'ultradauphinois la partie la plus orientale (interne) de la zone dauphinoise.

Du fait sans doute d'importantes érosions ante-nummulitiques, on n'y connaît pas de mésozoïque montant au-dessus du Malm. La série jurassique y a généralement un caractère encore proche du dauphinois; quant au Nummulitique, il présente généralement l'aspect d'un flysch avec conglomérats et/ou olistolithes. Il transgresse sur des niveaux très bas (cristallin à Malm).

Notre zone pourrait correspondre à cet ultradauphinois à la réserve près que le Nummulitique n'est représenté que par des calcaires (de toutes manières, la comparaison ne peut pas se faire sur le Nummulitique car celui-ci correspond à un nouveau cycle sédimentaire, donc à une autre paléogéographie).

2°/- Comparaison avec l'ultrahelvétique :

Notons tout d'abord qu'il n'y a jamais de coupes continues dans l'ultrahelvétique. Il présente synthétiquement des caractères assez proches de l'ultradauphinois. La principale différence est la persistance, au moins dans certaines digitations, d'un Crétacé inférieur qui montre une prolongation des faciès pélagiques schisteux ou marno-calcaires après le Jurassique supérieur - Berriasien. Le faciès Urgonien y est absent et remplacé par des marnes souvent détritiques, avec parfois des Orbitolines. Notre bassin ultra-Mont-Blanc pourrait également correspondre à ce bassin ultrahelvétique avec la même réserve qu'à propos de l'ultradauphinois. Rappelons en effet que nous avons trouvé une Orbitoline dans la nappe de Roselette dans des terrains ne présentant pas le faciès urgonien. Ce Crétacé inférieur du bassin ultra Mont-Blanc présente par endroits des brèches de pente qui semblent indiquer l'existence d'apports provenant d'une plateforme carbonatée voisine. S'il s'agit bien de Barrémien, son faciès dans la nappe de Roselette est différent de celui qu'il présente dans les unités dauphinoises.

En conclusion on peut donc dire que la série du bassin ultra Mont-Blanc, domaine d'origine de la nappe de Roselette, est *de type ultrahelvétique* en ce qui concerne les terrains ante-nummulitiques (le Nummulitique correspond de toutes manières à une nouvelle paléogéographie). Il faut donc signaler enfin qu'on pourrait également rapprocher la série de la nappe de Roselette de celle de la nappe inférieure de Sulens où ont aussi été trouvées des Orbitolines (J. Charollais, J. Rosset et R. Busnardo, 1970) dans des faciès non urgoniens. Cette série de Sulens est généralement rapportée, elle aussi, à l'ultrahelvétique. Le flysch y transgresse avec une base de conglomérats et de calcaires sur des terrains allant du Crétacé supérieur au Malm.

Troisième PARTIE

TECTONIQUE ET METAMORPHISME

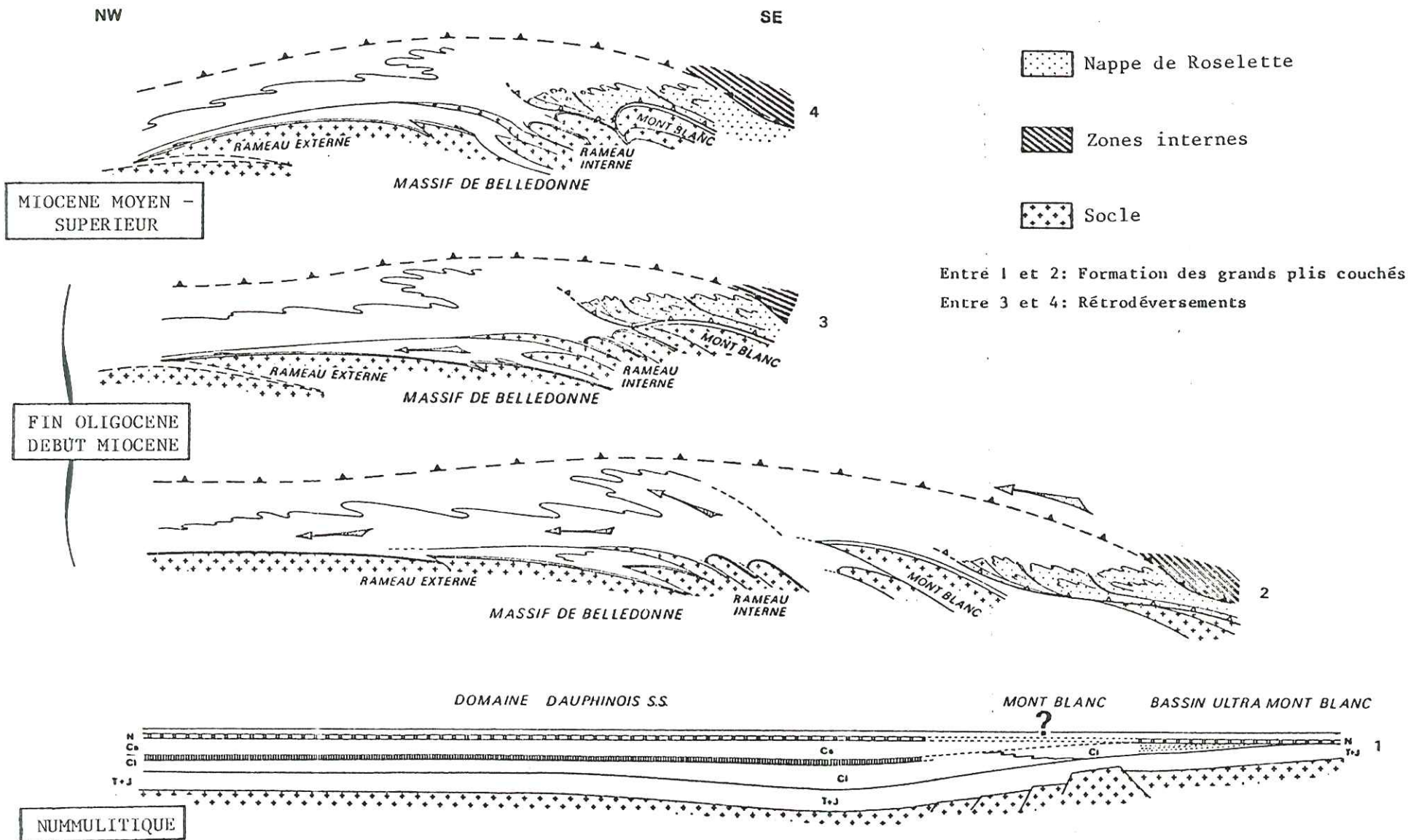


Fig. 5 : Principales étapes de l'évolution tectonique.

I. LES DONNEES STRUCTURALES (cf. fig. 5).

A. LES UNITES DAUPHINOISES.

1°/- Structures fini-hercyniennes du socle de Belledonne :

L'écaille cristalline du Rocher des Enclaves et l'écaille carbonifère de la Grande Pierrière, appartenant l'une et l'autre au rameau interne du massif de Belledonne, présentent un réseau de fractures n'affectant pas le tégument permo-triasique. Il s'agit donc de fractures fini-hercyniennes que l'on peut grouper selon leur orientation en trois familles : N10, N50 et N140 (cf. carte géologique).

2°/- Structures alpines de la terminaison nord de Belledonne :

Le massif de Belledonne, divisé en deux rameaux, affleure dans la partie sud-ouest de la région étudiée. Il s'ennoie sous la couverture sédimentaire au Sud-Ouest du Col du Joly.

a- Le rameau externe :

Il forme un ensemble cristallophyllien homogène. Sa structure est apparemment simple : c'est un vaste dôme accidenté par quelques failles inverses telles que la faille du Col des Saisies (cf. carte géologique). Ce calme n'est peut-être qu'une apparence. En effet, G. Ménard (1979), à l'aide d'une étude géophysique, suggère un chevauchement en profondeur de grande ampleur du rameau externe en direction du Nord-Ouest.

b- Le rameau interne :

Sa structure visible l'oppose fondamentalement au rameau externe. C'est un empilement d'écaillés de socle d'importance variable, entre lesquelles des lambeaux de couverture mésozoïque sont parfois restés pincés. Au niveau de la terminaison nord du rameau interne, ces écaillés sont, de bas en haut (cf. pl. A) :

- l'écaille de la forêt du Revers, dans laquelle est représentée la "série verte" (C. Bordet, 1961) ;
- les petites écaillés carbonifères du lac de la Girotte ;
- l'écaille cristalline du Sallestet ;
- la grande écaille du Rocher des Enclaves, constituée de leptynites ;
- les "échardes" carbonifères du col de la Gitte et des Cotes d'Ani ;
- l'écaille la plus interne, à matériel carbonifère de la Grande Pierrière.

Les accidents tangentiels qui limitent ces écaillés sont plus ou moins pentés vers le Sud-Est et généralement redressés à leur front (écaillés du Sallestet et de la Grande Pierrière). L'écaille inférieure (l'écaille de la forêt du Revers) de cet ensemble chevauche, en rive gauche du Dorinet, la

couverture mésozoïque actuelle du rameau externe. C'est ce chevauchement que l'on appelle classiquement "l'accident médian". Du point de vue structural, cet "accident médian" n'a pas une signification différente de celle des accidents tangentiels déterminant les écailles plus orientales du rameau interne.

Un rétrodéversement tardif des structures a localement affecté le rameau interne : au-dessus de la rive nord du lac de la Gittaz, le flanc sud-est de l'écaille du Rocher des Enclaves présente un pendage de 65° vers le Nord-Ouest (cf. carte géologique).

Les rameaux externe et interne du massif de Belledonne sont munis d'un tégument permo-triasique (grès) et triasique (dolomies).

3°/- Les structures du massif Mont-Joly - Aiguille Croche :

La couverture sédimentaire dauphinoise est très peu représentée sur le rameau interne du massif de Belledonne. Sur le rameau externe, elle forme le massif Mont-Joly - Aiguille Croche.

a- Le contact lié au charriage de la couverture mésozoïque.

Les sédiments jurassiques reposent en contact tectonique sur le rameau externe muni de son tégument triasique. Il ne s'agit pas là d'un simple décollement de couverture, comme l'a remarqué E. Paréjas (1925). En effet, le contact est jalonné non seulement par des cargneules, mais aussi par des éléments de socle (cf. pl. A) : granite de la Chaudanne, en rive droite de la vallée du Dorinet, granite de la Motte en rive droite de la vallée de l'Arly et lame carbonifère en rive gauche de la vallée du Bon Nant.

Il est vraisemblable que ces éléments de socle soient issus du rameau interne, le rameau externe ne comprenant pas, à l'affleurement, de granites. Aussi, le substratum originel des terrains de l'ensemble Mont-Joly Aiguille Croche serait en majeure partie le rameau interne du massif de Belledonne.

b- Le contact lié à la diverticulation.

Au-dessus de ce contact tectonique lié à un charriage vers le Nord-Ouest, la couverture est diverticulée. Elle présente, de ce fait, deux nappes : la nappe inférieure Mont-Joly - Aiguille Croche et la nappe supérieure Mont-Joly - Aiguille Croche. La nappe inférieure est bien développée au Sud-Ouest du massif et s'amenuise progressivement lorsqu'on se déplace vers le Nord-Est, jusqu'à ne plus former qu'un mince coussinet au Nord de la ligne Megève - Col du Joly. A l'inverse, la nappe supérieure prend de l'importance vers le Nord-Est : l'Aiguille Croche et le Mont Joly lui appartiennent. Au Sud-Ouest du Col du Joly, une lame carbonifère issue du rameau interne souligne la base cisailée de la nappe supérieure.

c- Les plis couchés.

Les structures les plus caractéristiques du massif Mont-Joly -

Aiguille Croche sont les grands plis couchés, d'orientation N-NE - S-SW, mis en valeur dans le paysage par la barre de calcaires échinodermiques du Lias moyen, lorsque elle existe. Ces plis ont déjà été décrits par E. Ritter (1897), E. Paréjas (1925) et B. Pijolat (1978).

Dans la nappe inférieure, ces plis sont tronqués à la base et au sommet par les accidents cisailants liés au charriage et à la diverticulation de la couverture dauphinoise. Les charnières de ces plis sont visibles en haut de la vallée du ruisseau des Varins, sous le sommet du Sangle, et au-dessus de Megève (Rocher d'escalade) (cf. carte géologique). Du fait de ces plis, les terrains anciens (Trias et Lias inférieur) forment la partie orientale du massif Mont-Joly - Aiguille Croche tandis que les terrains plus récents (Aalénien) en forment la partie occidentale.

Dans la nappe supérieure, comme dans la nappe inférieure, les terrains plus anciens se trouvent également à l'arrière du massif. Ils constituent le coeur d'un grand anticlinal couché compliqué par quelques digitations et dont seul le flanc inverse a été épargné par l'érosion. Ce flanc d'anticlinal digité forme le Mont-Joly lui-même ainsi que le sommet de l'Aiguille Croche. Ce dispositif se complète vers le bas par l'amorce d'un synclinal couché à coeur de Lias supérieur et d'Aalénien, tronqué par le contact de base de la nappe supérieure. Géographiquement, ce synclinal se situe au niveau du Mont d'Arbois.

d- Structures mineures.

D'autres structures, mineures celles-ci, ont été observées.

Il s'agit d'une part, de quelques plis d'ouverture et d'orientation variables (N 120°, N 160°), d'ampleur décamétrique, observés dans la nappe inférieure. Ces plis sont repris par les grands plis couchés et recoupés par la schistosité de flux, ce qui nous amène à les considérer comme précoces.

D'autre part, quelques petites failles normales affectent les flancs des plis couchés ; elles ne sont bien exprimées que dans les calcaires échinodermiques compétents du Lias moyen, au Sud-Est de la vallée de l'Arly (cascade de la Stassaz, falaise du Sangle). Ces failles, liées à une tectonique distensive, sont vraisemblablement tardives.

e- Les microstructures.

Enfin, bien que nous n'en ayons pas fait l'étude systématique, récemment menée à bien par B. Pijolat (1978), citons les microstructures suivantes :

- une schistosité de flux légèrement pentée vers le Sud-Est, très bien exprimée dans l'ensemble de la couverture sédimentaire. Cette schistosité est liée aux grands plis couchés et a du jouer lors du charriage et de la diverticulation de la couverture sédimentaire ;

- une schistosité de crénulation, moins bien exprimée, et qui recoupe la schistosité précédente. L'orientation (N 30°) et le pendage (40° vers l'Est) de cette seconde schistosité sont constants. Aucune des mégastuctures décrites précédemment ne semble être liée à cette schistosité, qui est donc tardive.

4°/- Brève récapitulation des déformations affectant les unités dauphinoises à l'Ouest du Mont-Blanc :

Le massif Mont-Joly - Aiguille Croche représente pour le moins la couverture originelle du rameau interne du massif de Belledonne, la couverture glissée du rameau externe se trouvant actuellement plus à l'Ouest, dans le massif des Bornes. Il y a donc eu substitution de couverture sur le rameau externe.

Les évènements qui ont affecté les unités dauphinoises au cours de l'orogénèse alpine sont, replacés dans l'ordre chronologique, les suivants :

- formation de plis précoces (N 120° à N 160°) dans la couverture ;
- écaillage du socle auquel correspond dans la couverture sédimentaire la formation de grands plis couchés d'axe N-NE - S-SW, suivie de la diverticulation et du charriage de cette couverture vers le Nord-Ouest ;
- rétrodéversement local du rameau interne et bombement du rameau externe ;
- fracturation normale, peu importante, affectant la couverture sédimentaire.

B. LA NAPPE DE ROSELETTE.

1°/- Définition de la nappe :

L'idée de nappe d'origine ultra Mont-Blanc en ce qui concerne les unités situées entre les massifs de Belledonne et du Mont-Blanc d'une part (unités de Roselend, de Roselette et en partie du Rocher du Vent) et entre le massif du Mont-Blanc et la zone des Brèches de Tarentaise d'autre part (unité du Rocher du Vent en partie et unité de la Crête des Gittes), n'est pas nouvelle : elle est suggérée par C. Bordet en 1961 et a été adoptée par les auteurs de la carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème en 1976.

Plusieurs arguments justifient cette interprétation. Ce sont :

- la position structurale des unités par rapport à la terminaison sud du massif du Mont-Blanc, qu'elles enveloppent ;
- l'épais coussin de gypse et de cargneules qui figure au front de l'ensemble de ces unités (cf. carte géologique) ;
- le saut de déformation existant au Col des Fours entre les Grès Singuliers de la couverture autochtone du Mont-Blanc, épousant simplement la voussure de la terminaison de ce massif et les schistes sus-jacents, extrêmement microplissés, appartenant à la nappe de Roselette ;
- le rabotage sommital de la couverture du Mont-Blanc, affectant les Grès Singuliers sur toute leur épaisseur au Nord-Est du secteur étudié ;
- l'intense tectonisation de l'unité basale, l'unité de Roselend, qui semble constituer en fait une véritable semelle de nappe.

On est donc bien en présence d'une nappe de charriage dont le domaine d'origine se situe à l'Est du massif du Mont-Blanc. Actuellement, cette nappe, dont la base est soulignée, du moins à l'avant, par des cargneules et

des gypses, repose à la fois sur le massif du Mont-Blanc et sur le rameau interne du massif de Belledonne. Débordant ce dernier vers l'Ouest, elle surmonte même, en quelques endroits (Col du Pré, Col du Joly) la couverture sédimentaire dauphinoise.

Dans le secteur nord de la région étudiée, cette nappe s'est trouvée affectée après sa mise en place par le déversement du Mont-Blanc.

2°/- Les structures dans la nappe de Roselette :

a- Les unités.

La nappe de Roselette est un ensemble de quatre unités séparées par des lames de socle d'importances inégales et tendant à disparaître vers le Sud Ouest. Ces unités - en fait des diverticules - sont, d'Ouest en Est (cf. Pl. A) : l'unité de Roselend, l'unité de Roselette, l'unité du Rocher du Vent et l'unité de la Crête des Gittes. Les unités de Roselend et de Roselette n'existent qu'au front de la nappe, de sorte qu'elle n'apparaissent pas à l'Est du Mont-Blanc. D'autre part, au-dessus de la rive droite du torrent de la Cicle, de petites klipptes de socle reposent sur l'unité de Roselend (cf. carte géologique). Ces klipptes sont des témoins avancés de la lame cristalline de la base de l'unité de Roselette.

b- Les plis couchés.

Dans les unités de Roselette et du Rocher du Vent, la barre de calcaires du Malm supérieur (Tithonique) dessine de grands plis couchés vers le Nord-Ouest. Ceux-ci sont visibles dans la face nord du massif du Rocher du Vent et des Roches Merles et dans la face nord-ouest du massif des Bancs. Les plis sont tronqués à la base et au sommet par les contacts tectoniques liés à la diverticulation. Au Nord du lac de Roselend, les calcaires nummulitiques se trouvent impliqués dans ces structures plicatives.

L'unité de la Crête des Gittes étant essentiellement schisteuse, les charnières des plis couchés n'y sont pas visibles. Quant à l'unité de Roselend, elle est trop complexe pour que de telles structures puissent y être mises en évidence.

c- Les microstructures.

Deux schistosité affectent les terrains de la nappe de Roselette :

- Une schistosité de flux possédant une orientation environ N 30° et un faible pendage vers le Sud-Est. Ces caractéristiques sont identiques à celles des grands plis couchés. La schistosité de flux serait donc contemporaine de la formation des grands plis couchés.

- Recoupant la schistosité précédente, une schistosité de crénulation semblable à celle qui affecte la couverture dauphinoise : elle possède une orientation N 30 et un pendage N 40 à 50° vers le Sud-Est constants. La constance des caractéristiques de cette seconde schistosité nous la font considérer comme tardive. Son apparition a pu se faire lors de la dernière phase compressive, aboutissant au déversement du Mont-Blanc sur la nappe de Roselette.

3°/- Brève récapitulation des structures :

Les évènements tectoniques qui ont affecté la région située à l'Est des unités dauphinoises et à l'avant des zones internes sont les suivants :

- formation de grands plis couchés d'orientation N 30° dans un bassin ultra Mont-Blanc, accompagnée d'une schistosité de flux ;

- diverticulation et charriage de ces terrains vers le Nord-Ouest. Des lames cristallines sont arrachées au cours de la diverticulation tandis que le charriage est marqué par des cargneules et des gypses ;

- bombement et déversement du Mont-Blanc sur la nappe de Roselette déjà mise en place. Ce bombement tardif est à l'origine de la structure en dôme si caractéristique de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc ;

- fracturation normale, possédant un jeu décrochant de faible importance. Elle a été observée sur le massif du Mont-Blanc, dans la partie nord-est de la région étudiée.

Ajoutons à ceci un rétrodéversement des structures tangentielles le long du flanc oriental du massif du Mont-Blanc. Ce rétrodéversement n'existe pas dans le secteur étudié, mais il est évident au Nord-Est, dans le Val Veni italien. Il correspondrait à un évènement marquant la fin de la tectonique tangentielle.

II. METAMORPHISME.

A. INTRODUCTION.

La découverte de chloritoïdes en rosettes dans certains niveaux de la nappe de Roselette nous a amenées à faire une étude plus complète du métamorphisme dans la région étudiée et à envisager ses relations avec les déformations.

Ces recherches ont été menées à bien au laboratoire de Pétrographie de l'Université Pierre et Marie Curie grâce à l'aide de J.R. Kienast et de M. Leikine que nous remercions beaucoup pour leur collaboration. Le chapitre qui va suivre est donc consacré aux résultats obtenus et aux conclusions que nous avons pu en tirer.

La démarche est la suivante :

1- Chimisme des chloritoïdes (étude à la microsonde).

2- Etude de la cristallinité des illites. Les échantillons utilisés sont des schistes silico-alumineux noirs dont la paragenèse est la suivante : quartz, illites, phengites, paragonites, chlorites. Les schistes silico-alumineux n'étant pas représentés dans la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc, nous avons utilisé, pour ce secteur, les particules argileuses contenues dans les Grès Singuliers, terme supérieur de cette couverture sédimentaire.

A la lumière des résultats obtenus dans les différentes unités structurales, nous avons essayé de déterminer les conditions du métamorphisme

ainsi que le moment où il s'est appliqué, et nous avons tenté d'établir un schéma tectono-métamorphique cohérent du secteur étudié.

B. CHIMISME DES CHLORITOÏDES.

1°/- Rappels sur la composition des chloritoïdes :

Dans un diagramme $(Al + Fe^{3+} + Ti) - (Fe^{2+} + Mn) - Mg$, les chloritoïdes occupent essentiellement la proximité de la droite $Fe^{2+} + Mn + Mg = 2/3$ (cf. diagramme de L.B. Halferdahl, 1961, fig. 6).

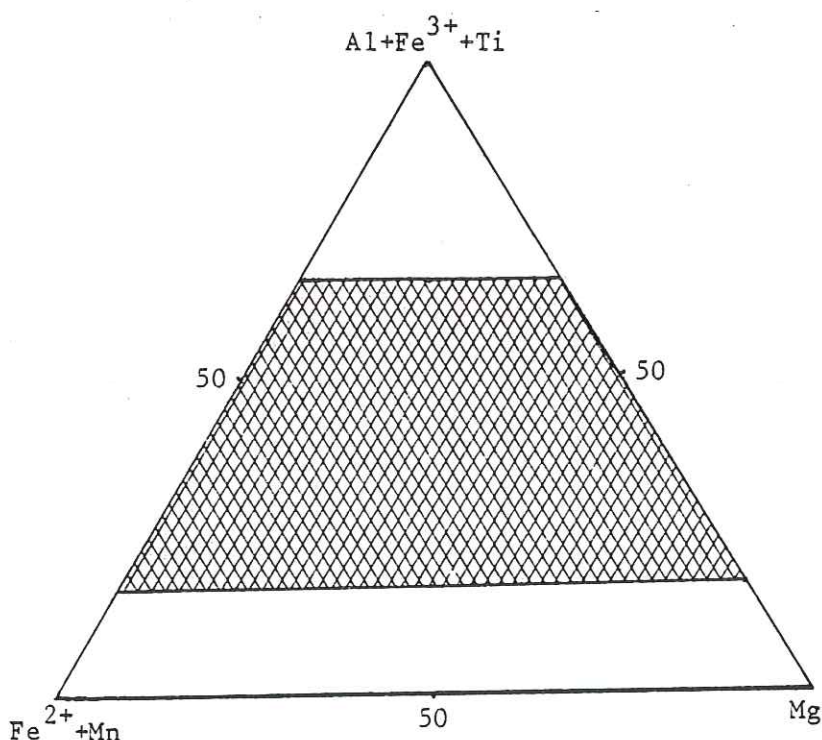


Fig. 6 : Domaine d'existence des chloritoïdes dans un diagramme AFM (L.B. Halferdahl, 1961).

Les chloritoïdes ont des compositions chimiques assez variées allant du pôle presque exclusivement manganésifère (l'ortholite des Ardennes) aux pôles riches en fer (chloritoïdes les plus courants) ou assez magnésiens (très rares).

Le champ de stabilité des chloritoïdes est vaste : plus ils sont manganésifères, plus ils sont de bas degré de métamorphisme (limite anchizone-épizone) pouvant être, comme dans les Ardennes, en équilibre avec la kaolinite ; plus ils sont magnésiens, plus ils sont de haute pression (les chloritoïdes les plus magnésiens se trouvent en association avec le glaucophane). Le chloritoïde riche en fer est stable dans l'épizone et dans la mésozone (Halferdahl, 1961). Il était donc intéressant de savoir si nos chloritoïdes, essentiellement ferreux, pouvaient correspondre à un faciès précis.

2°/- Résultats :

- Origine des échantillons (cf. Pl. A).

Les analyses ont porté sur deux échantillons de schistes silico-alumineux de l'unité de Roselend. L'échantillon ET 138 provient d'un affleurement situé entre la Tête de la Cicle et l'écaille de la Grande Pierrière. L'échantillon ET 86 a été récolté sur le bord du chemin menant du Col de Sur Frêtes au lac de la Gittaz, à 1725m d'altitude.

- Composition chimique.

L'analyse chimique des chloritoïdes des deux échantillons présentée dans le tableau suivant (cf. fig. 7) a été effectuée par J.R. Kienast à la microsonde.

| | <u>ET 138</u> | | <u>ET 86</u> |
|--------------------------------|---------------|--------------------|--------------------|
| SiO ₂ | 24,855 | | 24,149 |
| TiO ₂ | 0,117 | | 0,017 |
| Al ₂ O ₃ | 42,049 | | 40,670 |
| FeO | 25,823 | | 26,144 |
| MnO | 0,142 | | 0,039 |
| MgO | 2,205 | | 1,476 |
| CaO | - | | - |
| Na ₂ O | - | | - |
| K ₂ O | - | | - |
| Total | 95,191 | | 92,195 |
| Si | 1,998 | | 2,007 |
| Al | 3,986 | = 3,000 \ 0,986 | 3,986 |
| | | | = 3,000 \ 0,986 |
| Ti | 0,007 | | 0,001 |
| Fe ³⁺ | 0,007 | | 0,013 |
| Fe ²⁺ | 1,730 | | 1,805 |
| Mn | 0,010 | 2,004 | 0,003 |
| Mg | 0,264 | | 0,183 |
| | | | 1,991 |

Fig. 7 : Analyse chimique des chloritoïdes de l'unité de Roselend.

- Place des chloritoïdes de la nappe de Roselette dans le diagramme (Al + Fe³⁺ + Ti) - (Fe²⁺ + Mn) - Mg (cf. fig. 8).

Les chloritoïdes de la nappe de Roselette apparaissent donc comme des chloritoïdes peu magnésiens. Les analyses chimiques montrent d'autre part qu'ils ne sont pratiquement pas manganésifères.

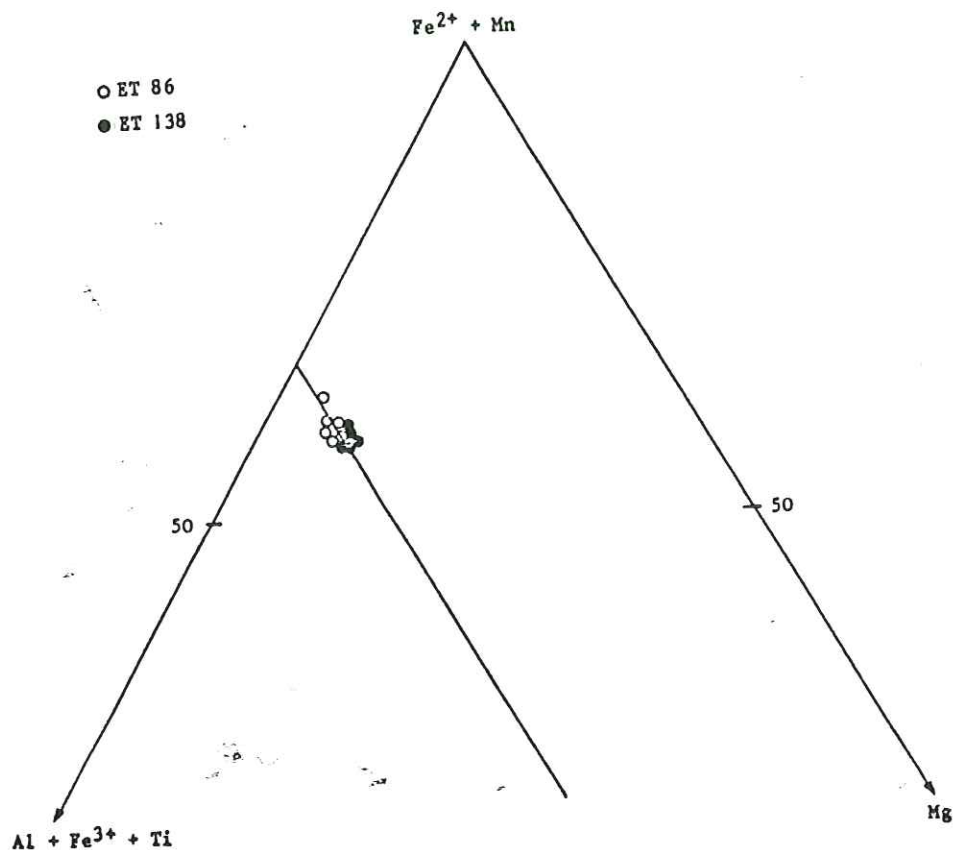


Fig. 8 : Place des chloritoïdes de la nappe de Roselette dans un diagramme AFM.

3°/- Comparaison avec des roches similaires :

La première information que nous ayons est la remarque de M. Frey (1974) concernant la couverture du massif de l'Aar-Gothard, en Suisse. Cet auteur situe le chloritoïde franchement dans l'épizone (faciès schiste-vert) à partir de la déstabilisation prograde de la pyrophyllite, caractéristique de l'épizone.

La seconde information consiste en la nature des chloritoïdes du Cambrien et du Briovérien de Bretagne. Ceux-ci ont été découverts par J.P. Sagon (1976) dans des schistes dont l'appartenance au faciès schiste-vert avait préalablement été vérifiée par l'étude des minéraux phylliteux. Nous avons comparé les chloritoïdes de la nappe de Roselette à ceux de Bretagne sur un diagramme AFM (cf. fig. 9).

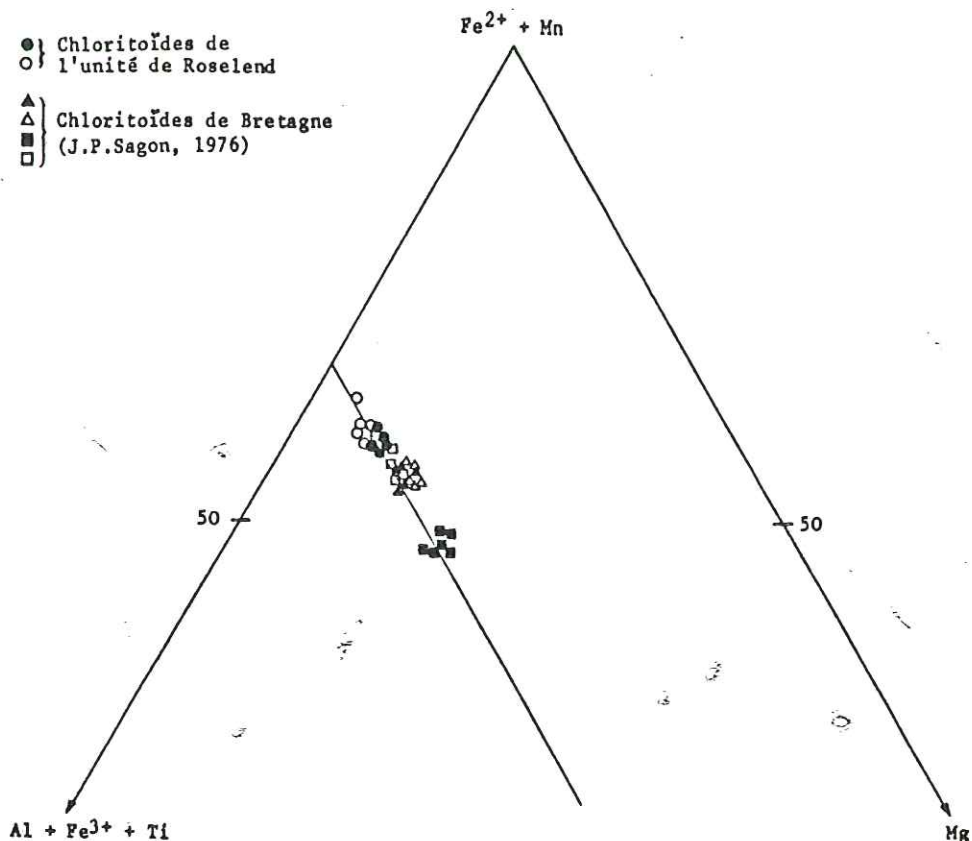


Fig. 9 : Comparaison des chloritoïdes de Bretagne avec ceux de la nappe de Roselette sur un diagramme AFM.

Il ressort de cette comparaison que les chloritoïdes de la nappe de Roselette sont chimiquement très proches des chloritoïdes de Bretagne. On est donc bien en présence ici du faciès schiste-vert ; toutefois, la plus faible teneur en magnésium des chloritoïdes de l'unité de Roselend pourrait s'expliquer par une composante thermique moins importante qu'en Bretagne.

C. CRISTALLOCHIMIE DES ILLITES.

Une étude plus détaillée effectuée sur des minéraux phylliteux a été entreprise de façon à affiner les données qualitatives données par le chimisme des chloritoïdes. Les définitions et les mesures des paramètres liés au métamorphisme qui suivent sont dus à M. Leikine.

1°/- Méthodes d'analyse des minéraux phylliteux par diffractométrie aux RX :

Ces analyses sont effectuées à l'aide d'agrégats orientés obtenus à partir d'échantillons broyés au mortier d'agate, dispersés dans l'eau distillée à l'aide d'ultra-sons, laissés en suspension afin de séparer par sédi-

mentation la fraction inférieure à 2 microns. Chaque suspension inférieure à 2 microns est ensuite disposée sur une lame de verre et séchée à l'air. Toutes les mesures sont effectuées après imprégnation de l'échantillon avec de l'éthylène-glycol. Le tube anti-cathode de cuivre a fonctionné sous 38KV et 20 mA. Les fentes d'analyse utilisées sont 2° et 0,4 mm. La vitesse de rotation du goniomètre est de 1/4 de degré par minute, celle de l'enregistreur de 5 cm par minute. Ceci permet de mesurer les valeurs angulaires 2θ avec une précision supérieure à 1/500.

Les chlorites et les illites constituent la part essentielle des minéraux composants la fraction inférieure à 2 microns. La paragonite est également présente, mais en faible quantité dans quelques échantillons.

2°/- Définition des paramètres cristallographiques variant avec l'intensité du métamorphisme :

Les paramètres retenus sont tous relatifs aux illites.

a- Mesures et signification de l'indice de cristallinité de l'illite.

La largeur des raies de diffraction d'un matériel cristallin dépend : de la taille des cristallites pour des dimensions inférieures à 100 Å et de régularité des réseaux, autrement dit, de la "cristallinité" de la matière. Comme les particules d'illites ont en général une taille bien supérieure à 100 Å (0,01 μ), la largeur de leur pic de diffraction sera donc fonction de leur régularité cristalline. Une illite mal cristallisée ou désordonnée donnera des pics de diffraction larges, au contraire une illite bien cristallisée donnera des pics de diffraction étroits.

L'indice de cristallinité est celui défini par B. Kübler (1966). Il correspond à la largeur, à mi-hauteur au-dessus du bruit de fond, du pic à 10 Å.

Cet indice est utilisé dans la zonéographie des faibles métamorphismes (diagenèse à épizone). Ses variations sont inversement proportionnelles à celles du métamorphisme.

Dans nos conditions opératoires, la limite anchizone-épizone correspond à une cristallinité de 3,6.

b- Variations de l'espacement basal \bar{d} (002)_{2M}.

Le métamorphisme a pour effet d'évacuer l'eau interfoliaire, de fixer le potassium et le sodium entre les feuillets et de provoquer un réarrangement des ions au sein des feuillets. L'ensemble de ces transformations se traduit par une diminution progressive de l'espacement basal \bar{d} . Pour chaque échantillon, cette épaisseur a été mesurée en faisant la moyenne des valeurs \bar{d} obtenues à partir des pics (002), (004), (006). Une valeur moyenne \bar{d} est également calculée pour chaque groupe d'échantillons.

c- Mesure des paramètres de l'interstratification PI et PII.

Au cours de l'enfouissement les minéraux argileux, en particulier les smectites et les minéraux interstratifiés illite-smectite se transforment en illite et chlorite puis en micas.

Les analyses effectuées par M. Leikine (1980) montrent qu'en fait les illites sont encore des minéraux interstratifiés illite-smectite, dans lesquels la proportion des feuilletts de type illite est comprise entre 0,9 et 1.

Les paramètres PI et PII utilisés pour définir l'interstratification sont ainsi définis : si PI est la probabilité d'existence des feuilletts de type illite et PS la probabilité d'existence des feuilletts de type smectite, on a alors la relation $PI + PS = 1$; de plus, si PIS est la probabilité qu'un feuillet S succède à un feuillet I dans une direction cristallographique donnée, et si PII est la probabilité qu'un feuillet I succède à un feuillet I la relation d'ordre est alors donnée par : $PIS + PII = 1$. Pour une composition donnée, telle que $PI = PS = 0,5$, l'ordre maximum d'interstratification est exprimé par $PIS = 1$ et $PII = 0$. Pour une composition telle que $PI = 1$ et $PS = 0$, il n'y a plus d'interstratification et l'on a $PIS = 0$ et $PII = 1$. Pour une composition intermédiaire telle que $PI = 0,6$ et $PS = 0,4$ l'ordre maximum est $PIS = 0,4/0,6 = 0,666$ ou encore $PII = 1 - 0,666 = 0,333$. Le désordre apparaît à partir de $PII = 0,666$. Les paramètres PI et PII sont calculés à l'aide de la méthode mise au point par M. Leikine (1980). Celle-ci est basée sur la transformée de Fourier et sur l'utilisation de facteurs de structure relatifs déterminés à partir des intensités des pics de la série (00 l) comparées à celles des pics de l'allevardite qui servent de standard.

d- Obtention et signification du coefficient de pente a.

Si un seul des paramètres physiques (pression ou température) déterminait l'interstratification, les courbes (PI, PII) auraient toutes la même pente. Par contre, si les deux facteurs physiques interviennent dans le phénomène de l'interstratification, il est évident que pour une même composition (valeur de PI), on peut avoir différentes valeurs de PII.

Ainsi, des groupes d'échantillons correspondant à différents stades du métamorphisme géothermal seront représentés par des courbes différentes de la forme $PII = aPI + b$. Le coefficient a représente la pente de la courbe. Ce coefficient est d'autant plus faible que le métamorphisme est intense (M. Leikine, 1980).

e- Mesure et signification du rapport $I(004)/I(002)$ des intensités des pics de diffraction (002) et (004) des micas.

J. Esquevin (1969) a montré que ce rapport est directement proportionnel au rapport Al/Mg + Fe dans la couche octaédrique et que d'autre part, l'augmentation de la proportion de Al dans les octaèdres favorise la recristallisation de l'illite. D'après J. Esquevin, les rapports inférieurs à 0,4 correspondent aux phengites, tandis que les rapports supérieurs correspondent aux muscovites.

| | Cristallinité de l'Illite | | Epaisseur des feuillets (d) | | Paramètres d'interstratification | | | I(004)/I(002) | |
|--|-----------------------------|-------|--------------------------------------|--------|--|--|-------------------|--------------------------------------|--------|
| | mesures moyennes | | mesures moyennes | | PI | PII | a. coef. de pente | mesures moyennes | |
| UNITE DU MONT-BLANC ET. 210 ET. 209 ET. 213 | 1,3 1,5 1,25 | 1,35 | 9,9469 9,9241 9,9357 | 9,9357 | 0,95072 0,97295 0,98428 | 0,99734 0,99845 0,99941 | 0,0618 | 0,5528 0,6484 0,4731 | 0,5581 |
| UNITE DE LA CRETE DES GITTES T. 103 T. 104 E. 155 | 1,25 1,47 1,9 | 1,54 | 9,9455 9,9425 9,9696 | 0,9525 | 0,96957 0,97057 0,97347 | 0,99911 0,99931 0,99991 | 0,2056 | 0,4731 0,4798 0,5210 | 0,4913 |
| UNITE DU ROCHER DU VENT (Branche Est) E. 279 E. 328 E. 278 | 1,5 1,4 1,55 | 1,483 | 9,9375 9,9395 9,9567 | 9,9446 | 0,96535 0,97515 0,97767 | 0,99835 0,99943 0,99966 | 0,1076 | 0,4852 0,5300 0,5248 | 0,5127 |
| UNITE DU ROCHER DU VENT (Branche Ouest) T. 82 T. 93 ET. 72 T. 95 | 1,75 1,4 1,65 1,8 | 1,65 | 9,9607 9,9652 9,9559 9,9810 | 9,9657 | 0,96373 0,97172 0,97482 0,97491 | 0,99902 0,99967 0,99982 0,99981 | 0,0718 | 0,4437 0,4655 0,4943 0,5000 | 0,4756 |
| UNITE DE ROSELETTE T. 73 T. 72 | 1,675 1,65 | 1,663 | 9,9605 9,9785 | 0,9697 | 0,97755 0,97980 | 0,99839 0,99929 | 0,4025 | 0,4463 0,4510 | 0,4487 |
| UNITE DE ROSELEND E. 261 T. 198 T. 67 | 2,1 1,5 1,41 | 1,67 | 9,9898 9,9763 9,9665 | 9,9775 | 0,97437 0,97473 0,97556 | 0,99890 0,99921 0,99989 | 0,8329 | 0,4412 0,4069 0,4884 | 0,4455 |
| UNITES DAUPHINOISES E. 97 ST. 15 ST. 3 E. 404 | 1,9 2,425 2,5 1,95 | 2,237 | 9,9765 9,9855 9,9735 9,9995 | 9,9860 | 0,96566 0,96700 0,96733 0,96778 | 0,99880 0,99972 0,99983 0,99987 | 0,6371 | 0,4464 0,3616 0,4161 0,4087 | 0,4082 |

Fig. 10 : Tableau des résultats de l'étude des Illites.

3°/- Discussion des résultats :

M. Leikine a mesuré, à partir d'échantillons prélevés dans chaque unité structurale, tous les paramètres définis dans le paragraphe précédent (cf. fig. 10).

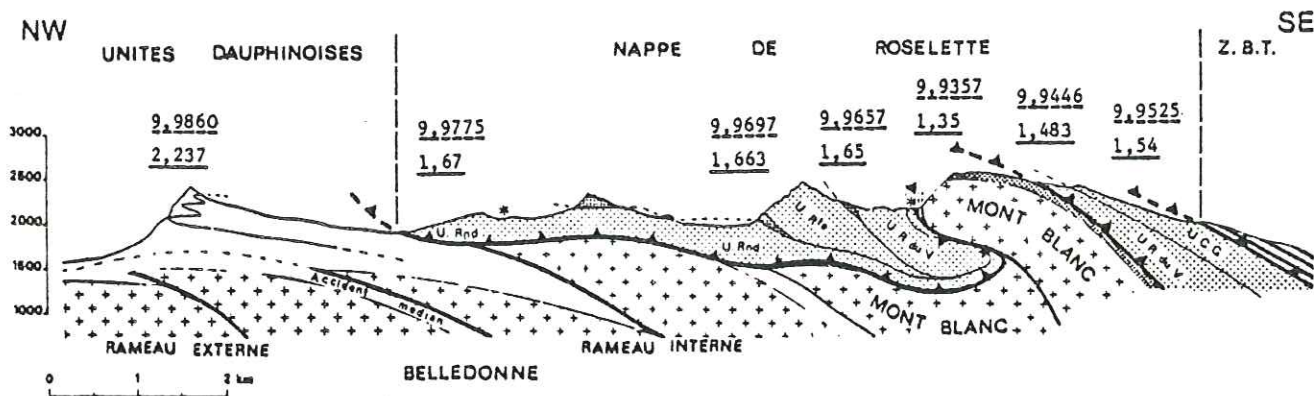
a- Indice de cristallinité de l'illite.

La limite anchizone-épizone correspond, dans nos conditions opératoires à un indice de cristallinité de 3,6; tous les échantillons analysés appartiennent donc à l'épizone.

L'indice moyen de cristallinité permet de caractériser l'évolution métamorphique dans chacune des séries (cf. fig. 11). Le métamorphisme va en décroissant dans l'ordre suivant : unité du Mont-Blanc, unité du Rocher du Vent - branche Est, unité de la Crête des Gittes, unité du Rocher du Vent - branche Ouest, unité de Roselette, unité de Roselend, unités dauphinoises.

b- Variations de l'espacement basal d.

Une valeur moyenne d est calculée pour chacune des unités. Il existe une bonne corrélation entre ce paramètre et l'indice moyen de cristallinité (fig. 11).

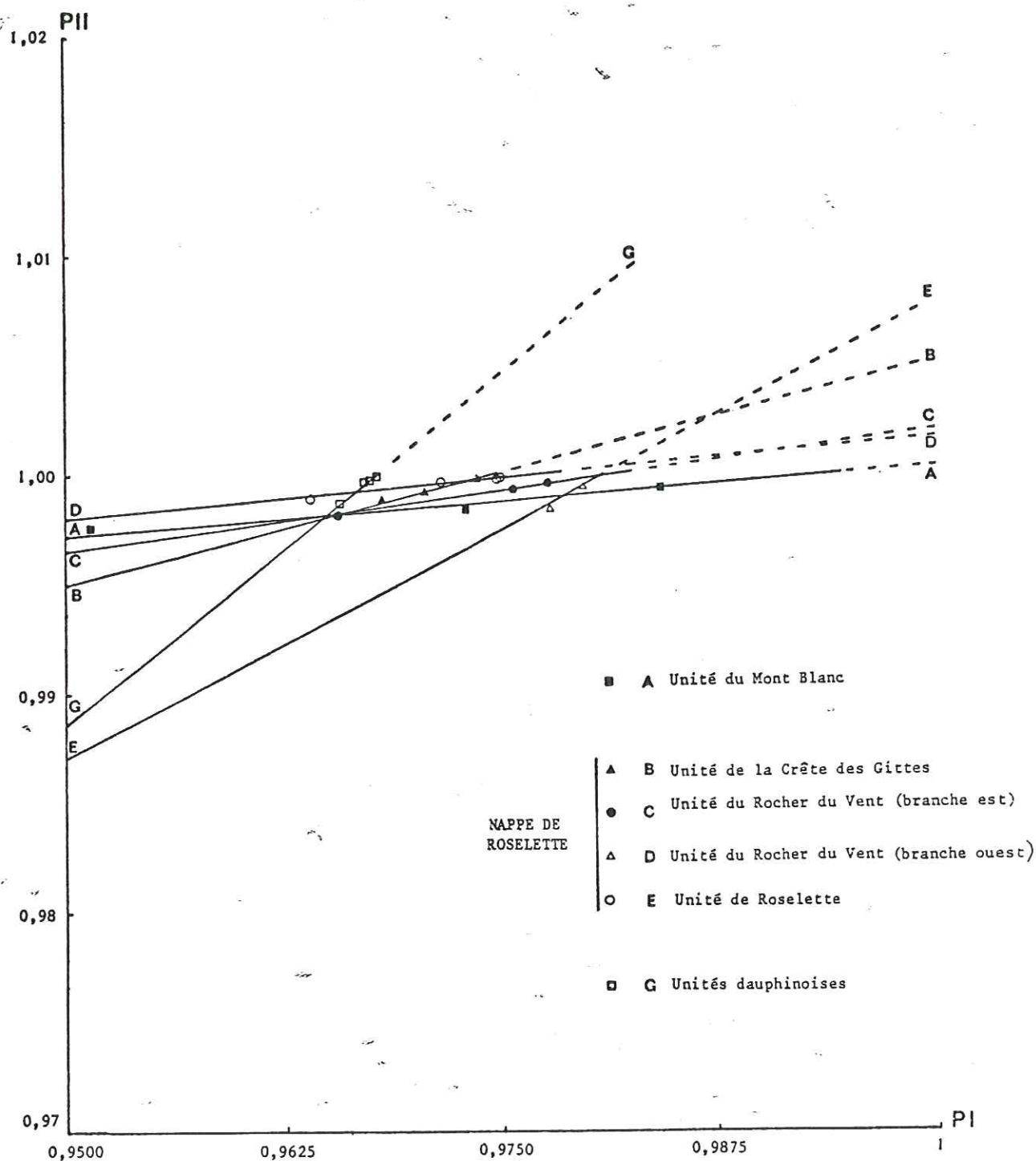


Légende :
 ---: espacement basal d
 —: cristallinité d'Illite
 UCG: unité de la Crête des Gittes
 U Rnd: unité de Roselend
 U Rte: unité de Roselette
 U R. du V: unité du Rocher du Vent

Fig. 11 : Corrélation entre l'indice de cristallinité d'Illite et l'espacement des feuillets.

c- Coefficient de pente a.

Sur la figure 12 on a reporté, pour chaque échantillon étudié, la valeur de PII en fonction de PI. Pour chaque unité structurale, les points



*Fig. 12: Les paramètres d'interstratification PI et PII.
La pente des droites est inversement proportionnelle à l'intensité du métamorphisme.*

reportés se situent sur une droite dont la pente a est d'autant plus faible que le métamorphisme est intense. Pour ce paramètre, on ne trouve pas le même ordre de variation de l'intensité du métamorphisme à l'intérieur de la nappe de Roselette que pour les paramètres précédents. Néanmoins, l'unité du Mont-Blanc reste l'unité la plus métamorphique et les unités dauphinoises les moins métamorphiques. La droite concernant l'unité de Roselend n'a pas été reportée sur ce tableau, les résultats relatifs à cette unité étant trop

hétérogènes. Cette hétérogénéité peut être liée à la structure de l'unité de Roselend : celle-ci constitue en effet plutôt une semelle de nappe qu'une unité bien structurée.

$$d- \text{Rapport } \frac{I(004)}{I(002)}.$$

Exception faite des micas des unités dauphinoises, qui appartiennent aux phengites, les autres minéraux analysés sont tous des muscovites.

Les variations de ce paramètre sont inversement proportionnelles à celles de l'indice de cristallinité des illites et d'épaisseur des feuillets (paramètre d).

Les valeurs moyennes de la cristallinité et les moyennes des rapports $\frac{I(004)}{I(002)} > 0,41$ s'alignent suivant une droite (cf. fig. 13). Le coefficient de corrélation est 0,999.

Le point G qui correspond au groupe d'échantillons provenant des unités dauphinoises est légèrement à l'écart de cette droite. Il est probable qu'il se situe sur une courbe correspondant au domaine de variation des phengites et dont la pente est légèrement différente de la précédente. Il apparaît ainsi que les unités dauphinoises ont subi des conditions de métamorphisme sensiblement différentes de celles de la nappe de Roselette.

4°/- Conclusions :

Il ressort de l'étude cristallographique des minéraux phylliteux que :

- d'une part, l'ensemble du secteur étudié a subi un métamorphisme épizonal ;
- d'autre part, une zonation métamorphique peut être effectuée, de sorte que l'on différencie plusieurs unités métamorphiques ;

- . les unités les moins métamorphiques sont les unités dauphinoises ;
- . l'unité la plus métamorphique est l'unité du Mont-Blanc ;
- . les unités de la nappe de Roselette possèdent un degré métamorphique intermédiaire entre ceux des unités précédentes.

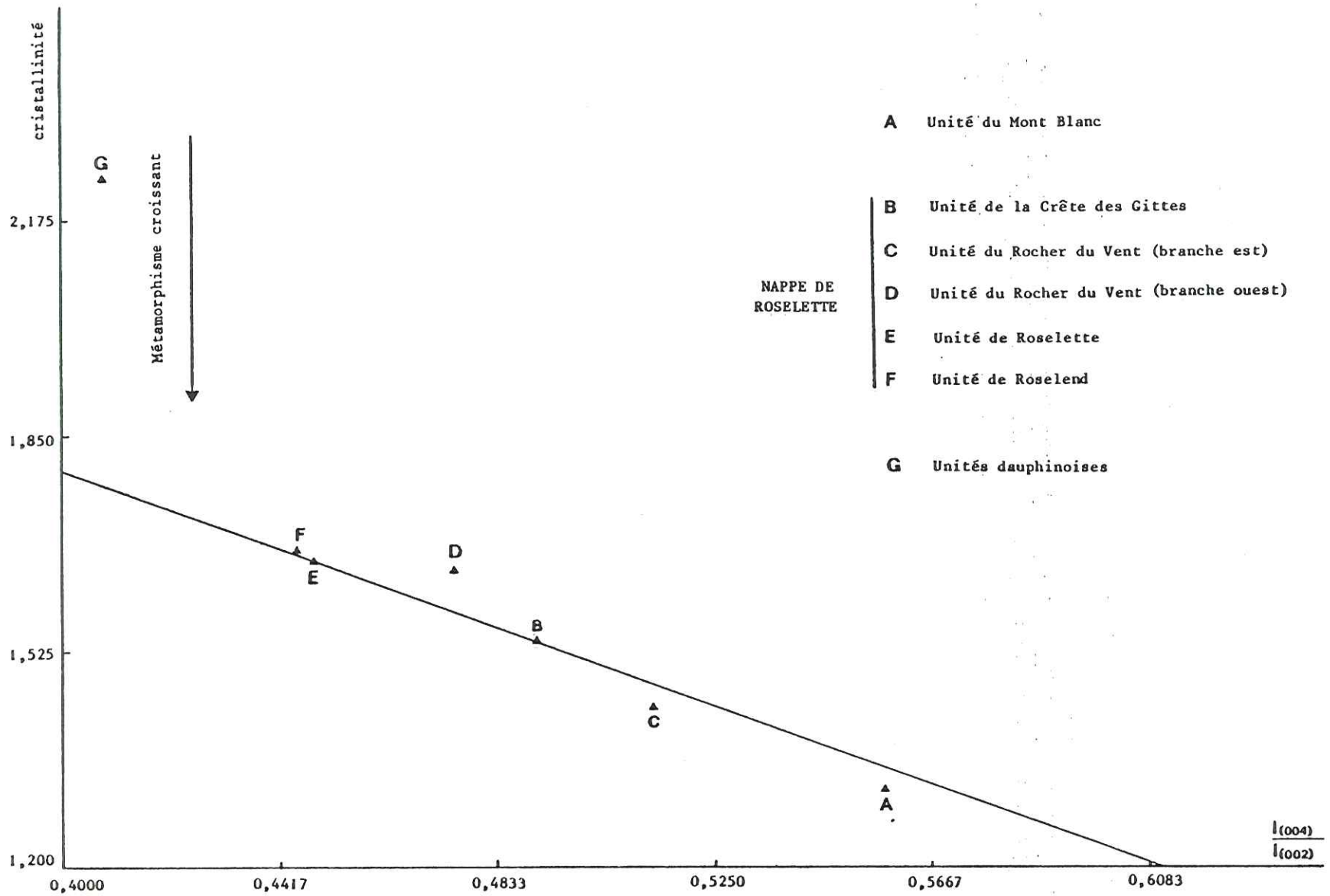


Fig. 13 : Variations des indices moyens de cristallinité en fonction des valeurs moyennes du rapport $\frac{I(004)}{I(002)}$

III. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE.

A. RENSEIGNEMENTS APPORTES PAR L'ETUDE CRISTALLOCHIMIQUE DES ILLITES.

Il existe une bonne corrélation entre les différents paramètres cristallochimiques mesurés. L'étude de ces paramètres montre que chaque unité structurale de la région étudiée possède un degré de métamorphisme qui lui est propre.

Le degré de métamorphisme le plus faible concerne les unités dauphinoises, tandis que le plus élevé se rapporte à l'unité du Mont-Blanc. Pour ce qui est de la nappe de Roselette, le métamorphisme va en décroissant de part et d'autre du Mont-Blanc, et ce de façon dissymétrique, de sorte que les unités situées à l'Est du Mont-Blanc sont un peu plus métamorphiques que celles qui sont situées à l'Ouest de ce massif. Cette dissymétrie indique que le métamorphisme mis en évidence par la cristallochimie des illites est antérieur au déversement du Mont-Blanc sur la nappe de Roselette. En effet, si ce métamorphisme était postérieur au déversement du Mont-Blanc, il y aurait symétrie de part et d'autre du Mont-Blanc.

Il est probable que ce métamorphisme est contemporain de la formation des plis couchés dans le domaine ultra Mont-Blanc, et donc antérieur à la diverticulation qui a affecté les sédiments de la nappe de Roselette.

B. RENSEIGNEMENTS APPORTES PAR LES CHLORITOÏDES.

En lame mince, les chloritoïdes recourent la schistosité de flux. Or celle-ci a du apparaître lors de la formation des grands plis couchés dans le domaine ultra Mont-Blanc d'où sont issus les sédiments de la nappe de Roselette. Cette schistosité a certainement joué au cours de la diverticulation et du charriage de la nappe de Roselette. Par contre, la seconde schistosité observable en lame mince, schistosité de crénulation que nous relierons au déversement du Mont-Blanc sur la nappe de Roselette après l'épisode de raccourcissement majeur, semble avoir légèrement orienté les chloritoïdes. Toutefois, les rosettes étant intactes, nous pensons que le métamorphisme lié au chloritoïdes n'est pas antérieur au déversement tardif du Mont-Blanc, mais qu'il lui est contemporain.

C. RELATIONS ENTRE LE METAMORPHISME ET L'EVOLUTION STRUCTURALE DE LA REGION.

La région étudiée a donc été affectée, au cours de l'orogénèse alpine par deux épisodes de métamorphisme.

Le premier, mis en évidence par l'étude des illites, serait antérieur à la mise en place des unités de la nappe de Roselette les unes sur les autres ; le second, qui a produit les chloritoïdes, serait contemporain du déversement du massif du Mont-Blanc sur la nappe de Roselette et marquerait

ainsi la fin des phases compressives à l'origine des structures que l'on peut actuellement observer (fig. 14).

D. AGE ET CONDITIONS DE PRESSION ET DE TEMPERATURE DU METAMORPHISME.

De façon à comparer nos résultats avec certaines données plus ou moins quantitatives existant dans la bibliographie, nous reprenons dans ce chapitre les résultats obtenus par d'autres auteurs en ce qui concerne le métamorphisme alpin dans le massif du Mont-Blanc.

1°/- Les données de J.F. Von Raumer (1974) :

J.F. Von Raumer, par l'étude de roches amphiboliques en inclusion dans les granites, met en évidence deux épisodes alpins de métamorphisme dans le massif du Mont-Blanc ; le premier épisode étant marqué par une pression légèrement plus élevée que le second.

Il montre d'autre part que les roches provenant du massif du Mont-Blanc se situent dans le faciès schiste-vert et exclusivement dans celui-ci.

2°/- Les données de B.P. Poty, H.A. Stadler et A.M. Weisbrod (1974) :

Ces auteurs ont étudié les inclusions fluides dans les quartz des fentes alpines du massif du Mont-Blanc. Il ressort de leur étude que le massif du Mont-Blanc a été soumis, lors de l'orogénèse alpine, à un métamorphisme caractérisé par une température de 400 à 420°C et à une pression de 2,4 à 3kb. La couverture présente au-dessus du Mont-Blanc lors de cet épisode de métamorphisme devait être épaisse, d'après ces auteurs, de 8,9 à 11,1 km, en admettant une densité moyenne pour les roches de 2,7. Cette épaisseur de sédiments correspondrait à un gradient géothermique de 37° par km.

B.P. Poty et al. ont corrélié leurs résultats avec ceux de F. Leutwein et al. (1970) et de S.P. Clark (Jr.) et E. Jäger (1969) :

- F. Leutwein et al. ont calculé l'âge des fentes alpines du massif du Mont-Blanc à partir de mesures radiométriques (Rb-Sr et K-Ar sur Muscovite et Adulaire). Cet âge serait compris entre $13,4 \pm 2$ MA et $18,3 \pm 2$ MA, soit Miocène moyen.

- S.P. Clark et E. Jäger, en utilisant des données géochronologiques et des mesures de flux de chaleur, ont évalué le taux d'érosion dans les Alpes à $0,7 \pm 3$ mm par an, soit 0,7 km/MA. Cette valeur suppose que la surcharge au-dessus du Mont-Blanc était, il y a 15 MA, de 10,5 km.

Il y a donc une très bonne corrélation entre les résultats de ces différents auteurs.

3°/- Mise en relation avec nos données :

Les données des auteurs cités ci-dessus concernent un métamorphisme tardif, postérieur aux grands mouvements tangentiels puisqu'elles ont été établies à partir de l'étude de minéraux cristallisés dans des fentes non déformées. Par conséquent, ces données s'appliquent au second épisode de métamorphisme défini dans la région étudiée, épisode que nous avons mis en évidence par la présence des chloritoïdes et par leurs relations avec les microstructures.

E. CONCLUSIONS (fig. 14).

Le tableau (fig. 14) est un essai de corrélation entre les phases tectoniques mises en évidence par l'étude des méga-structures, les microstructures (schistosités) et les épisodes de métamorphisme.

| Phases tectoniques | Schistosité | Episode de métamorphisme |
|--|---------------------|--|
| 1- Tectonique tangentielle majeure - plis couchés - diverticulation dans le bassin ultra Mont-Blanc et dans le bassin dauphinois. - Ecaillage du rameau interne du massif de Belledonne et charriage de la couverture dauphinoise vers le Nord-Ouest, immédiatement suivi par le charriage de la nappe de Roselette sur le rameau interne de Belledonne | S1 (flux) | 1ère phase de métamorphisme mise en évidence par l'étude des illites |
| 2- Rétrodéversement des contacts tangentiels 3- Phase de plis de fond. Déversement du Mont-Blanc sur la nappe de Roselette. 4- Failles normales tardives. | S2 (crénulation) | 2ème phase de métamorphisme mise en évidence par les chloritoïdes |

Fig. 14 : Essai de reconstitution tectono-métamorphique.

Ainsi le secteur étudié a été soumis lors de l'orogénèse alpine à deux épisodes de métamorphisme, se situant l'un et l'autre dans l'épizone. Notons que la mise en évidence de l'existence de deux métamorphismes alpins dans le domaine externe n'est pas nouvelle ; en effet, J. Kübler (1974) remarque ces deux épisodes en étudiant les roches du massif du Mont-Blanc.

. Le premier épisode de métamorphisme, mis en évidence par l'étude des illites, semble marquer le début de la grande phase tangentielle alpine.

Il serait à peu près contemporain de la première schistosité (schistosité de flux), donc de la formation de grands plis couchés dans la couverture. Ce métamorphisme présente une zonation permettant de différencier les unités dauphinoises des unités de la nappe de Roselette, plus métamorphiques. D'autre part, à l'intérieur de la nappe de Roselette, chaque unité présente un degré de métamorphisme qui lui est propre.

Le second épisode de métamorphisme est daté du Miocène moyen et marquerait la fin de la tectonique compressive, ce qui est confirmé à la fois par les relations entre les chloritoïdes apparus à ce moment et la seconde schistosité (schistosité de crénulation), et par les données bibliographiques. Il serait donc contemporain des grands plis de fonds.

Les caractères de ce métamorphisme indiquent qu'il s'est produit alors qu'une couverture épaisse d'une dizaine de kilomètres surmontait le massif du Mont-Blanc. En effet, depuis la fin de l'Oligocène, une nappe issue des zones internes recouvrait la région. Les klippen des Annes et de Sulens en sont actuellement les témoins les plus externes. Ainsi, contrairement à l'hypothèse proposée par les auteurs de la carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème, il ne semble pas qu'il y ait eu une morphotectonique au cours de l'orogénèse alpine dans le secteur étudié ; toutes les structures tangentielles décrites ici se seraient donc produites sous une couverture importante de sédiments.

Les résultats concernant le métamorphisme du secteur étudié s'intègrent donc bien aux données paléogéographiques et tectoniques précédemment établies. En outre, il existe une bonne corrélation avec les données bibliographiques.

Notons qu'une recherche systématique des chloritoïdes pourrait donner des informations sur l'extension méridionale de la nappe de Roselette. En effet, ces minéraux ne se développent que dans un contexte chimique très particulier, si bien que les schistes à chloritoïdes peuvent éventuellement servir de marqueurs stratigraphiques. Dans le secteur étudié, seuls certains schistes silico-alumineux de l'unité de Roselend sont chimiquement favorables à l'apparition des chloritoïdes.

Quatrième PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

I. VUE D'ENSEMBLE DES UNITES COMPRISES ENTRE BELLEDONNE ET MONT-BLANC.

A. LES UNITES DAUPHINOISES.

Nous avons regroupé sous ce terme à la fois le massif de Belledonne muni de son tégument permo-triasique et le massif Mont-Joly - Aiguille Croche, essentiellement formé de Jurassique inférieur. L'étude de ce dernier montre qu'il se rattache à l'avant au massif subalpin des Bornes dont il est séparé par la vallée de l'Arly. Il y a en effet continuité stratigraphique verticale de part et d'autre de cette vallée ; cependant, si l'Aalénien situé le long de la rive sud de l'Arly représente le terme le plus récent de la série du massif Mont-Joly - Aiguille Croche, l'Aalénien que l'on trouve en rive nord de cette rivière constitue, lui, le terme le plus ancien de la chaîne des Aravis.

Du point de vue structural, il y a également continuité entre le massif des Bornes et l'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche. On retrouve, au Nord de l'Arly, les mêmes plis couchés et les mêmes microstructures (J. Rosset, 1954 ; J.P. Gratier et B. Lejeune, J.L. Vergne, 1973) qu'au Sud, à ceci près qu'à la base des Aravis, les structures ont été tardivement basculées vers le Nord-Ouest.

Au niveau d'une transversale passant entre la terminaison sud du massif du Mont-Blanc et la terminaison nord du massif de Belledonne, la couverture dauphinoise constitue une nappe s'enracinant frontalement dans l'avant-pays molassique.

A l'arrière, cette couverture s'enracine au moins entre les écaillés du rameau interne du massif de Belledonne, lequel s'est trouvé considérablement raccourci lors de l'orogénèse alpine. Vers le Nord-Est, au niveau de Notre Dame de la Gorge, le massif de Belledonne est lui-même chevauché par le massif du Mont-Blanc : les "claveaux" de Montjoie et de la Sainte Chapelle qui appartiennent, selon C. Bordet (1961) au rameau interne de Belledonne sont "chevauchés" par le "claveau" de Notre Dame de la Gorge, appartenant au massif du Mont-Blanc.

Dans la région que nous avons étudiée, qui se trouve près de la zone des racines, le déplacement relatif de la couverture par rapport à son substratum est certainement très important, puisqu'on retrouve sur le rameau externe du massif de Belledonne des écaillés de socle arrachées au rameau interne.

La formation de cette nappe "dauphinoise" correspond au glissement différentiel, effectué en plusieurs étapes, de l'ensemble de la couverture sédimentaire du massif de Belledonne vers le Nord-Ouest, si bien qu'il ne reste à l'arrière que les terrains anciens (Jurassique inférieur) alors que les terrains plus récents ont dépassé ceux-ci vers l'Ouest. A cette tectonique de couverture est liée une tectonique de socle très importante, ayant pour conséquence un raccourcissement considérable.

B. L'UNITE DU MONT-BLANC.

Seule la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc affleure sur le terrain d'étude. Celui-ci se développe par contre vers le Nord pour disparaître en Suisse, juste au Nord de Martigny, à 60 km environ du secteur étudié.

Il est limité à l'Ouest par le "synclinal de Chamonix" qu'il chevauche. Le contact tectonique du cristallin sur les terrains sédimentaires triasico-jurassiques dauphinois est souvent souligné par des cargneules et le cristallin lui-même est généralement mylonitisé sur sa bordure occidentale chevauchante.

A l'Est, le massif du Mont-Blanc est limité géographiquement par le Val Veni (en Italie) et le Val Ferret (en Suisse). Ces deux vallées et celle de Chamonix soulignent la forme amygdaloïde du massif qui s'effile vers le Sud et vers le Nord. Le flanc oriental, à l'inverse de celui chevauchant le "synclinal de Chamonix", présente des témoins discontinus de couverture autochtone d'âge variable selon les points (cf. stratigraphie). Le contact entre le cristallin lui-même, ou le cristallin surmonté de sa couverture, et les séries sédimentaires plus internes est, là aussi, tectonique. Ce contact est le plus souvent déversé vers l'Ouest : ce rétrodéversement du cristallin s'observe bien, en particulier, entre le débouché du tunnel du Mont-Blanc et le village de Lavachey, en Italie. Notons à ce propos que le même phénomène de rétrodéversement existe à l'arrière du massif de Belledonne (au-dessus du lac de la Gittaz, cf. S. Triboulet, 1980). Il est postérieur à la mise en place des structures tangentielles à vergence NW dont il renverse les contacts tangentiels et semble antérieur aux plis de fond tardifs ayant affecté l'ensemble des massifs cristallins.

Relations avec le massif de Belledonne.

L'étude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc montre que ces deux massifs, apparemment dans le prolongement l'un de l'autre, n'ont pas les mêmes significations paléogéographique et tectonique (cf. schéma structural et coupes synthétiques). Le massif de Belledonne est plus externe que le massif du Mont-Blanc, qui le chevauche au niveau de Notre-Dame de la Gorge avant de le déborder en partie.

Le "synclinal médian" (ou "accident médian") de Belledonne, qui prolonge géographiquement vers le Sud - Sud-Ouest le "synclinal de Chamonix", n'a en fait pas de relation structurale directe avec celui-ci. Il ne représente que le plus externe des accidents affectant le rameau interne du massif de Belledonne. Le "synclinal de Chamonix", s'il se prolongeait vers le Sud - Sud-Ouest, passerait à l'Est - Sud-Est du rameau interne de Belledonne.

C. LA NAPPE DE ROSELETTE.

E. Bertrand (1897) a, le premier, remarqué que les terrains situés à l'arrière de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc contournaient cette dernière par le Sud pour se retrouver également à l'avant. Il n'a pas approfondi cette observation et c'est seulement en 1961 que C. Bordet a émis l'idée que les terrains situés à l'avant du massif du Mont-Blanc pourraient avoir une origine interne par rapport à ce dernier. Enfin, la carte de Saint-Gervais-les-Bains (1976) met en évidence l'existence d'une nappe de Véry-Roselette d'origine ultra Mont-Blanc. Toutefois, sa conception ne correspond pas exactement à celle de notre "nappe de Roselette" (cf. chapitre Tectonique).

Comme le montrent les schémas rétrotectoniques, cette nappe a pour patrie un bassin (ou partie de bassin) de sédimentation situé à l'arrière du

Mont-Blanc. La grande phase tangentielle qui a affecté l'ensemble de la région étudiée a engendré d'abord des plis isoclinaux puis la diverticulation de cet ensemble plissé. Les différentes unités ainsi déterminées ont entraîné à leur base des écaillés de socle. Quelle peut être la provenance de ces lambeaux de cristallin ? Dans le secteur étudié, rien ne permet de répondre à cette question. Par contre plus au Nord, en Italie, il existe du cristallin juste à l'arrière du massif du Mont-Blanc (cf. carte géologique Mont-Blanc au 1/50.000, 1978) : il s'agit du petit massif Mont Chétif - Mont de la Saxe, qui pourrait bien avoir fourni le matériel des écaillés cristallines séparant les différentes unités de la nappe de Roselette (cependant il est très difficile de faire des comparaisons pétrographiques entre le cristallin du Mont Chétif et les écaillés de la nappe de Roselette à cause de l'extrême écrasement de celles-ci, qui sont même parfois transformées en véritables mylonites).

Le charriage de la nappe par dessus le Mont-Blanc suit immédiatement cette diverticulation. Ce charriage se fait sur un coussin de cargneules et de gypses, contrairement semble-t-il aux chevauchements entre unités, immédiatement antérieurs, qui n'impliquent ni gypses ni cargneules. Enfin, la nappe de Roselette est elle-même repincée par le Mont-Blanc qui se déverse sur elle en un pli de fond tardif.

A ce stade de l'étude, il serait intéressant de voir si la nappe de Roselette telle que nous l'avons définie se prolonge vers le Nord et vers le Sud de part et d'autre du terrain d'étude.

Vers le Sud, nous n'avons étudié cette nappe que jusqu'au lac de barrage de Roselend. Néanmoins, le travail de P. Landry (1976) montre que l'unité de la Gitte et celle de la Crête des Gittes se poursuivent plus loin, jusqu'à Naves. D'autre part au Col du Pré, sur le bord sud-ouest du lac de Roselend, nous avons trouvé :

. des schistes à chloritoïdes, caractéristiques de la nappe de Roselette ;

. des Nummulites (malheureusement en éboulis) témoignant probablement du prolongement vers le Sud de la barre nummulitique de l'unité du Rocher du Vent.

Ainsi, il est probable que la nappe de Roselette se prolonge vers le Sud. Une étude à la fois stratigraphique et pétrographique (recherche systématique de chloritoïdes) permettra sans doute de préciser son extension exacte.

Concernant le prolongement de la nappe de Roselette vers le Nord, il faut se reporter aux nombreux travaux traitant de la zone sédimentaire qui longe le flanc oriental du massif du Mont-Blanc en France, en Italie et en Suisse. Notons tout d'abord que dès 1917, F. Rabowski remarque que le flanc oriental du massif du Mont-Blanc est jalonné, en Suisse, par des écaillés de cristallin qui marquent un contact tectonique entre la couverture autochtone du Mont-Blanc (quand elle a subsisté) et une *nouvelle unité tectonique*. Bien d'autres auteurs dont dernièrement K. Grasmück (1961) ont confirmé et développé ce point.

En 1975, P. Antoine, J.L. Pairis et B. Pairis ont suivi vers le Sud les contacts décrits en Suisse. Ils ont retrouvé, en Italie puis en France, le grand clivage tectonique séparant la couverture autochtone du Mont-Blanc des unités plus internes. Ce contact devient, à partir de la Tête Sud des Fours, celui de la Nappe de Roselette sur l'autochtone relatif du Mont-

Blanc. Ainsi la nappe de Roselette semble continue de notre secteur au Val Ferret Suisse, son contact avec l'autochtone du Mont-Blanc étant jalonné par des écaillés de cristallin.

Pour la plupart des auteurs depuis F. Rabowski et M. Lugeon, l'unité tectonique qui chevauche la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc dans le Val Ferret Suisse correspond aux racines de l'Helvétique s.s. (Diablerets, Wildhorn), les racines ultrahelvétiques étant en position encore plus interne.

Cette interprétation ne paraît pas cependant indiscutable. Elle est liée à l'origine au fait que la nappe de Morcles était et est toujours considérée comme la série sédimentaire de tout ou partie du massif du Mont-Blanc. Dès lors les écaillés sédimentaires venant au-delà des écaillés cristallines du Val Ferret étaient logiquement considérées comme les racines de l'Helvétique sensu stricto c'est-à-dire les racines de l'ensemble Diablerets-Wildhorn.

Cependant il faut noter que ces "racines helvétiques" - au demeurant très tectonisées - ne comportent que des terrains montant au plus jusqu'au Malm ou à la rigueur à un début de Crétacé inférieur. Et cette tranche de terrain est peu caractéristique : on peut y voir aussi bien uniquement de l'Ultrahelvétique.

La manière dont le Mont-Blanc disparaît au Nord, avant le Rhône valaisan, laisse aussi planer géométriquement un doute. On peut certes concevoir que Diablerets-Wildhorn s'engagent en arrière du Mont-Blanc et Morcles en avant du Mont-Blanc ou sur lui. Mais on peut aussi faire s'engager l'ensemble Morcles-Diablerets-Wildhorn en avant du Mont-Blanc, l'Ultrahelvétique seul passant en arrière de ce dernier.

Le Mont-Blanc lui-même n'a qu'une série de type réduit qui n'est à proprement parler ni helvétique, ni ultrahelvétique : elle représente un paléo-seuil qui, dans la première hypothèse, prendrait place entre le domaine Morcles et le domaine Diablerets-Wildhorn, alors que dans la deuxième hypothèse ce seuil prendrait place entre le domaine Morcles-Diablerets-Wildhorn et le domaine Ultrahelvétique.

Les terrains de la nappe de Roselette que nous voyons surgir de derrière le Mont-Blanc ne permettent pas de trancher puisque la série n'y monte guère non plus, dans l'ensemble, au-dessus du Tithonique. Cependant, la présence d'une Orbitoline dans des faciès non urgoniens nous incite à l'attribuer plutôt à l'Ultrahelvétique. De même, la présence épisodique de Nummulitique transgressant sur des niveaux très bas (Malm) est aussi un caractère attribué classiquement à l'Ultrahelvétique.

En tout cas nous n'avons, provenant de derrière le Mont-Blanc, rien qui caractérise le Subalpin ou l'Helvétique. C'est pourquoi nous pensons que l'origine de la totalité de l'Helvétique sensu lato (Morcles-Diablerets-Wildhorn) est à rechercher dans le synclinal de Chamonix, en avant du Mont-Blanc.

Dès lors la question des rapports Subalpin-Helvétique prend un éclairage nouveau : le Subalpin passe au Nord dans le synclinal de Chamonix par exagération des recouvrements, non seulement à la nappe de Morcles comme il a pu être envisagé jusqu'à présent (J. Debelmas, J.P. Uselle, 1966), mais à la totalité de l'Helvétique (Morcles-Diablerets-Wildhorn).

Plus au Sud d'ailleurs (renseignement oral B. Doudoux), dans le massif subalpin des Bauges sont représentés non seulement des faciès très externes (Présupalpin de N. Steinhauser) mais aussi des faciès de type helvétique plus internes (Diablerets-Wildhorn).

D. BREVE RECAPITULATION TECTONIQUE.

L'étude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc a permis d'aboutir aux conclusions suivantes :

- En ce qui concerne les socles.

Les massifs de Belledonne et du Mont-Blanc font tous deux classiquement partie des "massifs cristallins externes". Cependant, le massif du Mont-Blanc, comme il a été dit par divers auteurs, est plus interne que celui de Belledonne : il peut même le chevaucher.

- En ce qui concerne la couverture sédimentaire.

Deux ensembles ont pu être distingués :

- . d'une part, l'ensemble delphino-helvétique comprenant les séries du massif Mont-Joly - Aiguille Croche qui se rattachent vers l'avant aux massifs subalpins. Elles représentent la couverture décollée du massif de Belledonne et s'enracinent à l'avant du massif du Mont-Blanc dans le "synclinal de Chamonix" ;
- . d'autre part, une étroite bande de terrains de type ultrahelvétique longeant le flanc oriental du massif de Belledonne. Dans le secteur d'étude, cet ensemble est charrié par dessus la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc et constitue la nappe de Roselette.

II. HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION (fig. 5).

L'histoire alpine de la région étudiée débute au Trias. A cette époque elle est d'abord le siège d'une sédimentation continentale puis lagunaire.

Durant le Mésozoïque (au moins jusqu'au Crétacé inférieur, dernier terme représenté), elle connaît fondamentalement une évolution de type dauphinois. Au cours de celle-ci, quelques particularités permettent de distinguer trois domaines dans cette vaste zone : les unités dauphinoises s.s., le haut-fond du Mont-Blanc et le bassin ultra Mont-Blanc représentant le domaine d'origine de la nappe de Roselette. En effet, au Lias moyen, du fait d'une tectonique distensive en horsts et grabens, l'unité du Mont-Blanc se trouve émergée (épisode correspondant au dépôt des Grès Singuliers deltaïques), jouant ainsi le rôle de haut-fond.

Par la suite, après le Malm en tout cas, ce haut-fond s'efface et les trois domaines précités ne représentent de nouveau plus qu'un seul et même bassin. Au Crétacé inférieur, toutefois, la partie ultra Mont-Blanc du bassin se distingue par l'absence du faciès urgonien (plus externe), ce qui nous fait dire que ces séries sont probablement ultrahelvétiques.

Après une période d'émersion, atteignant des niveaux relativement bas (jusqu'au Jurassique), un nouveau cycle sédimentaire s'installe avec le Nummulitique. Les terrains correspondant à cette nouvelle paléogéographie sont bien représentés dans les unités dauphinoises s.s. (la célèbre trilogie priabonienne), beaucoup moins bien dans le bassin ultra Mont-Blanc.

Après le dépôt des terrains nummulitiques, la région connaît une importante période de tectonique tangentielle à vergence NW. Elle a pour effet le départ de l'ensemble de la couverture dauphinoise, le puissant écaillage du rameau interne de Belledonne et le chevauchement du Mont-Blanc sur les terrains dauphinois du "synclinal de Chamonix" ; au-dessus de cet édifice se met finalement en place la nappe composite de Roselette. Cette déformation tangentielle se produit sous une charge importante (schistosité de flux, cristallinité de l'illite) qui ne peut guère être attribuée qu'au passage des nappes préalpines dont on sait l'âge d'arrivée fini-Oligocène - début Miocène.

Un épisode de rétrodéversement semble clôturer cette tectonique tangentielle. Il affecte aussi bien le massif de Belledonne (rétrodéversement du Rocher des Enclaves, visible sur le terrain d'étude) que celui du Mont-Blanc (en Italie, dans le Val Veni).

Au Miocène moyen à supérieur, une dernière phase compressive, pé-nécontemporaine de l'apparition des chloritoïdes et de la deuxième schistosité, affecte la région étudiée. Elle correspond d'une part au bombement du rameau externe de Belledonne, d'autre part, au pli de fond déversé de la terminaison méridionale du Mont-Blanc, repiçant vers l'avant la nappe de Roselette qui l'avait dépassé.

Enfin, une phase distensive récente correspond d'une part à la verticalisation de nombreux contacts au front du Mont-Blanc, d'autre part, à l'apparition de failles normales décrochantes recoupant toutes les structures superposées antérieures.

BIBLIOGRAPHIE

- AMBERGER G.F. (1960) - L'autochtone de la partie Nord-Ouest du Massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). *Thèse, Faculté des Sciences de l'Université de Genève*, 103 p.
- ANTAL J.W. (1965) - Note préliminaire sur la géologie de la nappe de Morcles. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. 69, n° 319, p. 161-164.
- ANTOINE P. (1971) - La Zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice et la frontière italo-suisse. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Mém. Fr.*, n° 9, p. 1-367.
- ANTOINE P. et LANDRY P. (1976) - Précisions nouvelles sur l'extension du domaine helvétique en Savoie, à l'arrière de l'axe cristallin Belle-donne - Mont Blanc. *Eclog. Géol. Helv.*, 69/2, p. 403-413.
- ANTOINE P., PAIRIS B. et PAIRIS J.L. (1975) - Quelques observations nouvelles sur la structure de la couverture sédimentaire interne du Massif du Mont-Blanc, entre le Col Ferret et la Tête des Fours. *T.L.G.*, t. 51, p. 5-23.
- APRAHAMIAN J. (1974) - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. *Géol. Alpine*, t. 50, p. 5-15.
- APRAHAMIAN J., PAIRIS B. et PAIRIS J.L. (1975) - Nature des minéraux argileux et cristallinité des illites dans le massif de Platé et le revers occidental des Aiguilles Rouges. Implications possibles d'un point de vue sédimentaire, structural et métamorphique. *Ann. C.U.S.*, tome II, *Sc. Nat.*, p. 95-119.
- ASSOCIATION DES GEOLOGUES DU SUD-OUEST (1977) - Dynamique des bassins sédimentaires. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 1, 1, p. 109-320.
- AYRTON S. (1969) - Déformations des séries autochtones et helvétiques au SE du massif du Mont-Blanc. *Eclog. Géol. Helv.*, 62/1, p. 95-104.
- AYRTON S. (1972) - Sur la prolongation de la nappe de Morcles en France. *Eclog. Géol. Helv.*, 65/2, p. 321-326.
- AYRTON S. (1980) - La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 73/1, p. 137-172.
- BADOUX H. (1946) - L'Ultra-helvétique au Nord du Rhône valaisan. *Mat. Carte Géol. Suisse, n.s.*, 85ème livre, 56 p.
- BADOUX H. (1970) - Les oolithes déformées du Vêlar - Massif de Morcles. *Eclog. Géol. Helv.*, 63/2, p. 539-548.
- BADOUX H. (1972) - Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. *Mat. Carte Géol. Suisse, n.s.*, 143ème livre, 78 p.
- BARBIER R. (1944) - Sur l'existence d'un "dôme" émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand Châtelard (Rocheray), près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 38-39.
- BARBIER R. (1944) - Découverte de Nummulitique dans la couverture du Massif du Grand Châtelard (Rocheray) près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 24-25.

- BARBIER R. (1956) - Remarques sur la tectonique et la stratigraphie de la zone dauphinoise orientale au Nord du Pelvoux. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 49-51.
- BARBIER R. (1956) - L'importance de la tectonique "anté-nummulitique" dans la zone ultradauphinoise, au Nord du Pelvoux ; la chaîne Arvinche. *B. S.G.F.*, t. 6, p. 355-370.
- BARBIER R. (1960-1963) - Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. *Livre à la mémoire de P. Fallot*, t. II, p. 321-329.
- BARBIER R. (1961) - Reliefs "vindéliens" et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias. *Mém. B.R.G.M.*, n° 4, *colloque sur le Lias français*, p. 691-694.
- BARBIER R. (1963) - La tectonique de la zone ultradauphinoise au N.E. du Pelvoux. *Trav. du Lab. de Géol. de la Fac. des Sc. de Grenoble*, t. 39, p. 239-246.
- BARFETY J.C., GIDON M., HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J. (1970) - Nouvelles observations sur les conditions de sédimentation du Trias et du Lias du Dôme de la Mure et de la Chaîne de Belledonne méridionale. *Géol. Alpine*, t. 46, p. 5-16.
- BARFETY J.C., DEBELMAS J. et MOUTERDE R. (1972) - Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W et SE du massif de Belledonne (Isère). *Géol. Alpine*, t. 48, fasc. 1, p. 61-86.
- BARFETY J.C. et MOUTERDE R. (1978) - Présence d'Hettangien fossilifère dans le massif du Mont-Joly. Implications stratigraphiques et conséquences structurales. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, p. 113-116.
- BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M. et MOUTERDE R. (1979) - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du Col d'Ornon. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 289, p. 1207-1210.
- BELLIÈRE J. (1949) - Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont-Blanc. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXXII, p. 8-195.
- BELLIÈRE J. (1956) - Caractères de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. VI, p. 691.
- BERTRAND M. (1896) - La Tarentaise au Nord de l'Isère. *B.S.C.G.F.*, t. VIII, n° 53, p. 145-150.
- BERTRAND M. (1900) - L'extrémité du Mont-Blanc et le Mont Joly. *Livret guide 8ème Cong. Géol. Int. Paris, excursion 13a*.
- BOCQUET J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse, U.S.C.M.G.*, 489 p.
- BOIS J.P. et RICOURT J. (1955) - Observations géologiques effectuées dans la galerie d'alimentation de la chute de Roselend (Savoie). *Documents B.R.G.M., Hy, Th. 10, A794, 30 p.*
- BORDET C. (1952) - Observations sur la tectonique du cristallin dans les massifs de l'Aiguille de Roselette, de la Tête de la Cicle et de l'Aiguille de la Pénaz, au S.E. du Mont-Blanc. *C.R. Acad. Sc.*, t. 234, p. 450-452.

- BORDET C. (1961) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne. *Thèse* 218 p.
- BORDET P. et BORDET C. (1960-1963) - Belledonne, Grandes-Rousses et Aiguilles Rouges - Mont-Blanc : quelques données sur leurs apports structuraux. *Livre à la mém. de P. Fallot, t. II, p. 309-316.*
- BORDET P. (1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Trav. du Lab. de Géol. de la Fac. des Sc. de Grenoble, t. 39, p. 173-198.*
- BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P. et al. (1976) - L'arc alpin occidental : Réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? *Eclog. Géol. Helv., vol. 69/2, p. 509-519.*
- BRAVARD C. et GIDON M. (1979) - La structure du revers oriental du massif du Pelvoux : Observations et interprétations nouvelles. *Géol. Alpine, t. 55, p. 23-33.*
- CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT J.P. (1978) - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. de Géog. Phys. et de Géol. Dyn., 2ème série, vol. XX, fasc. 4, p. 307-322.*
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets. *Centre Doc. Universitaire, Paris, 3 vol.*
- CARFANTAN J.C. (1973) - La bordure sédimentaire du massif de Belledonne entre la vallée de l'Arc et Albertville ; caractères stratigraphiques et structuraux. *Ann. Centre Universitaire de Savoie, t. I, p. 119-124.*
- CARFANTAN J.C. (1975) - Les terrains ante-oxfordiens de la chaîne du Charvin (massif des Bornes - Savoie). Caractères stratigraphiques et structuraux. *Ann. Centre Universitaire de Savoie, t. II, Sc. Nat., p. 59-67.*
- CARME F. (1970) - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 271, p. 2232-2235.*
- CARME F. (1971) - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (Massifs cristallins externes - Alpes françaises). *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 273, p. 1771-1774.*
- CARME F. (1973) - Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 277, p. 2309-2312.*
- CHAROLLAIS J., ROSSET J. et BUSNARDO R. (1970) - Le Crétacé de la nappe inférieure de la klippe de Sulens (Haute-Savoie, France). *Geobios, vol. 3, fasc. 2.*
- CLARK S.P. (Jr) et JÄGER E. (1969) - Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. *Am. Sci., 267, p. 1143-1160.*
- COLLET L.W. (1943) - La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Mat. pour la Carte Géol. de la Suisse, N^{lle} série, 79ème liv., 146 p.*
- COLLOQUE (1960) - Colloque sur le Lias français. *Mém. B.R.G.M. n° 4.*
- COMPAGNONI R., ELTER G. et STURANI C. (1964) - Segnalazione di Albiano fossilifero nel tratto valdostano della zona delfinese-elvetica. *Atti. Ac. Nazionale dei Lincei. Rend. Sc. fis. mat. e nat., vol. 36, marzo 1964 (fasc. 3), p. 391-394.*
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1925) - Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. *B.S.G.F., (4), t. 25, p. 541-553.*

- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. et RIO M. (1979) - A la recherche des facteurs oscillants de la sédimentation marine ancienne par l'étude des alternances marno-calcaires. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 289, D, p. 1121-1124.
- DEBELMAS J. (1963) - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. *Trav. Lab. Géol. de la Fac. des Sc. de Grenoble*, t. 39, p. 125-171.
- DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France. *Doin Editeur*, 2 vol., 544 p.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. *Extrait de "L'information scientifique" n° 1, Baillière Ed.*
- DEBELMAS J. et USELLE J.P. (1966) - La fin de la nappe de Morcles dans le massif du Haut-Giffre. *B.S.G.F.*, 7, VIII, p. 337-343.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1970) - The Western Alps : Palaeogeography and structure. *Earth Sci. Rev.*, 6, p. 221-256.
- DELAHARPE J. (1858) - Notice sur la géologie des environs de Saint-Gervais (Savoie). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, t. V, Lausanne, 1858.
- DERCOURT J. et PAQUET J. (1978) - Géologie. Objets et méthodes. *Dunod Université*.
- ESQUEVIN J. (1969) - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. PAU-SNPA*, 3, p. 147-154.
- FAVRE A. (1859) - Terrains liasiques et keupériens de la Savoie. *Mém. de la Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève*, t. XV, p. 327-340.
- FAVRE A. (1867) - Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. *Masson, Paris*, 3 vol., 587 p.
- GAND G. (1973) - Contribution à l'étude géologique des formations permotriassiques de la partie septentrionale de Belledonne, de la vallée de l'Arly au lac de la Girotte. *Thèse 3ème cycle, Grenoble*.
- GIDON P. (1951) - La couverture mésozoïque du Massif cristallin à l'Est du Pelvoux. *C.R. Acad. Sc.*, t. 233, p. 1046-1047.
- GIDON P. (1952) - Un calcaire oolithique du Trias ultradauphinois. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 9, p. 156-157.
- GIDON P. (1959) - Observations sur la tectonique de la partie Sud-Ouest du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7ème série, t. I, p. 101-106.
- GIDON P. (1965) - Sur l'extension probable du Permien dans la partie savoyarde de la zone alpine externe. *Ann. du Centre Universitaire de Savoie*, t. 3, p. 95-98.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1929) - Observations à propos de deux notes récentes de Géologie alpine : grès singuliers du Col du Bonhomme (Savoie) et Trias à Equisetites du Briançonnais. *C.R.S.G.F.*, I-II, p. 17-19.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1933) - Sur le prolongement en Haute-Savoie et en Savoie des unités structurales des Alpes Dauphinoises. *C.R. Acad. Sc.*, t. 196, n° 16, p. 1153-1156.
- GOGUEL J. (1951) - Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpines. *B. S.G.F.*, série 6, t. 1, p. 439-451.

- GOGUEL J. (1954) - La zone radicale de la nappe de Morcles. *B.S.C.G.F.*, n° 241, p. 207-211.
- GRASMÜCK K. (1961) - Die helvetischen Sedimente an Nordostrand des Mont Blanc - Massivs. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 54, n° 2, p. 351-450.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B. et VERGNE J.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. *Thèse 3ème cycle, Grenoble.*
- GROS Y. (1974) - Etude pétrologique et structurale du Beaufortin. *Thèse 3ème cycle, Grenoble.*
- GUILLAUME A. (1978) - La ligne du Tonale (Alpes centrales et orientales) : sens du décrochement et prolongements. *Tectonophysics*, 48 (1978), T7-T14.
- HALFERDAHL L.B. (1961) - Chloritoïd : its composition, X Ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Petr.* 2, 49-135.
- KÜBLER B. (1966) - La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Coll. sur les étages tectoniques, Baconnière, Neuchâtel, Suisse*, p. 105-122.
- KÜBLER B., PITTION J.L., MEROUX Y. et al. (1979) - Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie). *Eclog. Géol. Helv.*, vol 72/2, p. 347-373.
- LANCELOT J.C. (1979) - Etude tectonique de la zone des Brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice, Savoie. *Thèse 3ème cycle, Paris VII.*
- LANDRY P. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend. *Thèse 3ème cycle, Grenoble*, 131 p.
- LANDRY P. (1978) - Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont-Blanc. *T.L.G.*, t. 54, p. 83-112.
- LEIKINE M. (1979) - A practical method to calculate ordering for interstratified illite-smectite minerals. Applications : estimation of degree and type of metamorphism in pelitic sedimentary rocks. *Clays and clay minerals.*
- LETOURNEUR J. (1944) - Observations sur la région comprise entre Ugine et le Mont-Joly (Feuille d'Albertville au 1/80.000ème). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XLV, n° 216 (C.R. Collab. 1943), p. 173-177.
- LEUTWEIN F., POTY B., SONNET J. et ZIMMERMANN J.L. (1970) - Age des cavités à cristaux du granite du Mont-Blanc. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 277, p. 156-158.
- LOMBARD A. (1967) - Paléosédimentation de bassins du type miogéosynclinal helvétique dauphinois. *Revue de Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 2ème série, vol. IX, fasc. 3, p. 199-217.
- LUGEON M. (1912) - Sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences. *C.R. Hebdo. des séances de l'Ac. des Sc.*, t. 155, 30 sept. 1912, p. 623-625.
- LUGEON M. (1914) - Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C.R. Acad. Sc.*, t. 158, n° 26, p. 2029-2031.

- LUGEON M. (1914) - Sur l'entraînement des terrains autochtones en dessous de la nappe de Morcles. *C.R. Acad. Sc.*, t. 159, n° 2, p. 192-195.
- LUGEON M. (1930) - Trois tempêtes orogéniques : La Dent de Morcles. *Livre jub. Soc. Géol. France*, p. 499-512.
- LUGEON M. (1946) - A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin. *B.S.G.F.*, 5ème série, t. XVI, p. 609-630.
- LUGEON M. (1947) - Hommage à August Buxtorf et digression sur la nappe de Morcles. *Verh. naturf. Ges. Basel* 58, p. 108-131.
- MARTINI J. (1972) - Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. *Bull. Suisse Miné. Pétro.*, v. 52/2, p. 257-275.
- MASSON H. (1972) - Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclog. Géol. Helv.*, 65/1, p. 27-41.
- MENNESSIER G. (1964) - Sur la tectonique du Mont Joly (Savoie) (Feuille de Saint-Gervais-les-Bains au 50.000ème). *Bull. Carte Géol. Fr.*, 277, LX, p. 77-84.
- MENNESSIER G. (1964) - Les klipptes triasiques du Mont Joly et leur signification. *C.R. Somm. S.G.F.*, 2, p. 70-71.
- MENNESSIER G. (1965) - Sur la présence du Nummulitique dans la région de Roselend. *C.R. Somm. S.G.F.*, 4, p. 133-134.
- MENNESSIER G., CARME F. et al. (1976) - Notice de la carte géologique Saint-Gervais-les-Bains au 1/50.000ème. *B.R.G.M.*
- MERCANTON C. (1963) - La bordure ultra-helvétique du massif des Diablerets. *Mat. Carte Géol. Suisse*, n.s. 116.
- MORET L. (1934) - Géologie du Massif des Bornes et des klipptes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n° 22, 162 p.
- MOUTERDE R. (1971) - Les zones du Jurassique en France. *Extrait du "C.R. Somm. des Séances de la Soc. Géol. de France"*, fasc. 6, séance du 1er mars 1971, p. 76.
- NECKER L.A. (1828) - Mémoire sur la vallée de Valorsine. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat.*, t. IV, Genève.
- OULIANOFF N. (1963) - Certaines particularités des lignes directrices tectoniques observées dans les tunnels du Grand-Saint-Bernard et du Mont-Blanc. *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 56, n° 1, p. 867-875.
- OULIANOFF N. (1965) - Contribution à l'histoire des Massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. 69, n° 317, p. 21-33.
- PAIRIS B., PAIRIS J.L. et PORTHAULT B. (1973) - Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles-Rouges, Alpes de Haute-Savoie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, p. 1131-1134.
- PAIRIS B. (1975) - Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du Massif de Platé (Haute-Savoie). *Thèse 3ème cycle, Grenoble*, 151 p.
- PAREJAS E. (1921) - Géologie de la Zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles-Rouges. *Mém. de la Soc. Phys. et d'Hist. Nat. de Genève*, vol. 39, Fasc. 7.

- PAREJAS E. (1921) - Sur la tectonique du Mont Joly et des régions voisines. *C.R. Séance Soc. Phys. et d'Hist. Nat. Genève*, vol. 38, n° 3, p. 89-93.
- PAREJAS E. (1922) - La structure de l'extrémité SW du Mont-Blanc. *C.R. Soc. Phys. et d'Hist. Nat. Genève*, vol. 39, p. 38-39.
- PAREJAS E. (1923) - Sur quelques points de la tectonique du Mont-Joly (Haute Savoie). *Eclog. Géol. Helv.*, vol. XVIII, n° 2, p. 234-235.
- PAREJAS E. (1925) - La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie). *Eclog. Géol. Helv.*, 19/2, p. 420-503.
- PAREJAS E. (1926) - Nouvelles observations sur le soubassement du Mont-Joly. *C.R. Séances Soc. Phys. et d'Hist. Nat. Genève*, vol. 43, fasc. 3, p. 179-183.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1944) - Nouvelles observations sur la carrière de Feug (Haute-Savoie). *C.R. Somm. S.G.F.*, n° 11, p. 125.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1945) - Observations de métamorphismes du Trias dans les Alpes autochtones au lac de la Girotte (Savoie). *B.S.G.F. (5ème série)*, 15.
- PIERRE X. et USELLE J.P. (1966) - Le massif de Sixt (Haute-Savoie). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 42, p. 203-235.
- PIJOLAT B. (1978) - Les déformations des terrains secondaires de la région de Megève (Haute-Savoie) : Mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. *Thèse 3ème cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon*.
- POTY B.P., STADLER H.A. et WEISBROD A.M. (1974) - Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. *Schweiz. Miner. und Petr. Mitt.*, Band 54, Heft. 2/3, p. 717-752.
- RABOWSKI F. (1917) - Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec les lames de la bordure NW des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar. *Extrait de : Soc. Vaud. Sc. Nat.*, p. 195-199.
- VON RAUMER J.F. (1974) - Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc und Aiguilles Rouges Massivs. *Schweiz; Miner. und Petr. Mitt.*, Band 54, Heft 2/3, p. 471-487.
- REVIL J. (1895) - Note sur le vallon de Naves (Tarentaise) et sa prolongation vers le Nord. *Bull. Service Carte Géol. France*, t. VII, n° 44, p. 140-143.
- REVIL J. (1896) - Note sur le vallon de Roselend et le col du Bonhomme. *B.S.C.G.F.*, t. VIII, n° 53, p. 188-190.
- RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. *Mém. S.C. G.F.*, p. 220-223.
- RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. *Mém. S.C. G.F.*, p. 234-239.
- RITTER E. (1896) - Extrémité méridionale du Mont-Blanc et du massif du Mont Joly. *Bull. S.C.G.F.*, t. VIII, n° 53, p. 190-191.
- RITTER E. (1897) - La bordure SW du Mont-Blanc. Les plis couchés du Mont Joly. *Bull. S.C.G.F.*, t. IX, n° 60, 232 p.
- RIVANO S. (1978) - Contribution à l'étude géologique du S.E. du massif des Bornes : La partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le col des Aravis et la cluse de Faverges-Ugine. *Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI*.

- ROBERT J.P. (1976) - Les décrochements, fracturations et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs subalpins dauphinois. *Thèse de 3ème cycle, Grenoble.*
- ROSSET J. (1957) - Description géologique de la Chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). *Thèse, Fac. des Sc. Grenoble, 147 p.*
- ROUBAULT M. et BORDET C. (1947) - Sur l'existence d'une minéralisation post-triasique à Roselend. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., n° 16, p. 321-322.*
- SAGON J.P. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Chateaulin (Massif Armoricaïn) : stratigraphie, volcanisme, métamorphisme et tectonique. *Thèse, Paris VI.*
- SALIOT P. (1973) - Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. *C.R. Acad. Sc., Paris, t. 276, (D), p. 3081-3084.*
- SCHOELLER H. (1929) - La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. *Carte Géol., Bull. n° 175, T. XXXIII.*
- SCHOELLER H. (1930) - Feuille de Bourg-Saint-Maurice au 1/50.000ème, notice explicative. *B.R.G.M.*
- STEINHAUSER N. (1969) - Recherches stratigraphiques sur le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). *Thèse Univ. de Genève, 254 p.*
- TRÜMPY R. (1952) - Présence probable du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au SW du massif du Mont-Blanc. *C.R. S.G.F., (6), t. II, p. 149-151.*
- TRÜMPY R. (1960-1963) - Sur les racines des nappes helvétiques. *Livre à la mém. de P. Fallot, t. II, p. 419-428.*
- VATAN A. (1967) - Manuel de sédimentologie. *Editions Technip.*