HAL
open science

Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne (Alpes françaises)

Claude Bordet

To cite this version:

Claude Bordet. Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne (Alpes françaises). 1961. insu-00720441v1

HAL Id: insu-00720441

https://insu.hal.science/insu-00720441v1

Submitted on 24 Jul 2012 (v1), last revised 7 Feb 2013 (v2)

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.

G.I.G

CLAUDE BORDET — RECHERCHES GÉOLOGIQUES SUR LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE BELLEDONNE (ALPES FRANÇAISES)

D
25

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE

MÉMOIRES
POUR SERVIR À L'EXPLICATION
DE LA
CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA FRANCE

RECHERCHES GÉOLOGIQUES
SUR LA
PARTIE SEPTENTRIONALE
DU MASSIF DE BELLEDONNE
(ALPES FRANÇAISES)

PAR
CLAUDE BORDET
INGÉNIEUR-DOCTEUR

PARIS
IMPRIMERIE NATIONALE
1961

RECHERCHES GÉOLOGIQUES

SUR LA

PARTIE SEPTENTRIONALE

DU MASSIF DE BELLEDONNE

(ALPES FRANÇAISES)

* * *

Ce n'est qu'après plusieurs années de travail sur le terrain, sur les chantiers et en laboratoire que j'ai commencé à voir apparaître quelques-uns des traits principaux de la géologie de Belledonne.

Pendant ce temps, j'ai bénéficié de l'aide que m'apportaient mes professeurs et mes amis.

Notre regretté maître, M. Gignoux, a été pour moi, au début de mon travail, un guide paternel qui a bien voulu me faire profiter, lors de mes passages à Grenoble, de sa grande expérience tant des Alpes que des questions de géologie appliquée à la construction des barrages.

M. Roubault, lors de longues courses communes, m'a fait connaître le premier le Beaufortin. C'est lui qui, à l'École de Géologie appliquée de Nancy, m'avait donné le goût des techniques qui font de la géologie appliquée aux travaux publics un art où le géologue doit être avant tout ingénieur.

Les conseils que M. P. Fallot a bien voulu me donner m'ont permis de saisir l'originalité de la tectonique du massif de Belledonne.

Les leçons de Mme Jérémine m'ont été très profitables pour débrouiller la pétrographie des séries cristallophylliennes, au début rebutante par sa complexité.

Je remercie aussi F. Ellenberger, J. Fabre et Ch. Greber pour les amicales conversations que nous avons tenues, pendant lesquelles ils m'ont fait part des résultats de leurs travaux et de leur avis sur des problèmes tels que l'âge du socle hercynien ou la paléogéographie et la stratigraphie du Houiller.

M. le Professeur E. Wegmann et M. le Professeur P. Bearth ont bien voulu s'intéresser à mon travail et me donner des conseils que leur longue expérience des vieux socles et des noyaux cristallins des nappes penniques rendaient précieux. Je conserve un excellent souvenir des tournées faites avec M. le Professeur R. Trumpy, où j'ai pu apprécier ses larges connaissances des séries helvétiques et penniques. M. le Professeur E. Niggli a accepté de consacrer de son temps pour faire avec moi une tournée intéressante dans la région de la Girotte.

Enfin, mon affectueuse reconnaissance doit aller à mon frère P. Bordet, qui, il y a bientôt vingt ans, m'a initié aux rudiments de la géologie et m'a dirigé dans mes premiers levers sur le terrain. Par des voies différentes, nous nous sommes retrouvés attelés à la même tâche : l'étude des massifs cristallins de Savoie et du Dauphiné. Nous ne saurions plus compter maintenant les journées de terrain passées ensemble du Nord au Sud des massifs dont nous avons entrepris l'étude, ni les heures de réflexion pendant lesquelles la géologie de nos massifs s'est peu à peu éclairée, à notre joie commune.

* * *

Je n'ai pas la prétention d'avoir résolu tous les problèmes de la géologie du Nord de Belledonne : bien des questions restent posées auxquelles il serait passionnant d'essayer de répondre.

Le but, qui m'était fixé initialement, était d'étudier en détail les caractères géologiques structuraux de la région, pour servir de base à une étude de géologie appliquée à la technique des travaux : percements de galeries de plusieurs dizaines de kilomètres de longueur, excavations d'usines souterraines, étanchéités de cuvettes de retenue, appuis de barrage, etc.

Je n'ai donc fait que circonscrire certains problèmes géologiques dont les solutions dépassaient ma compétence ou m'écartaient par trop de mon but.

Les résultats que j'exposerai ci-après auraient atteint leur but s'ils pouvaient attirer dans Belledonne des géologues désireux de faire progresser nos connaissances, encore bien incomplètes, sur cette partie des Alpes.

J. C. 837290. I B

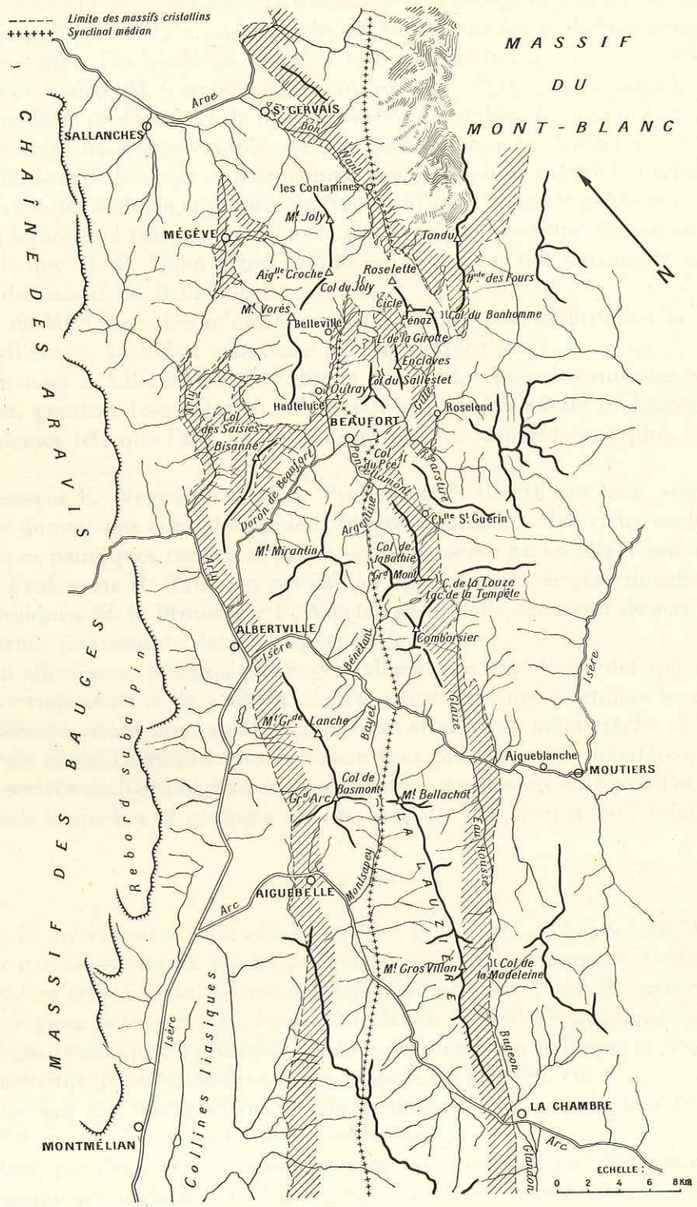


Fig. 1. — Situation géographique de la région étudiée.

INTRODUCTION

1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE

A. LE MASSIF DE BELLEDONNE

Le massif de Belledonne fait partie des « massifs cristallins externes » — également appelés « massifs centraux » des Alpes françaises. Ce sont, de la Méditerranée à la Suisse : l'Argentera-Mercantour, le Pelvoux (massif de l'Oisans), les Grandes Rousses, Belledonne et enfin le massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges.

Ces massifs dessinent un arc de cercle situé entre les Préalpes (chaînes subalpines) à l'Ouest et les Alpes internes à l'Est.

Si certains d'entre eux sont bien définis du point de vue géographique et géologique, comme le massif du Mont Blanc, d'autres ont des limites moins précises. De plus, géographes et géologues n'utilisent pas toujours les mêmes critères pour délimiter une région naturelle à laquelle ils ont donné le même nom. Tel est le cas de Belledonne.

Pour les géographes, le massif de Belledonne est la chaîne située dans les Alpes du Dauphiné et limitée au Sud par la vallée de la Romanche, au Nord par le massif des Sept Laux, à l'Est par la vallée de l'Eau d'Olle et à l'Ouest par les collines liasiques, qui flanquent la chaîne principale, le long de la plaine du Grésivaudan.

Pour les géologues, le massif de Belledonne a une extension beaucoup plus grande : il s'étend du Drac au Sud, jusqu'à la région de Megève au Nord. C'est une unité cristalline dont le massif géographique Belledonne ne forme que le maillon central. La succession des massifs géographiques qui la compose du Sud-Ouest au Nord-Est est la suivante :

— le massif du Taillefer et le Dôme de la Mure, entre le Drac et la Romanche;
— le massif de Belledonne *sensu stricto,* entre la Romanche et le col du Pas de la Coche;
— le massif des Sept Laux, entre ce dernier et l'Arc;
— les massifs de la Lauzière et du Grand Arc, entre l'Arc et l'Isère;
— les massifs du Beaufortin, au nord-est de l'Isère.

Par la suite, l'expression « massif de Belledonne » sera employée dans son sens géologique, sauf spécification contraire.

La partie septentrionale du massif de Belledonne étudiée ici, intéresse les massifs de la Lauzière et du Grand Arc, ainsi que ceux du Beaufortin, situés au nord de la vallée de l'Arc. Voici quelles en sont les limites exactes (fig. 1).

B. LIMITES GÉOGRAPHIQUES DES MASSIFS ÉTUDIÉS

Limite orientale.

Vers l'Est, le massif de Belledonne est limité par un alignement de vallées creusées sur son bord interne [1].

Au nord de l'Arc, la vallée du Bugeon (qui fait face à celle du Glandon) descend du col de la Madeleine. De l'autre côté de ce col, la vallée de l'Eau Rousse redescend vers l'Isère. La vallée de la Glaize lui fait face sur l'autre rive de l'Isère. Ces deux vallées mordent légèrement sur le Cristallin. A quelques kilomètres plus à l'Est, la dépression d'Aigueblanche dans les schistes tendres du Jurassique marque mieux le bord du massif cristallin.

La Glaize prend sa source non loin du col de la Louze, réplique exacte du col de la Madeleine. Au nord-est de ce col, la limite du massif est bien marquée par la vallée de la Louze jusqu'à la petite dépression de la Chapelle-Saint-Guérin; plus loin, le massif de la Roche Parstire est un paquet de schistes jurassiques, qui déborde vers l'Ouest sur le socle cristallin abaissé.

La dépression de Roselend souligne à nouveau la limite orientale du massif. Au-delà, cette limite se poursuit dans la haute vallée de la Gitte.

Limite septentrionale.

La limite septentrionale du massif est mal définie : le Cristallin s'ennoie vers le Nord-Est sous sa couverture.

Il n'apparaît plus, entre Beaufort et Megève que dans les fonds de vallée (boutonnière de Megève), et tous les sommets présentent la morphologie molle des séries schisto-calcaires du Jurassique, avec de grands arrachements d'érosion (région du col des Saisies, Aiguille Croche, Mont Joly).

Entre Beaufort et le massif du Mont Blanc, le socle cristallin est brisé. Des paquets de terrains sédimentaires sont coincés entre des blocs cristallins, des écailles cristallines sont fichées dans la couverture; c'est toute la région comprise entre le lac de la Girotte, Roselend et les Contamines; des crêtes calcaires s'alignent entre des bombements cristallins et des dépressions schisteuses ou triasiques.

Limite occidentale.

Vers l'Ouest, le massif est limité par le sillon subalpin (Grésivaudan); celui-ci se poursuit au Nord par la vallée de l'Isère puis par la vallée de l'Arly et la dépression de Megève.

Limite méridionale.

La limite méridionale des massifs que j'ai étudiés est la vallée de l'Arc. Cette grande cluse transversale, de plus de 2 000 mètres de profondeur, est entièrement surimposée. Pas plus que la vallée de l'Isère, à 20 kilomètres au Nord, elle ne correspond à une limite géologique.

[1] J'emploierai fréquemment les termes « interne » et « externe ». Ils doivent se comprendre par rapport à l'Arc alpin.

C. SUBDIVISION GÉOGRAPHIQUE DES MASSIFS ÉTUDIÉS

Dans le massif de Belledonne, la division en deux « *rameaux* » — « *rameau externe* » vers l'Ouest, «*rameau interne*» vers l'Est — séparés par un «*synclinal médian*», a été reconnue depuis longtemps (Ch. et P. Lory). Je continuerai à employer cette terminologie commode.

La structure géologique se reflète dans la morphologie : deux chaînes parallèles sont séparées par un alignement de vallées longitudinales réunies par des cols.

Entre Arc et Isère, la chaîne externe est constituée par un rempart continu et peu accidenté de micaschistes, du Grand Arc (2 489 m) à la pointe de la Grande Lanche (2 115 m).

En arrière, la chaîne interne est un peu plus élevée. Elle forme aussi une barrière très régulière entre le Gros Villon (2 688 m) et le Mont Bellachat (2 488 m); c'est le massif de la Lauzière. Sa morphologie, plus aiguë que celle de la chaîne externe, s'explique par la présence de granites et de gneiss durs.

Entre les deux chaînes, la vallée de Montsapey, coulant vers l'Arc, est séparée par le col de Basmont (1 791 m) de la vallée du Bayet, qui coule vers l'Isère. Ces deux vallées s'alignent à peu près sur le synclinal médian.

Entre Isère et Doron de Beaufort, la chaîne externe est constituée par le massif du Mont Mirantin (2 461 m), moins allongé que celui du Grand Arc, mais présentant aussi une morphologie peu accusée où les glaciers n'ont pas creusé de cirques profonds.

La chaîne interne est un peu plus élevée. La Pointe de Comborsier (2 538 m) et le Grand Mont (2 689 m) forment une crête coupée par la dépression transversale des lacs de la Tempête.

L'ennoyage du massif cristallin vers le Nord-Est est déjà sensible ici. L'érosion a tout juste dégagé celui-ci de sa couverture secondaire : le Grand Mont porte encore à son sommet un petit chapeau de Trias.

Entre la chaîne du Mirantin et celle du Grand Mont, le synclinal médian est marqué par une succession de vallées : vallée du Bénétant, au sud-est du col de la Bathie (1 892 m), vallées de l'Argentine et du Poncellamont, entre Arèches et Beaufort, au nord-est du col.

Au nord du Doron de Beaufort, le rameau externe n'existe plus; il disparaît sous les terrains de couverture (Signal de Bisanne, Mont de Vorès, arête Aiguille Croche–Mont Joly).

La vallée de Hauteluce–Belleville suit approximativement le synclinal médian.

La chaîne interne est séparée en deux par des ravins joignant le col du Pré (3 km à l'ouest de Roselend) au col de Sallestet (4 km à l'E N E de Beaufort). Le massif granitique occidental de l'Outray (2 346 m) s'ennoie vers le Nord à hauteur de la Girotte, tandis que le massif oriental des Enclaves (2 468 m) disparaît sous le col du Joly et sous l'arête Tête de la Cicle–Aiguille de Roselette.

Plus au Nord encore, entre l'arête Aiguille Croche–Mont Joly et l'extrémité sud-ouest du massif du Mont Blanc (Mont Tondu 3 196 m, Tête de Bellaval, 2 892 m, Tête Nord des Fours, 2 756 m), deux arêtes se suivent au sud-est du large col du Joly coupées par le décrochement du col de la Cicle : l'arête cristalline Aiguille de Roselette–Tête de la Cicle (2 652 m) et l'arête calcaire et schisteuse des Roches Franches–Aiguilles de la Pénaz (2 683 m).

Ces deux arêtes sont situées dans la zone des écailles cristallines et sédimentaires qui forment la jonction entre Belledonne et Mont Blanc.

La vallée du Bon Nant, grande coupure qui limite le massif du Mont Blanc entre le col du Bonhomme (2 329 m) et Saint-Gervais, n'est plus dans le domaine de la terminaison septentrionale de Belledonne.

Quant au massif du Mont Joly et de l'Aiguille Croche, il est situé dans le prolongement exact du massif de Belledonne, mais il n'en fait plus géologiquement partie : il est formé d'épaisses masses de terrains sédimentaires cachant entièrement le Cristallin.

La terminaison sud-ouest des massifs cristallins du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges.

L'étude des rapports géologiques entre Belledonne et Mont Blanc m'amènera à parler de la terminaison sud-ouest des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. On sait que les Aiguilles Rouges forment un rempart à l'ouest du massif du Mont Blanc. La vallée de l'Arve sépare ces deux massifs entre le col de Balme, à la frontière suisse, et Les Houches. Dans ce tronçon, l'Arve suit le synclinal de Chamonix.

Entre Les Houches et Servoz, l'Arve recoupe l'extrémité sud-ouest des Aiguilles Rouges et sépare le petit massif du Prarion (1 967 m) qui en est une dépendance.

D. LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Les grandes vallées transversales du massif de Belledonne : vallée de l'Isère, vallée de l'Arc et, à moindre titre, vallée du Doron de Beaufort, sont de véritables cluses surimposées et ont une origine antérieure à la surrexion des massifs cristallins externes [1].

La plupart des autres vallées principales ou secondaires sont par contre nettement en dépendance de la structure géologique : vallées de l'Isère et de l'Arly entre Montmélian et Megève qui soulignent le bord externe du Cristallin, alignements des vallées secondaires qui soulignent le synclinal médian et le bord interne du Cristallin.

Nous aurons l'occasion d'étudier plus loin des cas particulièrement nets de concordance ou de discordance du réseau hydrographique par rapport à la structure du massif.

2. HISTORIQUE SOMMAIRE

Dans la deuxième moitié du XVIIIe *siècle*, de Saussure, le premier grand naturaliste alpin, fut séduit par la beauté du massif du Mont Blanc et lui consacra une grande partie de son activité scientifique. Il est intéressant de remarquer que c'est dans ce massif cristallin qu'il démontra pour la première fois l'existence des déformations tectoniques en observant les couches redressées de poudingues du Houiller.

Il sut distinguer les « terrains primitifs » — nos roches cristallophylliennes et cristallines — des roches sédimentaires.

A la même époque, Dolomieu reconnut la discordance de la couverture secondaire sur les « terrains primitifs » des Aiguilles Rouges. Un premier pas était fait dans l'étude des massifs cristallins.

Au début du XIXe *siècle*, Brongniart et surtout Brochant de Villers étudiaient la Tarentaise. Ce dernier, après avoir identifié les principaux faciès du Cristallin, nous a laissé la première coupe à travers la partie septentrionale du massif de Belledonne. En plus des « terrains primitifs » et des terrains secondaires, il décrivait les « terrains de transition », intermédiaires entre les précédents, dans lesquels il rangeait toutes sortes de roches, allant de certains gneiss de Belledonne jusqu'à des conglomérats du Secondaire.

Mais, en même temps, Brongniart, par ses découvertes paléontologiques, jetait les bases de l'étude stratigraphique, prélude nécessaire à toute étude tectonique.

Les principes mêmes de la stratigraphie allaient être immédiatement discutés : en 1828, Élie de Béaumont signalait un gisement de Bélemnites associées à des végétaux fossiles à Petit Cœur, sur la bordure orientale de Belledonne, dans la vallée de l'Isère. Deux interprétations devaient

[1] L'origine de ces vallées serait sans doute à rechercher dans la paléogéographique du Miocène, mais nous n'en possédons que fort peu de données pour les Alpes internes.

alors s'affronter pendant de nombreuses années. Des géologues, à la suite de É. de Beaumont, Brongniart etc., maintenaient que l'affleurement de Petit Cœur appartenait soit au Houiller, soit au Jurassique. Certains allèrent même jusqu'à affirmer que les fossiles caractéristiques ne sont pas toujours des preuves suffisantes en stratigraphie.

D'autres géologues, à la suite de Voltz, en particulier Ch. Lory, Favre, Pillet et Révil, voyaient, avec raison d'ailleurs, dans l'anomalie de Petit Cœur, un écaillement tectonique ayant fiché une écharde de Houiller dans les schistes liasiques.

Ce ne fut qu'en 1861, lors de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France, que Ch. Lory fit l'unanimité autour de la deuxième interprétation, à la suite des arguments de Favre.

Vers cette même époque, l'intérieur du massif de Belledonne fut exploré, vers le Sud par Ch. Lory, vers le Nord, par Favre et de Mortillet, en particulier dans la région de Beaufort, où furent signalés les principaux massifs de micaschistes, de gneiss et de granite.

Mais seul Ch. Lory s'intéressait aux dispositions structurales d'ensemble du massif. Il remarqua le premier les « granites stratiformes » et attribua aux failles verticales une importance majeure qu'elles ne sont pas loin d'avoir dans les massifs cristallins externes.

Vers la fin du siècle dernier et le début du siècle actuel, de nombreuses études furent publiées sur les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, en particulier par Duparc, Mrazec, Offret, Lugeon, M. Bertrand.

Ce fut dans les dernières années du XIXe siècle que Ritter entreprit son étude sur la bordure sud-ouest du Mont Blanc, au début en collaboration avec Duparc. Il parcourut la partie septentrionale du massif de Belledonne, le massif des Aravis, le massif du Mont Joly et la rive droite de l'Arve.

Cette étude reste remarquable par son ampleur et la justesse des observations de son auteur. Ritter fut malheureusement gêné par l'absence de cartes topographiques exactes et peut-être aussi par le manque de précision géométrique de ses descriptions structurales. Ses observations de détail restent presque toujours valables; il s'agit seulement de les replacer dans un cadre structural plus précis qu'il n'a pu le faire.

Ritter donna une description analytique des terrains cristallins de Belledonne, mais l'absence d'un cadre géologique d'ensemble du Cristallin, cadre à la fois stratigraphique et structural, l'empêcha d'en tirer des éléments synthétiques extrapolables à l'ensemble des massifs cristallins externes des Alpes.

Ce cadre, Lugeon en tenta une esquisse en 1911 pour les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Les principales phases tectoniques furent datées avec exactitude dans ces massifs, mais l'âge des phénomènes magmatiques ne fut pas encore saisi dans son ensemble.

Plus récemment, entre 1921 et 1926, E. Paréjas a repris l'étude détaillée du Mont Joly et a simplifié l'interprétation que Ritter en donnait. Au lieu des six plis couchés de Ritter, Paréjas montre que le Mont Joly est formé d'un seul grand pli couché, dont le cœur est compliqué par des plissotements de détail.

Cette très intéressante étude est restée malheureusement limitée au Mont Joly. Tout un passionnant travail reste à faire sur la stratigraphie et la tectonique des séries de couverture entre Aiguilles Rouges, Mont Blanc et Belledonne. Je n'ai pu qu'ébaucher ce travail qui promet d'apporter bien des précisions sur la prolongation des nappes helvétiques vers la France.

Entre 1923 et 1935 environ, Corbin et Oulianoff publiaient leurs cartes et leurs notes sur les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Ces travaux d'une précision et d'une conscience remarquables m'ont beaucoup servi pour élucider les points communs qui existent entre le Cristallin de Belledonne et celui du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges.

En ce qui concerne la partie septentrionale du massif de Belledonne, l'étude du Cristallin n'a pas paru tenter les géologues depuis Ritter.

H. Schœller, à l'occasion de sa thèse, a repris l'étude de la zone de Belledonne comprise

dans la feuille de Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000. La précision de ses levers reste excellente, surtout lorsque l'on sait que les problèmes du Cristallin n'étaient pas l'objet direct de son travail.

En 1932, E. Bunge a publié un travail sur la région de Cevins, dans la vallée de l'Isère, travail géographiquement trop limité pour avoir pu faire avancer nos connaissances sur Belledonne.

Avant la dernière guerre, le regretté J. Gubler avait repris l'étude de l'ensemble du Cristallin, mais sa disparition a laissé inachevée son œuvre, malheureusement restée inédite.

Pendant la guerre et les premières années qui la suivirent, *les grands travaux hydro-électriques* ont donné un regain d'intérêt à la géologie de la région. M. Gignoux, L. Moret, M. Roubault, J. Goguel prirent part aux études de géologie technique de ces travaux. Leurs rapports sont restés inédits.

A cette occasion, le problème de l'âge du métamorphisme du socle cristallin fut évoqué. Les délicates questions des fronts de métamorphisme et des altérations fossiles ont été abordées sur l'observation de détail de certains affleurements situés à la limite entre socle cristallin et couverture sédimentaire, notamment à Tré-la-Tête, à la Girotte et à Feug. Ces problèmes n'ont pas été discutés dans leur ensemble, les levers géologiques n'étant pas à l'époque suffisamment étendus. Ont pris part à cette discussion R. Perrin et M. Roubault, partisans d'un métamorphisme alpin du Cristallin sous le Trias, et M. Lugeon, M. Gignoux, P. Fallot. Pour ces derniers, cette zone représente l'altération fossile antétriasique qui est souvent visible sous le Trias dans les massifs cristallins externes.

J'ai été moi-même amené à reprendre l'étude de la partie septentrionale du massif de Belledonne à partir de 1947. Peu de temps après, mon frère, P. Bordet, entreprenait l'étude des Grandes Rousses et de la zone de Belledonne située à l'ouest des Grandes Rousses.

Les notes préliminaires que nous avons publiées ne sont que l'annonce d'un travail plus complet.

Le présent mémoire n'est ainsi qu'une partie de l'étude d'une plus vaste région qui couvrira l'ensemble de la chaîne de Belledonne, et celle des Grandes Rousses.

3. LES PROBLÈMES POSÉS PAR LE MASSIF DE BELLEDONNE

La région qui fait l'objet de cette étude est constituée par deux groupes de formations très différentes : des terrains métamorphiques et cristallins, d'une part, et des terrains sédimentaires, de l'autre.

Les premiers font partie des massifs cristallins externes des Alpes françaises (domaine hercynien), les seconds de leur couverture sédimentaire (autochtone ou parautochtone).

Une des particularités de cette région est la *rareté des fossiles :* absence complète dans les terrains cristallins, quelques rares gisements de flore dans le Houiller, quelques fossiles isolés dans les séries sédimentaires de couverture; la stratigraphie est donc compliquée par la grande difficulté qu'il y a à dater les terrains.

A. STRATIGRAPHIE DES SÉRIES MÉTAMORPHIQUES

Notre premier travail sera d'identifier les différents éléments qui constituent ce que, jusqu'ici, on a appelé « le socle cristallin ».

Nous continuerons à appeler **socle cristallin,** ou simplement **socle,** *l'ensemble des terrains cristallins, métamorphiques et houillers, tectoniquement enracinés, qui constituent les massifs cristallins externes.*

Sur le terrain, en dehors du Houiller non métamorphique, on peut reconnaître *deux séries* de roches métamorphiques d'origine sédimentaire, migmatisées et traversées par des granites.

L'étude de la migmatisation et des granites relève surtout des techniques classiques de la pétrographie. Par contre, là où d'anciennes roches sédimentaires sont encore reconnaissables, se posent des problèmes délicats à résoudre :

— quelle était la nature initiale des sédiments?
— combien existe-t-il de séries lithologiques différentes?
— quelle extension ont-elles sur le terrain?
— dans quel ordre se sont-elles déposées?
— dans quelles positions relatives ont-elles été placées par les orogénies successives?
— peut-on dater les sédiments originels, ainsi que les différents stades des métamorphismes qui les ont affectés?

Pour répondre à ces questions, les difficultés sont nombreuses : elles se trouvent augmentées parce que certains faciès, tels que les « *schistes carburés* », qui pourraient servir de repère stratigraphique, se retrouvent à plusieurs niveaux, sans que l'analyse pétrographique, même détaillée, ait pu jusqu'ici les différencier.

C'est donc en groupant des arguments pétrographiques et structuraux qui, pris individuellement, n'entraînent pas la conviction, qu'il sera possible de construire des hypothèses probables : nous devons nous en contenter pour l'instant, faute de preuves absolues.

B. STRATIGRAPHIE DES SÉRIES DE COUVERTURE

Les terrains qui constituent la couverture sédimentaire débutent au Trias. Ils ne sont pas métamorphiques, mais leur étude stratigraphique est pourtant délicate. Celle-ci sort du cadre que je me suis fixé.

J'ai seulement noté les quelques remarques suivantes :

En dehors du Trias, la division des termes du Jurassique telle qu'elle est représentée sur la carte au 1/80 000 est certainement insuffisante pour rendre compte de tous les faciès rencontrés sur le terrain.

Une étude sur carte des accidents tectoniques majeurs, montre que certaines unités de la couverture sont régies par la structure du socle cristallin sous-jacent.

On constate que les faciès des terrains sédimentaires sont souvent différents dans chacune de ces unités et que les mêmes séries lithologiques ne s'y retrouvent pas nécessairement. Il faut conclure soit à des variations latérales de faciès dans des séries de même âge, soit à la présence de terrains d'âges variés non encore identifiés, dans les différentes unités tectoniques de la couverture.

Une étude des successions lithologiques et la découverte de nouveaux gisements fossilifères permettraient d'établir des comparaisons avec des régions stratigraphiquement mieux connues comme la Suisse ou le Dauphiné.

La découverte par R. Trumpy (1952), au pied de l'Aiguille de Roselette, d'une série allant probablement du

Trias au Crétacé supérieur, analogue aux séries helvétiques, est la preuve que cette méthode peut donner des résultats intéressants.

Mais l'étude stratigraphique détaillée des séries de couverture n'a pas été faite jusqu'ici, et je serai obligé de continuer à considérer la couverture, en dehors du Trias, comme un ensemble non différencié.

C. PÉTROGRAPHIE

L'étude pétrographique des terrains cristallins et cristallophylliens a été entreprise *dans le but de permettre l'identification des différentes séries et l'établissement de leurs rapports.*

L'étendue relativement réduite de la zone étudiée m'a parfois conduit à chercher des termes de comparaison dans la partie sud du massif de Belledonne, dans le massif du Mont Blanc ou dans celui des Aiguilles Rouges.

D. TECTONIQUE

Le style tectonique du massif de Belledonne est un bon exemple du comportement du matériel hercynien — « *matériel mort* » d'Argand — repris par l'orogénèse alpine (tectoniques superposées). La couverture sédimentaire « *matériel souple* » présente une tectonique d'un tout autre style.

La structure hercynienne des séries cristallophylliennes présente un style isoclinal très particulier dont on ne connaît que peu d'exemples : celui-ci semble pourtant explicable d'une manière assez simple ainsi qu'on le verra. Mais les grands accidents qui en résultent ont souvent une histoire compliquée, car ils ont rejoué sous l'influence de l'orogénèse alpine.

Par rapport à celle-ci et en première analyse, le socle hercynien est rigide et présente un style cassant.

Par contre, la couverture sédimentaire, décollée, s'est déformée en plissements très souples avec une apparence d'écoulement plastique.

De plus, matériel cassant et couverture souple n'ont pas été sans réagir l'un sur l'autre. On observe souvent à leur limite des structures d'un type très particulier. Une partie importante de ce travail sera réservée à leur analyse.

Parmi les termes qu'utilise la tectonique classique, je n'en ai pas toujours trouvés qui définissent avec une précision suffisante certains accidents réellement observés. C'est pourquoi, j'ai réservé, au début du troisième chapitre, un paragraphe où je décrirai et définirai des accidents pour lesquels il m'a fallu créer une terminologie nouvelle.

E. PROBLÈMES MORPHOLOGIQUES

Parmi les problèmes morphologiques les plus originaux que j'ai rencontrés, je citerai les *phénomènes de balancements* de tête de couche ou de *fauchage* particulièrement développés dans certaines séries métamorphiques, au point qu'ils peuvent affecter plusieurs centaines de mètres d'épaisseur de terrain.

Faut-il attribuer à ces phénomènes les structures en éventail fréquemment observées dans l'ensemble du massif, ou le déversement local du Cristallin vers l'Est? Au contraire, faut-il voir dans ces structures un effet de l'orogénèse alpine? Cette question sera discutée dans le chapitre réservé à l'étude structurale.

F. PROBLÈMES TECHNIQUES

La région étudiée comporte un certain nombre de *travaux souterrains,* galeries de mines et surtout galeries d'adduction d'eau faisant partie d'aménagements hydro-électriques.

On trouvera en annexe la liste et les caractéristiques principales des galeries hydro-électriques exécutées ou en cours d'exécution.

L'ensemble des galeries anciennes m'a fourni relativement peu de renseignements géologiques : presque toutes sont bétonnées ou ne peuvent être visitées, et les coupes géologiques retrouvées dans les archives sont fréquemment sujettes à caution, ou nécessitent une interprétation délicate.

Par contre, le lever des coupes géologiques des galeries récemment terminées et surtout l'étude préalable des galeries en cours de perforation ont été pour moi l'occasion d'un travail approfondi qui m'a conduit à étudier avec le plus de précision possible la géologie structurale de toute cette région.

CHAPITRE I

PRÉSENTATION DES SÉRIES STRATIGRAPHIQUES

1. LES SÉRIES MÉTAMORPHIQUES DU SOCLE

INTRODUCTION

L'étude géologique du *matériel hercynien* ne peut se faire que dans les zones où le socle présente une *continuité suffisante*. J'en exclus donc provisoirement les écailles détachées et noyées dans la couverture sédimentaire à la suite des déformations alpines.

En première analyse, on peut classer (J. Jung et M. Roques, 1938) les roches métamorphiques qui constituent le massif de Belledonne en :

— ectinites,
— migmatites,
— granites.

Les ectinites ont un métamorphisme peu accusé (zone des micaschistes supérieurs et inférieurs) : le problème le plus intéressant qu'elles posent est la recherche de la nature des formations dont elles dérivent.

Les migmatites peuvent être étudiées en fonction des ectinites à partir desquelles elles se sont formées.

Quant aux granites, on verra qu'ils sont également liés aux séries encaissantes.

Les faciès des ectinites sont suffisamment différenciés pour que l'on puisse identifier *deux séries distinctes,* je les appellerai :

— **série verte** (série inférieure),
— **série satinée** (série supérieure).

Pour simplifier, j'appellerai parfois « schistes verts » ou « schistes satinés », les ectinites de la série satinée ou celles de la série verte.

I. LA SÉRIE VERTE

Elle a été définie pour la première fois dans une coupe Est-Ouest, passant par le Grand Arc, le col de Basmont et le Mont Bellachat (P. et Cl. Bordet, 1953 *a*). Cette coupe montre, en dehors des séries très métamorphiques du Mont Bellachat, deux séries cristallophylliennes différentes.

Tandis qu'à l'ouest du synclinal médian, le massif du Grand Arc est composé de micaschistes gris fer satinés, plus ou moins feldspathiques, le flanc du Mont Bellachat, à l'est du synclinal médian, est constitué par une série de schistes compacts vert foncé ou grisâtres : c'est **la série verte.**

Dans la partie septentrionale du massif de Belledonne, la série verte n'existe que dans le rameau interne.

Dans le Beaufortin, elle affleure dans le massif de l'Outray et le massif de la Grande Côte de Boudin, sous forme d'une bande de 2 kilomètres de largeur maximum, orientée NE-SW.

On la retrouve dans la vallée de l'Isère entre Cevins et Feissons.

Entre la vallée de l'Isère et celle de l'Arc, elle constitue la majeure partie du massif de la Lauzière, mais elle est là presque totalement migmatisée et granitisée.

Enfin, au sud de l'Arc, elle forme la partie orientale du massif des Sept Laux, la quasi-totalité du massif de Belledonne *sensu stricto* et du massif de Taillefer ainsi que la partie occidentale du massif des Grandes Rousses (P. et Cl. Bordet, 1954).

A. CARACTÈRES STRATIGRAPHIQUES ET LITHOLOGIQUES DES ECTINITES DE LA SÉRIE VERTE

C'est une épaisse série (3 à 5 000 m) à sédimentation principalement schisteuse.
On peut la diviser en trois termes.

1. La série verte inférieure.

Elle n'affleure pas sous forme d'ectinites dans la région étudiée. Par contre, on la rencontre plus au Sud dans le massif des Sept Laux, et probablement aussi au Nord-Est, dans le massif des Aiguilles Rouges. Elle est formée de micaschistes et de gneiss ressemblant à ceux de la série satinée, mais des lits amphiboliques y sont fréquemment interstratifiés.

2. La série verte moyenne.

Elle est constituée par des amphibolites ou des gneiss amphiboliques à biotite ou à grenat. Son épaisseur est variable, mais ne paraît pas dépasser 300 à 500 mètres.

3 La série verte supérieure.

Elle comprend des faciès variés dont les principaux sont :

— des *schistes verts* (prasinites — ovardites — chloritoschistes);

— des *schistes quartzeux gris;*

— des *schistes noirs ardoisiers* ou *graphiteux* (« schistes carburés »). Ces derniers paraissent occuper une position stratigraphique élevée dans la série verte supérieure.

Toutes ces roches ont une texture fine; leur cassure est terne, leur patine généralement gris clair ou beige clair, même pour les roches de couleur sombre. Il est généralement impossible de les identifier pétrographiquement sur le terrain.

L'origine sédimentaire de la série verte est prouvée par la disposition litée des couches de composition pétrographique différente. Elle est confirmée par l'existence de schistes graphiteux — de niveaux de microgrès et de conglomérats — de bancs de cipolin.

Sa couleur verte provient très probablement de ce qu'elle s'est formée en partie au dépend de roches volcaniques, tufs ou cinérites. Quelques échantillons ont d'ailleurs conservé une structure caractéristique de roche volcanique. Ces roches sont maintenant pour la plupart transformées en *prasinites* et *ovardites.*

Topographiquement, les ectinites de la série verte donnent des versants à pente régulière très raide. Étant presque toujours accolées à des migmatites ou des granites plus durs, elles forment rarement des crêtes ou des sommets importants.

La rive droite de la vallée de l'Arc, entre la Chapelle et Épierre, donne un bon exemple de la morphologie de ces formations.

B. LES MIGMATITES DE LA SÉRIE VERTE

La série verte est migmatisée dans les massifs de la Légette du Grand Mont et de la Pointe de Comborsier.

La vallée de l'Isère recoupe les mêmes migmatites sur deux kilomètres, entre La Rochette (en face de Feissons) et Cevins.

Au sud de l'Isère, la plus grande partie de la série verte est migmatisée et granitisée. La masse des migmatites forme la longue arête entre le Mont Bellachat et le Gros Villon (La Lauzière). C'est là qu'affleure la série verte inférieure représentée par des gneiss à biotite.

Les migmatites de la série verte comprennent principalement :

— des gneiss œillés (embréchites) dans lesquels la trame de la série verte est encore reconnaissable [La Légette du Grand Mont];

— des gneiss rubanés à bancs amphiboliques [Légette du Grand Mont, flanc est de la Pointe des Aveugles];

— des gneiss clairs (leptynites) avec ou sans yeux feldspathiques [flanc est du Mont Bellachat];

— des gneiss granitoïdes souvent amphiboliques (anatexites) [galerie Isère–Arc].

C. LE GRANITE DE LA SÉRIE VERTE

J'appelle granite de la série verte, le granite mis en place dans les ectinites ou les migmatites de la série verte.

Dans le Beaufortin, deux masses granitiques recoupent la série verte, ce sont : d'une part *le granite de l'Outray,* au nord-est de Beaufort; d'autre part, *le granite du Roc Blanc,* au sud-est de Beaufort [1].

Entre les vallées de l'Isère et de l'Arc, le granite affleure sous la forme d'une longue bande plus ou moins continue entre Cevins (sur l'Isère) et le verrou situé à l'aval de la Chambre (sur l'Arc). Cette bande se poursuit au Sud par *le granite de Saint-Colomban-des-Villards.*

Enfin, il y a lieu de signaler des filons de granulites, en particulier non loin du Planey d'Arèches et sur l'arête ouest de la Légette du Grand Mont.

---

[1] Le Roc Blanc est le nom local donné à la croupe boisée située entre le village du Bersend et le col du Pré. Cette croupe est dénommée Grande Cote et Grand Bois de Boudin sur la carte au 1/20 000. Elle culmine au point coté 1844. Son nom local, que j'utiliserai de préférence, lui vient de la couleur claire du granite qui la constitue.

Lorsqu'il n'est pas transformé, ce qui est exceptionnel, le granite de la série verte est gris clair, bien cristallisé, parfois orienté, avec mica noir et amphibole. Il est souvent porphyroïde, mais alors il est généralement transformé en protogine.

Il peut être en contact par faille avec les séries encaissantes comme dans le massif de l'Outray. Ailleurs, il est lié aux migmatites dont il semble n'être qu'un faciès de différenciation.

Lorsqu'il recoupe les ectinites, il est entouré d'une auréole de contact (jusqu'à 1 km d'épaisseur) qui présente les mêmes faciès que les migmatites (granite du Roc Blanc).

II. LA SÉRIE SATINÉE

Dans la coupe d'Albertville au Grand Mont, qui nous a servi de point de départ (P. et Cl. Bordet, 1953 *a*), la série satinée constitue le massif Mont Mirantin–Pointe de la Grande Journée, à l'ouest du synclinal médian.

On la retrouve aussi dans le rameau interne à l'est de la série verte. Elle y forme le massif du Grand Mont, mais là, elle est migmatisée.

Les ectinites de la série satinée du rameau interne (région de Notre-Dame-de-Briançon dans la vallée de l'Isère, par exemple) ont un faciès plus compact que celles du rameau externe; ce faciès est dû à un métamorphisme un peu différent; mais la similitude des caractères pétrographiques, à l'œil nu, au microscope, ou à l'analyse chimique, conduisent à penser que les schistes satinés des deux rameaux appartiennent à une seule et même série. Pour qui a travaillé sur le terrain, ce fait paraît bientôt évident et incontestable.

A. CARACTÈRES LITHOLOGIQUES DES ECTINITES DE LA SÉRIE SATINÉE

Ce sont essentiellement des micaschistes dont l'aspect luisant et satiné est le caractère le plus apparent.

Malgré la grande épaisseur de la série (5 000 m au moins) il n'a pas été possible d'y faire de subdivisions stratigraphiques. Les faciès sont en effet beaucoup plus monotones que ceux de la série verte.

Les roches qui composent les ectinites de la série satinée sont les suivantes :

— des *schistes sériciteux ou chloriteux*, à surface satinée, onduleuse ou parfois finement gaufrée, de couleur gris fer, gris foncé ou vert foncé : la tranche présente souvent un aspect quartziteux. Ce faciès est, de beaucoup, le plus fréquent; ce sont les « schistes satinés »;

— des *schistes graphiteux satinés*, tachant les doigts : on les trouve rarement en affleurement car ils s'oxydent facilement;

— des *arkoses* et des *conglomérats* formés de galets de roches cristallines, à ciment sériciteux;

— des *roches vert foncé* du groupe des *prasinites;* dans la région étudiée, celles-ci sont beaucoup plus rares que dans la série verte.

Souvent les roches de la série satinée font légèrement effervescence à l'acide. Il est pourtant difficile d'y distinguer des bancs calcaires. Par contre, les filons comportant des minéraux carbonatés sont fréquents.

La série satinée a certainement une origine sédimentaire. Les sédiments originels étaient schisto-gréseux, légèrement carbonatés, avec des niveaux de conglomérats et peut-être de roches d'origine volcanique. Ils se rapprochaient d'un flysch gréseux.

Topographiquement, la série satinée donne des massifs montagneux à relief mou. On observe parfois un litage en gros bancs soulignant le pendage (versant sud du Grand Arc, massif du Mont Mirantin).

Par suite de l'abondance des minéraux phylliteux, les phénomènes de fauchage ainsi que les glissements de terrain sont particulièrement fréquents sur les versants formés par les schistes satinés : tel le glissement du Moulin-Engibert, dans les gorges de l'Arly.

B. LES MIGMATITES DE LA SÉRIE SATINÉE

Dans le Beaufortin, les migmatites de la série satinée forment deux massifs dans le prolongement l'un de l'autre : le massif des Enclaves et le massif du Grand Mont.

Le centre de ces massifs montre des faciès d'anatexie : les bords sont diffus et il n'est pas possible d'en tracer une limite précise sur la carte.

La migmatisation la plus intense correspond sensiblement à la culmination topographique des massifs, ainsi qu'à la culmination de la surface antétriasique, là où celle-ci a pu être reconstituée.

Entre l'Isère et Arc, la série satinée est également migmatisée ou granitisée, au sud-ouest du col de Basmont, dans la bande qu'elle forme entre la série verte et le synclinal médian.

Les migmatites de la série satinée sont formées principalement par les roches suivantes :

— des gneiss à mica noir, œillés ou non (embréchites);

— des gneiss à deux micas, parfois amphiboliques — exceptionnellement des amphibolites à grenat;

— des gneiss granitoïdes à mica noir (anatexites).

Ces roches se distinguent difficilement sur échantillon des migmatites de la série verte.

C. LE GRANITE DE LA SÉRIE SATINÉE

J'appelle granite de la série satinée le granite mis en place dans les ectinites ou les migmatites de la série satinée.

La série satinée est granitisée dans le petit massif de *Beaufort* et dans son prolongement septentrional (affleurement de *La Chaudanne* près de Belleville, au pied du lac de la Girotte). Les contacts sont écrasés et présentent des faciès qui rappellent ceux de la série verte (schistes verts). Pourtant là où les schistes sont peu transformés, on leur reconnaît les caractères de la série satinée.

Le granite de Beaufort a un grain fin et régulier; il est à biotite souvent chloritisée, exceptionnellement à amphibole. Les porphyroblastes sont relativement rares, sauf sur le pourtour du massif.

Dans la vallée de l'Arc, le granite de la série satinée affleure à *Épierre*. C'est la terminaison septentrionale du grand massif granitique des *Sept Laux*.

III. ORDRE DE SUPERPOSITION DES SÉRIES VERTE ET SATINÉE

La série verte et la série satinée étant habituellement en position isoclinale, on peut se demander quelle est leur position stratigraphique relative.

L'ordre de succession admis est le suivant :

— *série satinée*, stratigraphiquement *supérieure;*

— *série verte*, stratigraphiquement *inférieure*.

Voici les arguments sur lesquels repose cette manière de voir.

1. La série satinée présente une *structure synclinale* dans tout le rameau externe : la charnière a pu être suivie sur une dizaine de kilomètres au nord de l'Isère. Ailleurs, la disposition en éventail des schistes satinés s'accorde avec cette structure.

2. A la base de la série satinée, à son contact avec la série verte lorsque ce contact n'est pas uniquement tectonique, existe localement un *conglomérat de base* dont les blocs peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres de diamètre. Ce conglomérat, qui présente des caractères de métamorphisme identiques à ceux des schistes satinés typiques, a jusqu'ici été confondu avec le Houiller. On le trouve dans la vallée de l'Eau Rousse, près de Villard Soffrey, ou encore dans le massif du Grand Mont à 700 mètres à l'ENE de la Tête de Cuvy. Il est aussi connu dans les Grandes Rousses.

3. Bien qu'isoclinale, la série verte présente presque toujours une structure montrant la disposition suivante : l'axe est formé par des migmatites, parfois par du granite, les flancs sont constitués par des bandes d'ectinites. La série verte supérieure est située à l'extérieur, la série verte moyenne contre les migmatites. J'estime donc qu'il s'agit d'une *disposition anticlinale*. Cette disposition symétrique n'est pas absolument constante, un des flancs de l'anticlinal peut manquer : à la Légette du Grand Mont, le flanc interne d'ectinites fait défaut entre les migmatites du cœur de l'anticlinal et la série satinée du Grand Mont. Dans d'autres cas, un des flancs peut être répété tectoniquement plusieurs fois [1].

* * *

2. SÉRIE NON MÉTAMORPHIQUE DU SOCLE HERCYNIEN : LE HOUILLER

Le Houiller a été reconnu depuis fort longtemps dans le massif de Belledonne [2]. Il a donné lieu à des exploitations artisanales d'anthracite et d'ardoises, aujourd'hui abandonnées. Seules les mines d'Arèches conservent encore une petite activité.

Le Houiller est *le plus ancien terrain directement daté* par des fossiles que nous connaissions. Il n'est pas métamorphisé.

Je précise que je ne considère pas comme critère de métamorphisme la séricitisation parfois assez intense que l'on peut observer dans certains échantillons, notamment en provenance des zones fortement tectonisées. La séricite est d'ailleurs le seul minéral de néoformation indiscutable.

---

[1] En particulier le flanc interne de l'anticlinal de la série verte dans le massif des Sept Laux, à l'ouest du granite de Saint-Colomban-des-Villards.

[2] Le terme de Houiller est utilisé de manière classique dans les Alpes pour désigner le Carbonifère; je me conformerai à cet usage.

I. LES FACIÈS DU HOUILLER

A. LE HOUILLER À SÉDIMENTATION DÉTRITIQUE PRÉDOMINANTE

Dans le *rameau externe*, on le trouve sur le versant droit de la vallée de l'Arly; il y forme des placages dont la discordance sur les schistes satinés est connue depuis longtemps (Ritter, 1897, p. 55). Il n'est pas pincé en synclinaux étroits (Goguel, 1957), comme le représente la carte au 1/80 000.

Dans le *rameau interne*, on le rencontre :

— dans les écailles tectoniques des deux versants de la Girotte et dans les petites écailles de la base du Mont Joly, sur son flanc oriental,

— en discordance sur le claveau [1] de la Grande Pierrière (série satinée),

— en discordance sur le granite de l'Outray (série verte),

— dans le synclinal houiller complexe d'Arèches (Crêt Bron).

La *base du Houiller* à faciès détritique prédominant est parfois constituée par un conglomérat, un grès grossier ou une arkose, formés uniquement par les débris de la roche cristallophyllienne ou cristalline sous-jacente. Celle-ci se trouve « reconstituée » dans le Houiller.

Cette roche ressemble ainsi à s'y méprendre à la roche originelle; tels sont les grès de base du Houiller de l'Arly, le conglomérat à galets de migmatites de la série satinée de la Grande Pierrière, le passage du granite au Houiller de l'Outray.

Deux interprétations, erronées à mes yeux, peuvent venir à l'esprit :

— cette zone peut évoquer un « front » de métamorphisme. L'étude au microscope n'apporte aucune lumière, la ressemblance entre les deux types de roche est aussi frappante que sur le terrain. Il y a pétrographiquement passage continu entre les deux terrains (Lory et Debelmas, 1952);

— on peut confondre ces conglomérats houillers et les conglomérats de la série satinée. Ces derniers ne se distinguent du Houiller que par l'existence des minéraux de néoformation nets (par exemple : grandes muscovites et tourmalines dans les conglomérats de la série satinée de Villard Soffrey).

Au-dessus des bancs de base, le Houiller détritique est composé d'alternances de bancs de grès, d'arkoses, de conglomérats et accessoirement de lits de psammites et de schistes. L'épaisseur des bancs est comprise entre quelques centimètres et quelques mètres.

Dans les conglomérats, les galets sont constitués en majorité de quartz blancs ou gris (conglomérats à « dragées » de quartz).

Les conglomérats de roches cristallines ou cristallophylliennes sont plus rares. Les galets montrent des faciès variés, souvent difficiles à identifier avec certitude (granites, gneiss, micaschistes, granulites, aplites, etc.). J'y ai pourtant reconnu les principaux types pétrographiques de la série verte et de la série satinée.

Certains bancs sont formés de blocs peu ou pas roulés. On passe alors à de véritables brèches sédimentaires dont les éléments peuvent atteindre 60 centimètres de diamètre. Ces faciès sont dus à une sédimentation après un transport très court. Je les ai trouvés, par exemple, dans le Houiller de Crêt Bron, au sud-ouest d'Arèches et dans les éboulis du flanc sud-ouest de l'Outray.

---

[1] Voir la définition du terme de claveau, au début du chapitre III.

B. LE HOUILLER A SÉDIMENTATION SCHISTEUSE PRÉDOMINANTE

Il n'existe que dans le rameau interne et constitue le remplissage d'étroits synclinaux pincés.

Quelques rares bancs gréseux ou psammitiques et quelques amas d'anthracite permettent seuls de l'identifier. Il ressemble en effet d'une manière extraordinaire aux schistes carburés que nous avons déjà signalés dans la série verte et aussi dans la série satinée.

Le meilleur exemple est fourni par la bande de schistes noirs qui affleure aux anciennes ardoisières de Cevins-La Bathie. Son identification est certaine : des plantes fossiles y ont été trouvées. Dans cette bande, la schistosité est parallèle à celle des schistes métamorphiques des séries encaissantes; les contacts sont laminés; aucune discordance angulaire ne peut être décelée. Le passage paraît se faire progressivement entre le Houiller et la série verte et il est impossible de préciser la position exacte des contacts.

Les bandes de schistes noirs du Houiller sont coincées dans des accidents anciens du socle cristallin. Ceux-ci ont postérieurement rejoué sous l'action des poussées alpines comme le prouve la présence fréquente de bandes de cargneules, soit au milieu de la série houillère (exemple : ardoisières de La Bathie), soit entre la série houillère et les schistes cristallins (exemple : Houiller d'Arèches).

II. LES DIVERS TYPES DE GISEMENTS HOUILLERS

On peut grouper en un tableau les différents types de gisements houillers suivant leur faciès stratigraphique et leur style tectonique.

		Style tectonique		
		Placages peu déformés discordants sur les séries plus anciennes	Lames pincées	Écailles tectoniques fichées dans la couverture secondaire
Type de sédimentation	Sédimentation schisteuse prédominante		Bande des ardoisières de Cevins-La Bathie. Rebord interne du synclinal médian entre l'Argentine et le col de La Bathie. Certaines bandes du Houiller d'Arèches.	Écaille de Petit Cœur.
	Sédimentation détritique prédominante	Placages de la vallée de l'Arly. Placage de l'Outray. Placage du claveau de la Grande Pierrière.	Autres bandes du Houiller d'Arèches.	Écailles de la Girotte. Écaille du col de la Gitte. Écaille du Mont Joly.

Faut-il voir dans ces différents types de gisements des sédiments de même âge, mais de granulométrie différente, déposés soit en bordure, soit au milieu des lacs houillers, ou au contraire des formations d'âges légèrement différents?

La répartition actuelle des gisements peut aussi être interprétée comme due à une migration tectonique des sédiments schisteux plastiques, par opposition aux sédiments gréseux restés « collés » sur place à l'endroit même de leur dépôt.

Les dislocations tectoniques sont trop importantes pour que l'on puisse reconstituer avec précision les aires de sédimentation houillère. Je ne choisirai donc pas entre les deux hypothèses précédentes, qui seront peut être départagées ultérieurement par les études de paléontologie pure.

III. L'ÂGE DU HOUILLER. — LES GISEMENTS DE FLORE

Des plantes fossiles ont été trouvées par moi-même ou par d'autres géologues, en particulier dans les gisements suivants [1] :

— gisement de Petit Cœur;
— ardoisières de Cevins;
— bande houillère des ardoisières de Cevins-La Bathie sur le versant nord-est du col de la Bathie;
— Houiller d'Arèches;
— écailles de la Girotte;
— Houiller de l'Arly;
— Houiller transgressif sur le granite de l'Outray;
— Houiller du claveau de la Grande Pierrière.

La flore recueillie est toujours une flore à *Mixoneura ovata* et à *Pecopteris lamurensis*. Aucune flore plus ancienne certaine n'a été découverte jusqu'à présent.

Cette flore a été primitivement classée, par P. Bertrand (1926), dans le Westphalien D par analogie avec celle de l'assise de la Houve. Les travaux de P. Pruvost, H. Bouroz et P. Corsin (1950), ont montré qu'il s'agissait en réalité de Stéphanien inférieur et moyen.

Le Houiller du Nord de Belledonne, détritique ou schisteux appartient donc au *Stéphanien inférieur ou moyen.*

C'est par suite du très mauvais état de conservation des échantillons trouvés dans les schistes des ardoisières de Cevins que ceux-ci ont été d'abord datés comme antérieurs au Stéphanien (P. et Cl. Bordet, 1953 *a*). Cette attribution était inexacte. Nous ne connaissons donc actuellement *aucune série datée antérieure au Stéphanien.*

Ch. Greber prépare une liste générale des flores des gisements houillers, des massifs cristallins externes des Alpes. On y trouvera le détail des espèces identifiées dans les gisements énumérés ci-dessus.

* * *

3. SÉRIES NON MÉTAMORPHIQUES DE LA COUVERTURE

I. LE PERMIEN

Le Permien est connu dans le rameau externe du massif de Belledonne au sud de l'Arc. Il constitue les grands placages des « grès d'Allevard » : série schisto-gréseuse, verte, rouge, violette et grise. Il a récemment fourni des échantillons de flore fossile [2].

---

[1] Je n'ajoute pas la liste des gisements fossilifères du massif des Aiguilles Rouges ni des écailles de la base du Mont Joly. Les flores trouvées dans ces gisements sont du même âge que celles de la partie septentrionale de Belledonne.

[2] P. Gidon, 1950 et P. Corsin et A.-C. Tobi, 1954. Voir aussi A.-C. Tobi : Volcanisme occulte dans les grès d'Allevard (Permien) et dans le Houiller du massif de Belledonne (Isère). *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXXXVI, p. 3654. Dans cette dernière publication, il serait fait état d'un âge permien ancien pour la base des grès d'Allevard, ce qui va à l'encontre de l'hypothèse avancée ici.

Dans le massif des Aiguilles Rouges, des schistes, des grès et des conglomérats versicolores, associés au Houiller, ont été attribués au Permien (bande de Finhaut). Mais aucune découverte de fossiles caractéristiques n'a pu confirmer l'âge de ces terrains que seule la couleur différencie du Houiller [1].

Entre ces deux régions, il existe deux affleurements attribués avec doute au Permien :

— ce sont d'abord les schistes, grès et conglomérats verts et violets associés au Houiller de la rive droite des gorges de l'Arly, dans la région d'Héry. Les conditions d'affleurements sont insuffisantes pour que l'on puisse observer les relations de ce Permien hypothétique et du Houiller. A mon avis, il s'agit d'une rubéfaction permienne des grès houillers;

— l'autre affleurement est constitué, près du col de la Gitte, par des schistes, des grès et des conglomérats verts et violets. Rien ne permet de préciser l'âge de cette formation (voir plus loin : écaille d'Entre-Roches, p. 144).

Des *formations permiennes de deux âges différents existent probablement* dans les massifs cristallins externes :

— les unes d'âge *permien ancien,* coincées dans les synclinaux de Stéphanien et sur lequel le Trias est nettement discordant (synclinal de Salvan, entre massifs de l'Arpille et des Aiguilles Rouges) [carte géologique Finhaut 1/25 000. — Lugeon, 1930].

La concordance entre Permien ancien et Stéphanien serait alors stratigraphique : elle ne serait pas due à un phénomène d'accordance tectonique comme on le suppose d'habitude.

— les autres d'âge *permien plus récent,* d'ailleurs datées, sur lesquelles le Trias repose avec une discordance à peine sensible (grès d'Allevard, par exemple).

Cette distinction des formations permiennes de deux âges différents, si elle n'est pas appuyée sur un argument paléontologique, paraît assez nette au point de vue structural. Elle vient à l'appui d'un âge mésopermien de la phase orogénique post-stéphanienne/anté-triasique qui se déduit de l'étude structurale des massifs externes. Cette phase est la phase saalienne (Stille).

Lugeon (1930) définit la phase allobrogienne comme post-permienne et anté-triasique, et il l'admet très violente. Dans ces conditions, elle peut être parallélisée avec la phase saalienne.

Il faut sans doute rapporter à un âge permien la *rubéfaction des schistes cristallins,* fréquemment visible sous les grès de base du Trias. Cette altération a coloré les schistes, satinés surtout, en rouge, violet, vert sur quelques mètres d'épaisseur (parfois jusqu'à 20 ou 30 m). Elle est bien connue sous la surface anté-triasique des massifs cristallins externes des Alpes, en France comme en Suisse (Lugeon, 1911 *a*) [2].

On observe souvent dans cette zone rubéfiée des vacuoles remplies de minéraux carbonatés (calcaire dolomitique jaune). Ces concrétions sont sans doute en rapport avec les conditions climatiques qui régnaient lors de leur formation [3].

J'aurai l'occasion d'en signaler plus loin les meilleurs exemples dans les descriptions de géologie structurale.

---

(1) Quelques mauvais échantillons de *Walchia* y ont été trouvés (Musée de Lausanne).
(2) Voir aussi P. Lory, *Trav. Lab. Géol. Grenoble,* t. XXX, 1952, p. 117.
(3) Voir une description très précise de ce même phénomène dans E. Niggli et W. Bruckner, 1954.

II. LE TRIAS

En raison de sa composition lithologique et de sa position stratigraphique, le Trias joue un rôle structural particulièrement important dans le Nord du massif de Belledonne.

COMPOSITION LITHOLOGIQUE

Lorsqu'il est complet, le Trias présente habituellement les termes suivants de haut en bas :

— anhydrite et gypse avec intercalations de marnes et parfois de schistes versicolores et d'argilolites; épaisseur variable, de l'ordre d'une centaine de mètres lorsque la série est normale. Ce niveau est souvent remplacé par des cargneules;

— dolomies grises ou beiges à patine beige, exceptionnellement rousses (dolomie capucin) avec niveaux siliceux ou gréseux, surtout vers la base. Les dolomies sont presque toujours cargneulisées au sommet. Intercalations de bancs de calcaires gris et noirs et de lits minces de schistes à délits beige doré et localement de schistes noirs. Épaisseur maxima : 30 à 40 mètres.

— grès, arkoses, quartzites, parfois conglomérats à dragées de quartz, localement à ciment dolomitique. Épaisseur : 0 à 20 mètres.

Le niveau supérieur d'*anhydrite et gypse* fait souvent défaut. Par suite de migrations tectoniques, il se rassemble dans des structures favorables à son accumulation (exemple : col du Pré). Fréquemment aussi, par suite de son érosion et de sa dissolution rapide, il est caché par des terrains de couverture; on le découvre dans les travaux souterrains (galerie Bon Nant–Girotte; galerie Isère–Arc, traversée de la Léchère et du synclinal médian).

Les *cargneules* présentent plusieurs types : cargneules vacuolaires, cargneules bréchiques et cargneules terreuses. Elles paraissent résulter, soit de l'évolution des dolomies (cargneules vacuolaires et cargneules bréchiques surtout), soit des transformations de l'association gypse–dolomie (cargneules bréchiques et cargneules terreuses surtout).

Elles sont généralement à l'origine d'importantes circulations d'eau souterraines et sont parfois cause de sérieuses difficultés lors de leur traversée en souterrain (galerie Bon Nant–Girotte).

L'épaisseur des *dolomies,* paraît être souvent réduite par suite de laminages tectoniques accompagnés de cargneulisation. On les observe avec leur maximum d'épaisseur sur le flanc droit de la vallée du Poncellamont à l'aval de La Chapelle–Saint-Guérin (30 à 50 m).

Par contre, l'épaisseur des *grès et arkoses* de base est stratigraphiquement variable. Réduit à presque rien dans la couverture du rameau interne (l'Entrus à 1 km à l'est du col du Pré), ce niveau est mieux développé sur le rameau externe (affleurements de la route Flumet–Notre-Dame-de-Bellecombe [10 à 15 m]). Les variations d'épaisseur des grès de base du Trias soulignent les faibles ondulations topographiques de la surface anté-triasique.

Les dépôts du Trias sont continentaux et lagunaires. Leur âge exact est impossible à fixer en l'absence de fossile, mais la trilogie habituelle du Trias germanique paraît bien se retrouver ici.

Le Trias s'est déposé sur toute la partie nord du massif de Belledonne. Plus au Nord-Est le Trias n'existe pas : on sait que le Dogger est transgressif sur le socle cristallin et le Houiller du massif des Arpilles, immédiatement à l'ouest du synclinal de Chamonix, dans le secteur du col de Balme [1].

---

(1) Paréjas. — Notice de la carte 1/25 000 Suisse, feuille de Finhaut.

RÔLE STRUCTURAL

Les décollements tectoniques se sont habituellement produits entre le socle et sa couverture, au niveau des cargneules et gypses du Trias supérieur. De plus, par suite de leurs propriétés plastiques, ceux-ci ont eu tendance à *migrer*.

Voici ce qui en résulte :

Les grès de base et aussi les dolomies sont souvent restées *collées* à la surface anté-triasique, a surface de décollement étant localisée au-dessus.

Les cargneules, les dolomies, les gypses et anhydrites, ont parfois migré *vers le bas* dans des fractures du socle et se trouvent maintenant dans une position sans aucun rapport avec l'ancienne surface de dépôt triasique (Cl. Bordet, 1952 *b*).

Ces mêmes terrains ont aussi migré *vers le haut* dans des zones de contact anormal à l'intérieur de la couverture.

III. LE JURASSIQUE

L'étude stratigraphique du Jurassique de la couverture sort du cadre que je me suis fixé.

Cette étude, amorcée par certains auteurs (Ritter, Paréjas, Schœller), aurait besoin d'être entièrement reprise.

La coupe lithologique que j'ai pu observer le plus généralement est la suivante, de bas en haut :

Rhétien : lits peu épais de grès sériciteux gris avec intercalations schisteuses, passant vers le haut à de minces bancs irréguliers de calcaires noirs. Traces de fossiles (lumachelles). Localisation : région du col du Bonhomme.

Faut-il rapporter au même niveau les schistes gréseux, micacés visibles parfois à la base du Lias (Roche Parstire)?

Enfin, le long de la bande de Trias interne de la Léchère, on observe des calcaires beiges schisteux avec des traces d'Algues (?). Ces calcaires sont localisés entre les cargneules et le Lias franc.

Lias inférieur calcaire : calcaires gris à patine claire, souvent parcourus par des filonnets de calcite et de quartz. Ils forment fréquemment des falaises. Ce niveau paraît être étiré et répété tectoniquement dans les coupes telles que celles des Roches Merles, de la Roche du Vent ou de la Roche Parstire.

Lias supérieur schisteux : schistes noirs ardoisiers (Charmouthien, Toarcien?) passant vers le haut à des schistes marneux mats. Filonnets de quartz et de calcite, parfois plissotés, surtout dans les zones écrasées ou boudinées.

Aalénien : schistes à miches calcaires.

Dogger : alternances schisto-calcaires.

Cette coupe est évidemment très insuffisante. Elle s'appuie sur la découverte de quelques rares Ammonites mal conservées (col du Bonhomme, passage du Dard). Elle confirme les observations des auteurs précédents.

Voici quelques remarques concernant cette série :

1° La couverture étant décollée du socle, n'importe quel niveau du Jurassique peut être en contact avec le Cristallin ou le Trias (rabotage basal).

Les terrains constituant le Jurassique étant dans l'ensemble très plastiques, les épaisseurs des différents niveaux sont très variables, et les niveaux calcaires peuvent être étirés et disparaître localement, ou au contraire être répétés plusieurs fois;

2° H. Schœller a signalé la présence de bancs de calcaires à entroques, intercalés dans le Lias schisteux (H. Schœller, 1928 et 1929), depuis la Pointe des Fours jusqu'au Mont des Acrais. De tels calcaires, essentiellement néritiques, existent aussi dans le synclinal médian; ils affleurent en particulier sur le versant nord-est du col de la Bathie.

3° Les « grès singuliers » du col du Bonhomme ont été datés de la base du Lias (Hettangien, H. Schœller, 1928). Ils sont en position stratigraphique normale sur un Trias et un Rhétien de faciès habituel.

Ces grès, accompagnés de conglomérats à gros éléments, dont des éléments cristallins peuvent atteindre près de un mètre de diamètre [1], indiquent une sédimentation torrentielle et des reliefs notables à proximité de la zone de dépôt. Nous avons vu que le massif du Mont Blanc–Aiguilles Rouges était en partie émergé à cette époque : le Dogger est transgressif sur le socle des Arpilles non loin du col de Balme [2].

Il faut peut-être y voir le résultat de l'érosion d'un relief local du socle cristallin resté émergé après la pénéplanation permienne et triasique; mais il est plus probable que ces grès résultent d'une reprise d'érosion due à des mouvements tectoniques datant du début du Lias.

Ce fait n'est pas isolé : on observe également un faciès conglomératique du Lias sur le petit massif cristallin du Rocheray, dans la vallée de l'Arc (Barbier, 1944), et sur le dôme de la Mure (Sarrot-Reynaud, 1957).

---

(1) Voir photo pl. I.
(2) Paréjas. — Notice carte 1/25 000 Suisse, feuille de Finhaut.

CHAPITRE II

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

INTRODUCTION

L'étude pétrographique des roches cristallophylliennes et cristallines de la partie septentrionale du massif de Belledonne montre un certain nombre de caractères constants.

En premier lieu, les *associations de minéraux* sont rarement simples. Les minéraux secondaires sont nombreux et leur interprétation fait apparaître une évolution compliquée des roches. Par exemple, les granites comportent de la calcite libre; ou encore, l'épidote et le sphène envahissent la biotite dans les migmatites et le granite. De plus, les feldspaths sont presque toujours en grande partie damouritisés ou saussuritisés.

Les *textures des roches* sont généralement confuses et peu nettes. Pour faciliter la description, j'ai choisi pour la plupart des groupes de roches, un échantillon que je propose comme type caractéristique et que je décrirai en détail. Il est bien entendu que les roches du même groupe peuvent être assez différentes de l'échantillon-type et qu'il existe tous les termes de passage entre les roches des groupes voisins.

Chaque fois que la chose a été possible, les caractéristiques optiques des minéraux ont été mesurées à la platine théodolite Nachet (Bordet-Nomarski).

*
* *

Les micas, dans les roches étudiées, sont très polymorphes. *La biotite,* en particulier, par suite de l'évolution des métamorphismes successifs présente des aspects et des degrés de transformation très variés.

Pour éviter des confusions ou des descriptions répétées, j'emploierai la terminologie suivante :

— *séricitobiotite :* petits cristaux de biotite ayant une morphologie comparable à celle de la séricite : paillettes très fines sans forme définie, formant un feutrage; pléochroïsme caractéristique de la biotite;

— *biotite verdie :* biotite en partie transformée en chlorite; elle est verte en LN [1] avec un léger pléochroïsme; en LP, biréfringence normale de la biotite;

— *biotite chloritisée :* biotite entièrement transformée en chlorite; en LN, biréfringence faible. La nature de l'ancienne biotite est reconnaissable par la morphologie du minéral ou par l'orientation des inclusions (zircons avec auréole, rutile en baguettes suivant trois directions à 60°, etc.);

— *chlorobiotite :* association de lamelles parallèles de biotite chloritisée, de biotite verdie et parfois de biotite normale, résultant de l'évolution inachevée d'une biotite en chlorite.

---

[1] LN = lumière naturelle; LP = lumière polarisée.

Il est possible que le *stilpnomélane* soit présent à côté de ces différents minéraux, mais je ne l'ai pas reconnu de façon certaine.

La muscovite et la séricite sont sans doute associées à des micas sodiques. J'ai identifié dans certaines plaques minces des plages de *phengite* dont la détermination est certaine. Ce mica sodique reste pourtant assez rare et je ne l'ai pas distingué systématiquement de la muscovite, d'autant plus que je ne l'ai reconnu que dans des roches à texture extrêmement confuse.

*
* *

Le présent chapitre se divise en trois paragraphes. Le premier est consacré à la série verte, le second à la série satinée. Dans chacun de ces deux paragraphes, j'étudierai les différents faciès des ectinites, les migmatites et les granites. Dans un troisième paragraphe, j'indiquerai sommairement les caractères chimiques des roches décrites.

Je n'ai pas étudié en détail la pétrographie du Houiller ni celle de la couverture secondaire. En dehors du problème de la séricitisation et de l'écrasement qui affectent localement le Houiller, et, à moindre titre, le Trias ou le Jurassique, je n'ai pas trouvé de roches ni de textures pétrographiques dont la description précise apporte des éléments nouveaux à la géologie d'ensemble du massif de Belledonne.

1. LA SÉRIE VERTE

I. ECTINITES

A. SÉRIE VERTE INFÉRIEURE

La série verte inférieure n'est pas représentée sous forme d'ectinites dans la région étudiée.

B. SÉRIE VERTE MOYENNE

Très constante et assez peu variée, elle est composée d'amphibolites, d'amphibolites feldspathiques et de schistes amphiboliques. Sur le terrain, ces roches se reconnaissent facilement. Elles sont généralement rubanées en lits de quelques millimètres à plusieurs mètres de puissance. Elles sont ordinairement très dures. Leur cristallisation est souvent fine, mais on observe des bancs œillés à amphiboles (gneiss amphiboliques), plus rarement à grenat.

Les amphibolites sont caractérisées par leur très forte teneur en amphibole (hornblende verte) par rapport aux autres minéraux (feldspaths, calcite, etc.).

Les amphibolites feldspathiques ont une proportion à peu près égale d'amphibole et de feldspath. Elles sont soit finement rubanées, soit œillées. Le sphène est généralement abondant.

Ces deux groupes ne comportent que peu ou pas de quartz. Il n'en est pas de même pour les *schistes amphiboliques*, qui comportent en quantités variables, quartz, feldspaths, amphiboles, micas et phyllites. C'est dans ces roches que le grenat est le plus largement représenté.

Un caractère commun à toutes ces roches est la séricitisation de leurs feldspaths qui, de ce fait, sont généralement indéterminables.

Ces diverses roches ne représentent pas des niveaux stratigraphiques différents; elles sont interstratifiées à l'échelle du centimètre ou du mètre avec prédominance de l'un ou l'autre type. Pourtant, les schistes amphiboliques paraissent plus fréquents vers la base de la série verte moyenne. Ils forment les termes de passage avec la série verte inférieure.

Il est la plupart du temps impossible de préciser la nature initiale des roches actuellement transformées en amphibolites. Certaines de ces roches résultent peut-être de la transformation par métamorphisme de roches d'origine volcanique (plus ou moins lointaine). Les autres résultent du métamorphisme de marnes ou de roches voisines. Le litage et le rubanement des couches correspondent probablement aux variations originelles de sédimentation.

Ces roches paraissent stables dans diverses conditions de métamorphisme. Elles sont semblables dans les régions d'ectinites et dans les zones migmatisées. C'est pourquoi, nous ne les étudierons que dans ce paragraphe.

AMPHIBOLITE [R. 368] (1)

Provenance. — Vallée de l'Isère, le long de la route rive gauche, à 350 mètres en amont du passage à niveau coté 396.

Aspect macroscopique. — Amphibolite vert foncé compacte, se délitant en plaques. Les amphiboles forment un feutrage de cristaux brillants, longs de plusieurs millimètres.

Détermination microscopique. — Structure schisteuse (2) nette; calcite primaire relativement abondante indiquant une origine sédimentaire.

— Hornblende verte (3) en cristaux bien formés fréquemment cassés en travers. 2 V = 90°; angle d'extinction = 16°.
— Calcite cryptocristalline : assez abondante entre les lits de hornblende; elle contient des petits cristaux d'amphibole dont certains comblent apparemment des fissures dans les lits de calcite primaire.
— Plagioclases rares, indéterminables.
— Biotite exceptionnelle.

AMPHIBOLITE FELDSPATHIQUE PLISSOTÉE [C. 43].

Provenance. — Un kilomètre au nord de Pussy, sur la rive gauche de l'Isère dans une zone en partie migmatisée. L'échantillon a été prélevé dans un banc de schiste amphibolique entre des bancs de gneiss amphiboliques.

Aspect macroscopique. — Amphibolite compacte, vert foncé, légèrement litée.

Détermination microscopique. — Structure schisteuse avec alternance de lits amphiboliques et de lits feldspathiques en quantité sensiblement égale; lits très minces ne comportant qu'une seule couche de cristaux; roche finement plissée (schistosité oblique par rapport à la foliation); grains de sphène soulignant la foliation.

— Hornblende verte : pléochroïsme : *ng* vert, *np* beige. 2 V = — 70 à — 75°; angle d'extinction = 16°.
— Plagioclases : séricitisés, indéterminables ; peu de macles visibles ; indice voisin de 1,54.
— Sphène : abondant en petits granules à tendance idiomorphe, orientés suivant les lits; donne à la roche en LN un aspect ponctué très caractéristique.
— Clinozoïsite, rare.

(1) Numéro de l'échantillon dans la collection que j'ai rassemblée, actuellement déposée au Service géologique d'Électricité de France.

(2) J'emploierai par la suite les termes de structures schisteuses ou grenues de préférence aux termes de structure lépidoblastique ou granoblastique. Ils sont en effet d'un usage plus commode.

(3) Les minéraux constitutifs seront décrits dans l'ordre d'importance décroissante.

Un échantillon analogue prélevé à grande profondeur, au PK 2 688 de la galerie Isère–Arc, attaque de Notre-Dame-de-Briançon [1], montre des plagioclases entièrement séricitisés. C'est un caractère propre à ce type de roches.

SCHISTE AMPHIBOLIQUE À GRENAT [R. 408].

Provenance. — Vallée de l'Arc, le long de la route, rive droite, au pied de la falaise de l'Éperon en face de Saint-Léger.

Aspect macroscopique. — Schiste compact, lité, gris beige ou gris verdâtre, avec lits quartzeux de quelques millimètres d'épaisseur, et grenats roses arrondis de 3 ou 4 millimètres de diamètre maximum.

Détermination microscopique. — Structure litée : très schisteuse (amphibole, micas) ou quartzitique; phénoblastes ocellaires d'amphibole, de grenat ou composites; quelques phénoblastes obliques par rapport à la schistosité.

— Quartz : en lits fins, recristallisé en damier, ou dispersé.
— Feldspaths : très petits, souvent séricitisés (environ 25 % An).
— Hornblende verte : soit en paillettes, soit en phénoblastes, avec auréole quartzo-feldspathique allongée dans le sens de la schistosité; traînées d'amphibole, de leucoxène et de pyrite et accessoirement d'épidote et de clinozoïsite (voir photo 1, pl. V).
— Biotite : associée à l'amphibole; brune et parfois verdâtre (biotite verdie).
— Grenat : craquelé, beige rosé en LN; inclusions de feldspaths ou d'épidote (voir photo 2, pl. V).
— Épidote et clinozoïsite (exceptionnelles), pyrite, zircon (rare).

C. SÉRIE VERTE SUPÉRIEURE

A l'œil nu, les ectinites de la série verte supérieure peuvent être classées en deux familles : les roches vertes ou grises d'aspect schisto-quartzitique et les schistes carburés noirs.

On peut annexer arbitrairement à la première de ces deux familles des groupes de roches peu importantes tels que les cipolins ou les serpentines.

Enfin, on rencontre dans la série verte supérieure des roches dont l'aspect rappelle celui des schistes affectés par un métamorphisme de contact. Nous les étudierons dans un paragraphe spécial.

1. Les roches vertes ou grises à aspect schisto-quartzitique.

Ce sont de beaucoup les plus fréquentes parmi les ectinites de la série verte supérieure. Sur le terrain, ces roches sont caractérisées par leur couleur verte, gris verdâtre ou gris plus ou moins foncés, et leurs aspects de schistes, de pélites, de quartzites plus ou moins phylliteux ou d'arkoses légèrement métamorphiques. Elles peuvent être schisteuses, litées ou compactes.

Il n'est pas possible d'établir dans ces roches des corrélations stratigraphiques basées sur les différents faciès lithologiques. Il est en effet très difficile de repérer leur mode de gisement exact. On doit donc pour l'instant se contenter de les décrire sans préjuger de leur extension sur le terrain ni même de leurs rapports mutuels précis.

[1] Voir la convention de repérage de la galerie Isère–Arc, dans l'annexe.

Au microscope, la plupart de ces roches se rapprochent plus ou moins des ovardites ou des prasinites. Certaines, assez rares il est vrai, présentent une structure encore conservée de roches éruptives, mais elles ne sont guère reconnaissables à l'œil nu parmi les autres. Leur existence est pourtant essentielle : elle fournit une des preuves que la série verte supérieure est, en partie au moins, *d'origine volcanique.*

Enfin d'autres roches sont de véritables micaschistes.

Il existe tous les termes intermédiaires entre ces divers types caractéristiques.

L'ensemble de ces roches est comparable aux « grünschiefer » des auteurs de langue allemande. Mais ceux-ci présentent des caractères de métamorphisme alpin que les schistes verts de Belledonne ne montrent pas.

Nous étudierons les plus typiques de ces roches, dans l'ordre suivant :

a. Roches éruptives à structure conservée;
b. Ovardites et prasinites;
c. Amphibolites et schistes amphiboliques;
d. Micaschistes;
e. Cipolins et serpentines.

a. *Les roches éruptives à structure conservée :*

Leur couleur est verdâtre ou gris blanchâtre, elles sont généralement ponctuées de cristaux soit clairs, soit foncés, disséminés dans une pâte non schisteuse à grain fin.

Les unes sont certainement filoniennes et postérieures aux ectinites de la série verte. C'est le cas des microgranites et des rhyolites : nous les étudierons, dans le paragraphe consacré au granite; elles sont pourtant affectées d'un métamorphisme analogue à celui des ectinites encaissantes.

D'autres, au contraire, passent progressivement aux autres faciès de la série verte. Elles leur sont donc contemporaines et ne peuvent pas en être séparées.

Le métamorphisme que ces roches ont subi rend souvent impossible la détermination de leur nature originelle. Seule la texture reste caractéristique.

Lorsque le métamorphisme voile la structure, on passe à des roches de plus en plus riches en amphiboles, enfin à des prasinites. Une partie au moins des prasinites a donc une origine « ortho ».

LAMPROPHYRE [R. 36].

Provenance. — Entre le col de la Bathie et le col de la Grande Combe, à mi-hauteur sous le point coté 2174.

Aspect macroscopique. — Roche grumeleuse compacte gris vert.

Détermination microscopique. — Structure microgrenue. Dans la pâte dévitrifiée, enchevêtrement de cristaux rappelant les textures intersertales, visible surtout en LN. Porphyroblastes de biotite, en partie chloritisée (biotite verdie), et d'amphibole. Fantômes d'anciens minéraux (porphyroblastes de feldspaths ?) entièrement transformés (voir photo 6, pl. V).

Porphyroblastes :

— Biotite : en tablettes, brun rouge avec pléochroïsme faible. Très abondantes inclusions d'aiguille de rutile suivant trois directions à 60°. Frange ou inclusion de leucoxène. Golfes de corrosion sur le bord de certains cristaux (voir photo 4, pl. V).
— Amphibole : trémolite-actinote. Prismes idiomorphes incolores en LN, biréfringence faible et variable suivant les zones du minéral. Fréquente association de plusieurs cristaux en touffes : association typique des roches microlitiques à amphibole.

Pâte :

Enchevêtrement de baguettes, probablement anciens feldspaths chargés de leucoxène; baguettes fibreuses de trémolite, d'autres transformées en épidote-clinozoïste.
Le reste de la pâte est constitué par du feldspath, peut-être du quartz et du leucoxène (?)
Fines baguettes d'apatite.

LAMPROPHYRE À BIOTITE CHLORITISÉE [R. 137].

Provenance. — Éboulis du flanc nord de la pointe 2174 de la Grande Combe, à 600 mètres à l'est du col de la Bathie.

Aspect macroscopique. — Roche compacte gris clair. Petites baguettes de biotite chloritisée à aspect mordoré dans une pâte très fine.

Détermination microscopique. — Porphyroblastes de biotite chloritisée. Pâte microgrenue ou microlitique recristallisée (voir photo 7, pl. V).

Porphyroblastes :

Tablettes idiomorphes de biotite chloritisée (2 à 3 mm) : pléochroïsme très faible blanc-jaune pâle; biréfringence faible (gris olivâtre). Inclusions : sphène, plus rarement épidote et baguettes d'apatite. Petites plages de biotite brune (séricitobiotite) conservées ou recristallisées.

Pâte :

Feutrage de feldspaths indéterminables, séricite, sphène-leucoxène, calcite. Lamelles de biotite chloritisée.

Termes de passage aux amphibolites et aux prasinites [1] :

Dans ce groupe, on peut ranger des roches d'aspect voisin de celui des roches précédentes, mais qui ne montrent pas au microscope de structure microgrenue ou microlitique. Pourtant leur structure montre des points communs avec celle des précédentes; large développement des amphiboles incolores, fond de la roche à cristallisation très confuse.

ROCHE FILONIENNE À AMPHIBOLE [R. 214].

Provenance. — Filon de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur qui recoupe les schistes de la série verte, sur le sentier du Pas de la Mouille, au sud-ouest du lac de la Girotte (altitude : 1 965).

Aspect macroscopique. — Roche compacte. Amphiboles enchevêtrées dans une pâte vert clair, visibles sur les surfaces patinées.

Détermination microscopique. — Grands cristaux fragmentés ou tordus de trémolite dans une pâte à cristallisation plus fine. Par endroit, la trémolite a gagné sur la pâte à partir des porphyroblastes. Les zones d'inclusions soulignent les formes d'anciens porphyroblastes idiomorphes.

— Amphibole : trémolite-actinote. Incolore en LN ou légèrement verdâtre. Biréfringence très faible (0,006). Parfois le cœur est brunâtre, un peu pléochroïque. 2 V = — 70 à — 80°.
— Abondantes inclusions de clinozoïsite alignées sur le clivage des amphiboles.

Le fond de la roche est constitué par de la clinozoïsite, de l'épidote moins abondante, des feldspaths (?) et de la chlorite (biotite chloritisée ?); traînées de sphène-leucoxène, paillettes de séricite et de séricitobiotite; pyrite, oxydes de fer à aspect scoriacé; petites apatites, un peu de calcite.

[1] Voir page 41, la définition des prasinites.

TERME DE PASSAGE AUX PRASINITES [R. 36 *bis*].

Provenance. — Sur l'arête entre le col de la Bathie et le col de la Grande Combe, immédiatement à côté de l'échantillon de lamprophyre [R. 36], décrit ci-dessus.

Aspect macroscopique. — Roche compacte, bleu vert. Texture se rapprochant de celle des amphibolites.

Détermination microscopique. — En LP, structure microgrenue, d'allure irrégulière.

— Amphiboles : intermédiaires entre trémolite-actinote et hornblende verte. Pléochroïsme vert bleu à beige verdâtre; biréfringence 0,017. Cristaux enchevêtrés, de toutes dimensions. Inclusions nombreuses, principalement de clinozoïsite-épidote. 2 V = — 68 à — 72°; angle d'extinction = 20 à 22°.
— Oxydes de fer et sphène-leucoxène abondant.

Le fond de la roche est mal cristallisé; aspect sale en LP : feldspaths saussuritisés, de dimensions comparables à celles des amphiboles. Petites apatites, un peu de quartz.

TERME DE PASSAGE AUX AMPHIBOLITES [R. 135].

Provenance. — Prélevé dans les éboulis du flanc nord de la pointe 2174 de la Grande Combe; roche à tendance monominérale.

Aspect macroscopique. — Roche compacte, d'aspect grenu, vert foncé. Texture rappelant certaines diorites.

Détermination microscopique. — Structure grenue de grande dimension. Porphyroblastes d'amphibole, nourris aux dépens de la pâte.

— Amphibole : grands cristaux idiomorphes presque contigus (jusqu'à 3 mm), couleur pâle; pléochroïsme : *ng* brunâtre, *np* vert pâle presque incolore. Les cristaux présentent une frange d'accroissement d'amphibole blanche moins biréfringente (trémolite).
— Rares feldspaths xénomorphes, entièrement séricitisés.
— Épidote, clinozoïsite et sphène, en inclusion dans les amphiboles.

b. ***Groupe des ovardites et des prasinites*** [1] **:**

Ce sont des roches foncées, verdâtres, massives ou schisteuses, parfois litées, ou même finement interstratifiées dans des roches de type différent.

Les termes d'ovardites et de prasinites méritent quelque précision. Ils ont reçu des sens qui ont varié avec les auteurs. J'utiliserai ci-dessous les définitions qu'après discussion J.-M. Vallet en donne dans sa thèse (Vallet, 1950).

Une *ovardite « est une roche contenant la chlorite et l'albite comme éléments principaux »*. Une *prasinite « est une roche constituée d'albite, d'un élément riche en chaux (épidote, amphibole) et d'un élément riche en magnésium (chlorite par exemple) ». « Dans tous les cas, la texture ocellaire (porphyroblastique) est un caractère essentiel des roches prasinitiques »*.

Nous distinguerons les types suivants :

1. Les ovardites, qui sont des prasinites présentant un déficit de chaux;
2. Les roches ovarditiques, qui ne présentent pas de façon nette la texture ocellaire caractéristique, ou dans lesquelles un minéral prend une place prépondérante;
3. Les prasinites;
4. Les roches prasinitiques;
5. Les roches de la famille des prasinites, mais présentant un excès de titane.

[1] Je n'ai pas utilisé le terme d'ophiolites, employé pour des roches analogues de la série des Schistes lustrés pour éviter les confusions d'âge.

1. *Ovardites* sensu stricto :

Ces roches ne représentent en volume, dans la série verte, qu'un pourcentage relativement faible. Elles ont toujours une structure fine. Contrairement aux ovardites décrites dans d'autres régions, la dimension des « yeux » d'albite ne dépasse guère 0,5 millimètre. Sur échantillon, ils ne se voient qu'à la loupe et confèrent à la roche un aspect saccharoïde.

Au microscope, la structure ocellaire est nette. L'albite, généralement limpide, présente de temps à autre la macle de l'albite simple. La chlorite forme un feutrage plus ou moins orienté; elle est accompagnée de certains des minéraux suivants, en faible quantité :

Quartz;	Apatite;	Tourmaline;
Sphène;	Zircon;	Oxyde de fer;
Leucoxène;	Épidote;	Pyrite.
Carbonates;	Clinozoïsite;	

OVARDITE TYPIQUE [C. 102].

Provenance. — Cône de déjection sur le flanc sud-ouest du Mont-Bellachat, au sud-est du col de Basmont. (Analyse chimique A 2.)

Aspect macroscopique. — Schiste vert, à surface un peu soyeuse, et très finement saccharoïde sur la tranche; alternance de lits vert sombre et vert clair de 1 millimètre d'épaisseur en moyenne.

Détermination microscopique. — Structure schisteuse, ocellaire, avec lits chloriteux et lits albitiques (photo 3, pl. V).

— Albite : 0 à 5 % An; macle de l'albite simple rare :
  — soit en phénoblastes idiomorphes (1 mm) à structure pœcilitique;
  — soit en « yeux » arrondis ou allongés.

  Les clivages sont souvent remplis de chlorite.

— Chlorite : formant un feutrage schisteux entre les lits albitiques. Pléochroïsme beige clair à vert bleu. Biréfringence faible.
— Leucoxène, sphène, relativement abondants.
— Magnétite ou ilménite, rare. Quelques petits zircons.

2. *Roches ovarditiques* :

Ces roches se distinguent des ovardites *sensu stricto*, soit parce que la structure ocellaire n'est pas nette, soit parce qu'un minéral (albite, chlorite ou minéral accessoire) prend une place prépondérante dans la composition minéralogique de la roche.

OVARDITE ALBITIQUE [R. 37].

Provenance. — Ouest du col de la Grande Combe, près du point coté 2174, au sud-est du col de la Bathie.

Aspect macroscopique. — Phyllade gris bleuâtre clair.

Détermination microscopique. — Roche grenue, fine, grains de dimensions irrégulières. Structure ocellaire peu nette.

Cette roche se distingue des ovardites par la très faible teneur en chlorite et la proportion relativement forte en quartz. Les albites la rattachent pourtant à ce groupe.

— Albite :
  — soit en phénoblastes ocellaires, limpides ou légèrement séricitisés;
  — soit en grains très fins formant le fond.
— Quartz relativement abondant, généralement en grains très fins, ou à structure en damier et extinction roulante.
— Séricite et chlorite, très rares.
— Tourmaline, en petites baguettes.
— Traces d'épidote et très petits zircons.

OVARDITE SÉRICITIQUE [R. 221].

Provenance. — Rive du torrent du Poncellamont à 500 mètres en amont d'Arèches.

Aspect macroscopique. — Schiste gris vert clair à lits légèrement onduleux. Les lits mesurent 5 millimètres d'épaisseur moyenne. Des paillettes de muscovite sont visibles sur les surfaces schisteuses. Des nodules carbonatés orange en forme d'olive sont disséminés dans la roche et lui donnent un aspect tacheté très particulier. Ces nodules carbonatés sont en relation avec la surface antétriasique voisine.

Détermination microscopique. — Structure schisteuse. Phénoblastes d'albite arrondis moulés par le feutrage schisteux.

— Albite : 0 à 5 % d'An. Extinctions irrégulières fréquentes. Macles rares. Contours dentelés; parfois séricite et chlorite en paillettes orientées radialement autour des cristaux (structure de recristallisation).
— Chlorite moins abondante que la séricite.
— Quartz : en grains comme l'albite.
— Muscovite : en lamelles souvent tordues.
— Tourmaline : relativement abondante; baguettes *ng* : brun et vert-de-gris zoné, *np* : brun pâle.
— Carbonates rares.
— Apatite, zircon, pyrite : rares. Leucoxène : en traînées.

3. *Prasinites* sensu stricto :

Elles ne peuvent pas être distinguées à l'œil nu des ovardites. Leur structure est ocellaire, avec un feutrage schisteux de chlorite, amphibole et épidote.

Les échantillons étudiés montrent des structures variables. Les deux textures extrêmes sont des types à albites ocellaires, et des types très finement cristallisés, à feldspaths rares.

PRASINITE TYPIQUE [IA. R. 4 450].

Provenance. — Galerie Isère-Arc, attaque de Randens au PK 4 450.

Aspect macroscopique. — Schiste compact vert. Aspect un peu quartzitique sur les cassures.

Détermination microscopique. — Les albites forment des « yeux » parfaitement arrondis (photo 5, pl. V).

Le ciment est formé d'un feutrage schisteux.

— Albite : 2 à 7 % d'An; macle de l'albite simple; cristaux limpides et bien formés.
— Amphibole : probablement actinote en fines paillettes. Pléochroïsme faible vert pâle; extinction oblique faible.
— Chlorite et séricite en feutrage.
— Épidote et clinozoïsite abondantes.
— Quartz rare.
— Sphène idiomorphe et leucoxène en traînées marquant la schistosité.
— Calcite, en taches assez fréquentes.
— Tourmaline, assez rare, en baguettes orientées.

PRASINITE SCHISTEUSE [IA. R. 4 520].

Provenance. — Galerie Isère–Arc, attaque de Randens PK 4 520.

Aspect macroscopique. — Schiste vert foncé compact.

Détermination microscopique. — Structure schisteuse; albites peu nombreuses à structure ocellaire nette (photo 1, pl. VI).

Le fond de la roche est composé d'un feutrage d'amphibole et d'épidote.

4. *Roches prasinitiques :*

Elles se distinguent des prasinites soit par la structure (absence d'albite ocellaire), soit par des proportions anormales des minéraux caractéristiques.

Lorsque les albites prennent des dimensions plus grandes que les albites ocellaires des prasinites *sensu stricto*, j'appelle ces roches *prasinites à phénoblastes* d'albite.

Lorsque la teneur en albite est faible et que les amphiboles s'individualisent en cristaux idiomorphes, la roche est une *prasinite amphibolique*.

Si les albites sont rares et la structure fine, on passe aux *épidotites amphiboliques* ou aux *schistes amphiboliques*.

Enfin, si la teneur en minéraux calciques (amphiboles, épidotes) est faible la roche se rapproche des *ovardites*.

PRASINITE À PHÉNOBLASTES D'ALBITE [IA. R. 4 544].

Provenance. — Galerie Isère–Arc, attaque de Randens PK 4 544.

Aspect macroscopique. — Schiste vert clair, un peu lité, à aspect quartzitique sur la tranche.

Détermination microscopique. — Structure schisteuse; phénoblastes d'albite bien individualisés et plus grands que dans les prasinites *sensu stricto*. Leurs bords sont dentelés et irréguliers. Il y a des lits feldspathiques et d'autres composés essentiellement de clinozoïsite et de phyllites.

L'albite domine et l'amphibole est en moindre proportion.

— Albite : 0 à 5 % d'An; macles polysynthétiques, texture pœcilitique; se présente soit en phénoblastes irréguliers avec fines inclusions (actinote ou clinozoïsite), soit en petits cristaux assemblés en damier. Touffes fibreuses d'albite aux extrémités des phénoblastes; étirement postérieur à la formation des phénoblastes.
— Amphibole : actinote en baguettes souvent tordues. Extinction : 18 à 20°; biréfringence 0,035.
— Clinozoïsite et épidote : grains arrondis abondants.
— Calcite et leucoxène : rares.
— Séricite dans certains lits, accompagnant l'épidote et la clinozoïsite.

PRASINITE AMPHIBOLIQUE [IA. R. 4 493].

Provenance. — Galerie Isère–Arc, attaque de Randens PK 4 493.

Aspect macroscopique. — Schiste compact gris vert. Aspect quartzitique sur les cassures.

Détermination microscopique. — Structure schisteuse. Les yeux d'albite sont exceptionnels. Les amphiboles idiomorphes sont bien individualisées dans le fond de la roche, constituée par un feutrage où amphiboles, feldspaths et épidotes sont en proportion équivalente.

La plaque mince montre, en outre, des filons secondaires, onduleux, orientés dans le sens de la schistosité et constitués par des plages de quartz en damier, de calcite, d'albite bourrée d'inclusions de calcite et de séricite.

— Amphibole : trémolite-actinote :
  — soit en cristaux idiomorphes à peu près incolores en LN. Extinction oblique : 18° environ. 2 V = — 80°;
  — soit baguettes fibreuses, incolores en LN. 2 V = — 80° à — 84°.

— Albite :
  — soit phénoblastes rares avec inclusions de clinozoïsite, de rutile ou d'amphibole (?); touffes aux extrémités des phénoblastes;
  — soit petits cristaux dans le fond de la roche.
— Épidote et clinozoïsite : grains abondants.

ÉPIDOTITE AMPHIBOLIQUE [IA. R. 4 542 *bis*].

Provenance. — Galerie Isère–Arc, attaque de Randens, PK 4 541.

Aspect macroscopique. — Schiste vert à pâte très fine.

Détermination microscopique. — Structure très fine, pas d'albite ocellaire.

Cette roche se distingue des prasinites *sensu stricto* par *l'absence presque complète des feldspaths*. L'abondance des épidotes et amphiboles indique une composition chimique riche en CaO et en MgO, avec un déficit en Na_2O.

PRASINITE À PHÉNOBLASTE D'AMPHIBOLE [IA. R. 4 440].

Provenance. — Galerie Isère–Arc, attaque de Randens au PK 4 440.

Aspect macroscopique. — Schiste vert foncé, irrégulier, un peu écailleux. Amphiboles visibles.

Détermination microscopique. — La roche est vraisemblablement écrasée et recristallisée; porphyroblastes de feldspath et d'amphibole. Le fond est constitué par un damier irrégulier d'amphibole, d'épidote, d'albite, de quartz et de leucoxène.

Cette roche présente des caractères voisins de ceux des roches éruptives à structure conservée (roches à amphibole). On retrouve les mêmes phénoblastes d'amphiboles nourris sur les bords d'une autre amphibole, dans un fond à structure plus fine.

— Amphibole : abondante :
  — soit en porphyroblastes irréguliers, à tendance idiomorphe. Pléochroïsme vert clair à beige presque incolore. Nombreuses inclusions d'albite et de petits cristaux de sphène. Parfois, cristaux zonés. La partie centrale est formée de hornblende verte (peu colorée), l'auréole est formée d'actinote. Biréfringence centre : 0,020; bords : 0,015. 2 V : centre = — 50 à — 60°; bords = 90°; angle d'extinction : centre = 22°;
  — soit en petites plages; pléochroïsme variable : bleu-vert à jaune paille.
— Albite: Ab 0 à 5 % An. Parfois en association pœcilitique avec les hornblendes. Dans le fond de la roche, petits cristaux peu transparents associés aux autres minéraux.
— Épidote — clinozoïsite.
— Sphène — leucoxène : soulignant un ancien litage de la roche.
— Séricite et séricitobiotite.
— Pyrite : xénomorphe, au milieu de n'importe quels minéraux (structure spongieuse).
— Oxyde de fer (ilménite) : associé au sphène.
— Quartz : rare, accompagnant l'albite.
— Chlorite : rare.

5. *Roches spéciales de la famille des prasinites. Roches à excès de titane.*

Ces roches forment une catégorie extrême. Leur caractère essentiel est une proportion anormale de sphène–leucoxène. Deux types différents peuvent être distingués :

— les roches à sphène et grenat;
— les schistes à sphène.

1° *Les roches à sphène et grenat.* — On les distingue par leur couleur beige ou brunâtre et par leur densité. Aucun minéral ne peut être reconnu.

Sur le terrain, elles sont compactes et se présentent sous la forme de lits rubanés, au milieu des roches prasinitiques.

Elles font effervescence à l'acide : les carbonates y sont largement développés.

ROCHE CALCIQUE À SPHÈNE ET GRENAT [IA. R. 4 442, *a*].

Provenance. — Galerie Isère–Arc, attaque de Randens PK 4 442.
Cette roche est associée à des prasinites à phénoblastes d'amphibole.

Aspect macroscopique. — Roche compacte beige rosé, à grain très fin, avec des veines grises ou gris verdâtre.

Détermination microscopique. — Structure très fine avec des filonnets à bords diffus de calcite.

— Sphène et grenat : très abondants, en damier de cristaux de dimension assez constante. Les deux minéraux semblent épigéniser des cristaux hexagonaux plus gros, visibles surtout en LN. Le grenat peut être en auréole autour du sphène, ou inversement. Parfois, le grenat est cristallisé autour d'un cristal de calcite (photo 2, pl. VI). Par endroits, la roche est uniquement composée de petits grains contigus de sphène et de leucoxène en amas.
— Calcite : en cristaux isolés ou en larges plages dans des filonnets à bords diffus.
— Amphibole : trémolite-actinote : petites baguettes ou plaquettes incolores en LN, souvent tordues, extinction oblique 15 à 20°. Allongements négatifs.
— Albite : rare, xénomorphe.
— Tourmaline : exceptionnelle; pléochroïsme : brun à beige.
— Pyrite en traînées suivant la schistosité.

2° *Les schistes à sphène.* — Ces roches sont généralement finement rubanées et présentent presque toujours des structures de laminage intense.

SCHISTE À SPHÈNE [IA. R. 4 366].

Provenance. — Galerie Isère–Arc, attaque de Randens, PK 4 366.

Aspect macroscopique. — Schiste vert compact avec veines beige brunâtre. Cassure à aspect quartzitique. Pâte très fine.

Détermination microscopique. — Le leucoxène forme des traînées onduleuses ou des bandes diffuses suivant la schistosité.

Certains lits sont essentiellement albitiques, mais les albites n'ont pas une structure ocellaire nette. Les feldspaths sont entourés par la clinozoïsite très finement cristallisée. La chlorite et la pyrite sont présentes. La séricite et la séricitobiotite sont dispersées irrégulièrement.

c. ***Amphibolites et schistes amphiboliques :***

Les amphibolites et les schistes amphiboliques sont rares. Ils sont interstratifiés en bancs de quelques décimètres à quelques mètres dans les roches du groupe des prasinites.

Les amphibolites sont analogues à celles de la série verte moyenne. Leur cristallisation est souvent très fine.

Les schistes amphiboliques se rapprochent davantage des prasinites. Ils ont une structure gneissique qui les différencie des prasinites et sont essentiellement composés d'amphibole (hornblende verte), d'épidotes et de clinozoïsite et d'albite. On y trouve associés du quartz, de la chlorite, du sphène-leucoxène, de la séricite, des oxydes de fer.

Fréquemment, les amphibolites et les schistes amphiboliques sont des faciès pétrographiques caractéristiques d'une *légère migmatisation* ayant affecté des bancs isolés à l'intérieur des ectinites de la série verte. Ce fait est confirmé par la présence fréquente de la biotite, de la muscovite, et surtout du microcline, minéral caractéristique des migmatites de la série verte.

J'ai pu observer de tels bancs dans la galerie Isère–Arc, attaque de Randens, vers les PK 4 380 à 4 400, à quelques centaines de mètres du « front » des migmatites.

d. ***Roches de la famille des micaschistes :***

A l'œil nu, on les distingue des roches de la famille prasinite-ovardite par leur teinte grise, gris-bleu ou gris verdâtre.

Au microscope, elles sont franchement quartzophylliteuses.

Leur teneur relative en séricite et en chlorite permet de les classer en séricitoschistes et en chloritoschistes, mais les termes intermédiaires sont les plus fréquents.

SCHISTE SÉRICITEUX ET CHLORITEUX-TITANIFÈRE [R. 121 - R. 122].

Provenance. — Sur le bord du chemin entre le hameau de Bénétant et le ravin du Dard (analyse chimique A 1).

Aspect macroscopique. — Schiste vert franc, compact, finement lité sur la tranche. Les lits ont une épaisseur moyenne de 1 millimètre.

Détermination microscopique. — Structure schisteuse nette; alternance de lits quartzeux et phylliteux.

— Quartz : à structure en damier, à extinction roulante, ou dispersé dans les lits phylliteux.
— Phyllites : lits de paillettes de chlorite et de séricite en quantité équivalente. Quelques rares baguettes de muscovite, orientées suivant la schistosité. Cette muscovite est en relation avec les migmatites proches.
— Sphène : gros amas allongés, gris opaque en LN, ou fines mouchetures alignées suivant la schistosité. Dans ce cas, il est accompagné de petits grains d'ilménite, souvent idiomorphes.
— Épidote : rare, mais en assez gros cristaux.

SÉRICITOSCHISTE ALBITIQUE (voisin des ovardites) [IA. R. 4 595].

Provenance. — Galerie Isère–Arc, attaque de Randens, PK 4 595.

Aspect macroscopique. — Schiste compact gris fer, aspect de quartzite très fin sur la tranche.

Détermination microscopique. — Structure schisteuse et ovarditique; albites ocellaires nettes. La rareté de la chlorite empêche de classer cette roche dans les ovardites, malgré leur parenté (photo 3, pl. VI).

e. ***Cipolins et serpentines :***

Ce sont des roches exceptionnelles parmi les ectinites de la série verte supérieure et, de ce fait, elles ne méritent pas qu'on s'y attarde longuement.

1° *Les calcaires métamorphiques et les cipolins.* — Il n'a pas été possible de les utiliser comme repères stratigraphiques. Ils paraissent être des accidents stratigraphiques à extension latérale réduite (de l'ordre de 1 km).

Les cipolins forment des bancs de quelques mètres d'épaisseur ou des lits relativement minces (quelques centimètres ou décimètres), interstratifiés dans les schistes verts normaux. Leur patine est beige verdâtre ou brunâtre et leur surface est grenue et rugueuse. Lorsqu'ils sont purs, leur cassure est blanche, saccharoïde, mais on trouve tous les intermédiaires avec les schistes verts normaux, par apparition de lits chloriteux ou amphiboliques verts.

CIPOLIN GRENU [IA. R. 4 431].

Provenance. — Galerie Isère-Arc, attaque de Randens PK 4 431.

Aspect macroscopique. — Cipolin blanc, un peu pulvérulent sur les cassures. Lits verdâtres.

Détermination microscopique. — Structure grenue régulière, légèrement orientée.

— Calcite : en damier régulier; cristaux un peu allongés.
— Amphibole : actinote; petites baguettes ou cristaux en losange incolores en LN. Extinction oblique 15°.
— Chlorite : rare, en traînées schisteuses; vert franc en LN.
— Mica blanc (phlogopite ?) : petites baguettes difficiles à distinguer des amphiboles.
— Feldspaths : albite en petits cristaux arrondis, limpides, assez rares.
Quelques anciens feldspaths (?) de grande taille sont en partie transformés en calcite et oxyde de fer.
— Sphène — leucoxène — apatite — tourmaline : rares, en petits grains.

2° *Les serpentines.* — Ces roches, abondantes dans le Sud de Belledonne, sont rares dans la région étudiée et toujours localisées dans la série verte supérieure. Les affleurements observés sont mauvais (forêt, zones glissées, etc.) et n'en permettent pas une étude détaillée.

Elles sont toujours écrasées et laminées.

Le passage des serpentines aux ectinites de la série verte se fait par l'intermédiaire de roches compactes vert clair ou vert bleuâtre, composées essentiellement de chlorites sphérolitiques, d'asbeste ou de talc et parfois d'amphibole.

2. Les « schistes carburés » de la série verte.

Sous cette appellation très générale et traditionnelle, je groupe toutes les roches sédimentaires noires schisteuses ou gréseuses qui sont interstratifiées dans les ectinites de la série verte supérieure. Elles sont colorées en noir par un pigment charbonneux [1].

La difficulté qu'il y a à distinguer ces roches des roches analogues du Houiller a été évoquée au chapitre précédent. Nous n'y reviendrons pas.

Nous décrirons ici un certain nombre de types de schistes carburés dont l'attribution à la série verte paraît certaine, en raison d'arguments structuraux ou stratigraphiques.

Les schistes carburés de la série verte ont remarquablement résisté au métamorphisme. Il est rare que l'examen de ces roches révèle des preuves certaines de métamorphisme.

Il est exceptionnel d'y trouver de véritables veines de charbon ou de graphite. Cela tient au fait que les surfaces de glissement tectonique se sont localisées au niveau des lits charbonneux; ceux-ci sont maintenant complètement laminés. De plus, ils sont facilement altérables, et de ce fait, invisibles en surface.

On rencontre parfois des schistes contenant des traces charbonneuses formées de petits cubes dispersés par étirement : ceux-ci sont séparés par un minéral fibreux gris clair (chrysotile). Cette structure, que l'on rencontre aussi dans les schistes houillers à charbon, a été décrite par J. Fabre et R. Feys [2].

Les schistes carburés de la série verte présentent les faciès suivants.

[1] Je n'ai pas étudié sous quelle forme minéralogique se trouvent les matières charbonneuses : charbon ou graphites. j'emploie donc les termes de schistes charbonneux ou de schistes graphiteux pour évoquer l'aspect de la roche. Les schistes charbonneux sont tendres, d'un noir terne, et se distinguent des schistes graphiteux qui ont un aspect plus brillant.

[2] J. FABRE et R. FEYS. — Rapport B.R.G.G.M. inédit, 1er décembre 1948.

a. ***Les schistes noirs plus ou moins quartziteux*** (cf. phtanites) :

Les schistes gréseux ou quartziteux gris-noir, gris-bleu ou gris-vert foncé, sont fréquents dans la partie haute de la série verte supérieure. Ils passent progressivement aux schistes verts typiques. On les trouve soit en intercalations fines, en lits de quelques millimètres ou quelques centimètres d'épaisseur, soit en zones épaisses de plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de mètres [1]. Je ne connais pas de passage latéral du type de sédimentation gréseux noir au type schiste vert, pas plus d'ailleurs qu'au type ardoisier.

MICROQUARTZITE SCHISTEUX [R. 31].

Provenance. — Échantillon prélevé sous les ardoisières de Cevins. Il est particulièrement intéressant en raison de sa position à proximité immédiate de la bande des schistes ardoisiers de Cevins-La Bathie, d'âge stéphanien. Les schistes noirs, sous-jacents, ayant même pendage, se distinguent très difficilement du Houiller. L'échantillon présente exceptionnellement des caractères métamorphiques certains. Son attribution à la série verte ne fait pas de doute.

Aspect macroscopique. — Quartzite schisteux gris verdâtre foncé.

Détermination microscopique. — Microquartzite avec une pigmentation noire diffuse ou alignée en zones floconneuses suivant la schistosité.

La présence de grenat et de tourmaline de néoformation indique un métamorphisme net.

SCHISTE NOIR [IA. V. 5].

Provenance. — Sud du col de Basmont, sur l'éperon surplombant les chalets de Rosalay à 150 mètres en dessous de La Perrière.

L'intérêt de cet échantillon réside dans sa structure mylonitique, très fréquente dans les schistes charbonneux, et dans le fait qu'il se trouve interstratifié dans des schistes verts (ovardites — prasinites — schistes amphiboliques — cipolins) dont l'appartenance à la série verte est certaine.

Aspect macroscopique. — Schiste gréseux charbonneux, écrasé. Petits filonnets de quartz plissotés. Nombreux petits cristaux de pyrite.

Détermination microscopique. — Alternance de lits quartziteux non charbonneux et de lits charbonneux et phylliteux avec des ondulations résultant de l'écrasement de la roche.

Pas de minéral de métamorphisme visible autre que la séricite.

— Quartz : recristallisé en damier, ou en cristaux allongés à chaque extrémité des cristaux de pyrite. Le quartz représente plus de la moitié du volume de la roche.
— Séricite : en paillettes allongées suivant la schistosité, soit dans la matière charbonneuse, soit en proportion notable dans certains lits quartzitiques.
— Matières charbonneuses : en lits écrasés, irréguliers, opaques en LN, ou en pigmentation diffuse dans certaines zones quartziteuses.
— Pyrite : fréquente en cristaux cubiques, prolongés, dans le sens de la schistosité, par une « queue » de cristaux de quartz lamellaires [2] (voir photo 4, pl. VI). Cette disposition du quartz en auréole autour des pyrites est fréquente, non seulement dans les schistes charbonneux de la série verte, mais aussi dans les schistes houillers et dans les quartzites du Trias.

[1] Par exemple sur la rive droite de l'Arc, à la hauteur du village de Tigny.

[2] Texture de « pressure shadows » décrite par Adolphe KNOPF dans des schistes cristallins, et par G. LUCAS dans sa thèse. Ces structures ont été parfois considérées comme les premiers indices d'un début de métamorphisme.
Voir J. LAMEYRE. — La partie nord du massif des Grandes Rousses, *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 34, 1958, p. 111.

b. ***Schistes noirs ardoisiers à « galets » étirés et à traces sériciteuses :***

Ces schistes montrent sur leur tranche de petites amandes, de couleur claire, blanche ou grise. Sur leur surface, ces amandes provoquent des boursouflures ou des taches qui sont soit gréseuses, soit sériciteuses.

Certains galets dépassent 5 centimètres de diamètre, mais leur épaisseur n'excède jamais quelques millimètres. Des lits gréseux très fins (de l'ordre du millimètre) sont fréquemment interstratifiés dans ces schistes. Le meilleur exemple de ce type de roche se trouve dans les ardoises de Pussy, immédiatement en aval de Notre-Dame-de-Briançon (voir photo 5, pl. VI).

L'origine de ce que j'appelle « galets » est difficile à préciser. Il paraît vraisemblable que, dans la vase charbonneuse, se sont sédimentés de petits galets de schistes gréseux non charbonneux, ou encore des galets mous de schistes ou d'argile non consolidés.

La présence de tourmaline, en plus de la séricite et de la chlorite, indique un métamorphisme léger, mais sensible.

Les taches sériciteuses de ces schistes évoquent parfois des traces de plante, mais je n'en ai jamais trouvé de déterminables. On rencontre de tels schistes le long du sentier qui remonte de Bonneval en direction du ravin du Pissus.

c. ***Les schistes charbonneux ou graphiteux :***

La quantité de carbone y est telle qu'ils tachent les doigts. Ils sont souvent gréseux. Par endroit, l'écrasement leur donne des surfaces onduleuses et brillantes (escaillage).

SCHISTE CHARBONNEUX [R. 197].

Provenance. — Dans une des bandes de schistes noirs interstratifiés dans les schistes verts entre le granite du Roc Blanc et le synclinal médian (région de Beaufort). L'échantillon a été prélevé le long du sentier de l'oratoire du Roc Blanc, à 300 mètres au nord-ouest du signal de Bersend, vers l'altitude 1 600.

La bande des schistes noirs, d'où ce schiste provient, longe l'auréole de contact du granite. Dans cette zone, l'action du métamorphisme du granite ne paraît pas s'être manifestée par l'apparition de minéraux nouveaux. Par contre, le schiste charbonneux a pris une patine terne bleutée. Il est en outre rempli de petites cavités dont certaines sont des empreintes de cristaux de pyrite oxydés, mais d'autres, tapissés d'une pellicule blanchâtre, font penser à des bulles gazeuses. Ces schistes charbonneux ont dû être portés à une température assez élevée lors de la mise en place du granite; le charbon se serait *cokéfié,* donnant au schiste son allure scoriacée très particulière [1].

Détermination microscopique. — La pâte schisteuse est très charbonneuse presque opaque en LN. Dans la pâte sont incluses de nombreuses amandes qui donnent à la roche en LN une structure rappelant celle des schistes à galets étirés. Dans certaines zones, cette pâte est riche en petites muscovites ou phlogopites (?) [proportion moitié en volume par rapport à la matière charbonneuse].

* * *

[1] Des schistes cokéfiés ont été décrits par R. FEYS : Étude géologique du Carbonifère briançonnais. Thèse. Paris, 1957.

II. LES ROCHES AFFECTÉES PAR UN MÉTAMORPHISME DE CONTACT

Toutes les roches décrites ci-dessus peuvent être localement affectées par un métamorphisme de contact.

Sur le terrain, deux types de métamorphisme de contact peuvent être mis en évidence. L'un, en relation avec les migmatites ou les granulites, a provoqué la formation de roches à muscovites; l'autre, en relation avec le granite, a provoqué la formation soit de schistes tachetés, soit de gneiss impossibles à distinguer pétrographiquement des migmatites.

Enfin, on trouve des schistes à grenat, probablement en relation avec des granulites.

A. ROCHES À MUSCOVITE

Ce sont des ectinites diverses, prasinites, micaschistes à séricite, etc. dans lesquelles se sont développés des cristaux de muscovite. La dimension des muscovites est généralement sans commune mesure avec celles des autres minéraux : elles sont nettement visibles à l'œil nu. On peut prendre alors la roche à première vue pour un schiste micacé ou un psammite. Au microscope, ces muscovites sont bien cristallisées en paillettes parfois longues de plusieurs millimètres, fréquemment tordues par suite d'un écrasement de la roche postérieur à leur formation.

Des roches à muscovite forment l'*auréole de contact des granulites* qui injectent localement les schistes verts. Au voisinage même de la granulite, ceux-ci passent à des schistes brillants vert clair, à grandes muscovites écailleuses. De tels faciès existent par exemple en bordure du petit affleurement de granulite et de pegmatite sur le bord interne du synclinal médian dans la forêt de Ner Char à 1 kilomètre au sud du Planey d'Arèches.

Quand des roches à muscovite forment une auréole « en avant » du véritable « front de migmatisation », la néoformation des muscovites met en évidence un apport de K_2O. Nous verrons plus loin que les migmatites sont caractérisées par un apport de potasse. Ces roches à muscovite proviennent donc d'un véritable *métamorphisme de contact dû aux migmatites.*

On peut observer ces schistes à muscovite au sud du col de La Bathie dans la bande des schistes verts et noirs compris entre le synclinal médian et les schistes houillers des ardoisières de La Bathie et de Cevins. Ils sont en rapport avec les migmatites qui injectent ces schistes, et qui sont bien visibles plus au Sud, sur le chemin d'accès aux ardoisières de Cevins.

QUARTZITE PHYLLITEUX À MUSCOVITE [R. 27].

Provenance. — 200 mètres au nord-ouest des ardoisières de Cevins vers la cote 1 920.

Aspect macroscopique. — Quartzites phylliteux bleu-vert. Paillettes de muscovite bien visibles sur les délits schisteux.

Détermination microscopique. — La roche est un quartzite fin à séricite et chlorite (par endroit biotite verdie et séricitobiotite). Belles tourmalines.

Les muscovites sont en paillettes de 1 à 2 millimètres, parfois tordues. 2 V = — 36 à — 40°. De petits grains de quartz forment parfois des inclusions non « digérées ».

B. SCHISTES TACHETÉS

Les schistes tachetés sont encore des ectinites reconnaissables. Mais ils présentent sur leur surface des mouchetures de 3 millimètres à 3 centimètres de longueur. Ces taches sont parfois légèrement en relief. Dans la plupart des échantillons, elles sont plus foncées que le reste de la roche, et la cristallisation paraît légèrement différente. Dans d'autres échantillons, ces taches correspondent à des accumulations de séricite ou de muscovite (massif de l'Outray).

Ces roches, très remarquables sur le terrain, le sont beaucoup moins au microscope : les taches sont caractérisées par une variation très faible de la composition pétrographique et de la texture.

Ce sont vraisemblablement des fantômes d'anciens minéraux. On pense à des *schistes à andalousite*, mais aucune forme nette ne permet d'appuyer cette interprétation.

Ces schistes tachetés se trouvent soit dans les schistes verts qui entourent le granite de l'Outray [1] (par exemple dans l'éboulis le long du torrent à 600 mètres au nord-est du col du Sallestet, ou sur l'arête à l'est du Pas de l'Outray), soit dans les schistes gris qui affleurent sur la rive droite de l'Arc à hauteur de Tigny.

MICASCHISTE TACHETÉ À SÉRICITE ET CHLORITE [R. 343].

Provenance. — Éboulis le long du torrent à 400 mètres au nord-est du col de Sallestet (entre Outray et Enclaves).

Aspect macroscopique. — Schiste gris-vert assez clair, présentant sur ses surfaces des taches oblongues, vert terne, d'un centimètre de longueur maximum.

Détermination microscopique. — Alternance de lits sériciteux et de lits quartzeux. Les taches, bien visibles sur l'échantillon, apparaissent au microscope comme des yeux où la cristallisation est grenue, plus grossière que dans le reste de la roche, et où la muscovite est mieux développée qu'ailleurs.

Composition des taches :

— Muscovite : en paillettes bien distinctes, fréquemment obliques par rapport à la schistosité.
— Chlorite xénomorphe.
— Quartz grenu.
— Plagioclases séricitisés et séricite.

C. SCHISTES À GRENAT

Ces schistes sont rares. Le gisement le plus remarquable se trouve à 200 mètres environ au sud-est du sommet du Mont Bellachat.

Ces schistes forment une bande d'une centaine de mètres de largeur entre les granulites à l'Ouest et des migmatites à l'Est. Ce sont des schistes gris, verdâtres, ou brunâtres, rappelant les ectinites de la série verte, dans lesquels se sont développés principalement du grenat et de la muscovite.

Le métamorphisme de contact qui les affecte paraît lié au filon de granulite qui passe presque au sommet de cette montagne.

[1] Ces schistes verts sont en contact par faille avec le granite de l'Outray.

SCHISTE À GRENAT [C. 145].

Provenance. — 200 mètres environ au sud-est du Mont Bellachat.

Aspect macroscopique. — Schiste gris à grain fin. Patine verdâtre. Paillettes de muscovite abondantes sur les lits. Grenats roses atteignant 5 millimètres de diamètre.

Détermination microscopique. — Micaschiste assez fin, à lits quartzeux et phylliteux.

Minéraux du *métamorphisme de contact* :

— Grenat : arrondis ou allongés dans le sens de la schistosité. Tendance vers une structure hélicitique. Chlorite dans les craquelures. Fréquentes inclusions de quartz.
— Muscovite : en paillettes dans les lits phylliteux.

Minéraux de la *trame* :

— Quartz : en lits, petits cristaux en damier, associés à des feldspaths.
— Plagioclases : en moindre proportion que le quartz, séricitisés.
— Biotite : petits cristaux dans les lits phylliteux, en partie chloritisés.
— Séricite : feutrage, en proportion équivalente à celle de la biotite.
— Chlorite : peu abondante.
— Sphène, leucoxène, épidote, clinozoïsite en grains salissant la biotite. Zircon exceptionnel.

* * *

III. MIGMATITES DE LA SÉRIE VERTE

A. CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES MIGMATITES DE LA SÉRIE VERTE

Les migmatites de la série verte sont des embréchites et des anatexites.

Le front des migmatites est parfois très tranché : passage en quelques décimètres d'un schiste à une embréchite œillée, comme on a pu l'observer dans la galerie Isère–Arc (attaque de Randens, vers le PK 4 900). Dans d'autres cas, le front est beaucoup moins franc : c'est le cas de la vallée de l'Isère où le passage des migmatites aux ectinites se fait en plusieurs centaines de mètres par des lits d'embréchites œillées à grain fin alternant avec des lits d'ectinites à peine transformées.

On retrouve fréquemment des reliques de schistes verts parfaitement identifiables au milieu des migmatites, mais la migmatisation altère le plus souvent les structures des ectinites.

Pourtant, la composition initiale des ectinites n'a pas été sans laisser des traces dans la composition finale des migmatites, et l'on peut établir les rapports suivants entre les différents types d'ectinites et les migmatites correspondantes :

a. A la *série verte inférieure* correspondent surtout des gneiss (à grain fin, à biotite) rubanés, localement œillés, avec des bancs amphiboliques.

Leur couleur est généralement gris clair, avec des lits foncés. Des passées schisteuses gris foncé correspondent à des bancs plus micacés; les écrasements tectoniques se sont localisés dans ces zones.

b. Les amphibolites de la *série verte moyenne* ont généralement bien résisté à la migmatisation et on les retrouve à peine transformées. Elles peuvent parfois servir sur le terrain de niveau-repère à l'intérieur des migmatites.

c. A la *série verte supérieure* correspondent des migmatites souvent amphiboliques avec des faciès variables (gneiss œillés ou rubanés, schistes injectés, etc.). Leur couleur est fréquemment verdâtre.

Au point de vue pétrographique, les migmatites de la série verte sont essentiellement caractérisées par l'apparition des orthoclases (microcline, anorthose). Elles présentent une texture généralement confuse : ce sont des roches à évolution très complexe. Ces roches, variées sur le terrain, sont assez semblables au microscope. En particulier, il y a peu de différence en plaque mince entre les embréchites et les anatexites. Je les ai classées d'après la nature des minéraux colorés bien que cette classification soit arbitraire et ne réponde ni à un degré d'évolution, ni à un mode de transformation déterminée.

J'ai ainsi distingué :

— les migmatites leptynitiques;
— les migmatites à séricite;
— les migmatites à micas;
— les migmatites à amphiboles;
— les migmatites à épidote.

B. DESCRIPTION DES PRINCIPAUX TYPES DE MIGMATITES

1. Migmatites leptynitiques.

Ce sont des gneiss blancs ayant une apparence de leptynite, d'aplite ou de granulite.

Ils se présentent habituellement sous la forme de lits, parfois de filons, à bords diffus de couleur plus claire que les migmatites encaissantes.

Au microscope, la structure est grenue, légèrement litée. Le quartz est toujours recristallisé en damier fin, il est réparti entre les cristaux de feldspaths. Les feldspaths sont séricitisés. Ils ont tendance à prendre une forme arrondie ou idiomorphe.

Les micas, la chlorite, l'épidote, la calcite, l'amphibole et le sphène sont toujours accessoires.

LEPTYNITE [IA. ND. 2 567].

Provenance. — Galerie Isère-Arc, attaque de Notre-Dame-de-Briançon PK 2 567.

Aspect macroscopique. — Gneiss blanc grenu.

Détermination microscopique. — Structure grenue, un peu orientée, cataclastique. Gros feldspaths arrondis (5 mm) au milieu de cristaux plus fins.

— Feldspaths : formes arrondies; belles structures de perthites :
  — microcline;
  — plagioclases en partie séricitisés paraissant parfois se développer aux dépens des microclines; plus petits que les orthoclases.
— Quartz : en damier, associé aux plagioclases.
— Séricite : dans les plagioclases, ou, avec de la muscovite, en alignements schisteux.
— Leucoxène et oxyde de fer, peu abondants. Calcite et clinozoïsite, rares.

2. Migmatites à séricite.

Ce sont des embréchites œillées dans lesquelles les phénoblastes de feldspaths sont bien développés (1 à 2 cm); la pâte est généralement grise, soyeuse, sans qu'aucun minéral puisse être déterminé à l'œil nu.

L'abondance de la séricite provient peut-être de leur composition initiale. Les phénomènes dynamiques ne sont certainement pas étrangers à leur formation.

On peut distinguer deux faciès principaux :

— les *embréchites compactes* où la schistosité est peu nette. La pâte de la roche est grise et les feldspaths n'ont pas de bords tranchés. Au microscope, la séricite est abondante à la fois dans les feldspaths et dans les lits schisteux;

— les *embréchites œillées schisteuses.* La schistosité est très marquée; les yeux de feldspaths sont très visibles, la pâte schisteuse est grise ou verdâtre et onduleuse autour des feldspaths. Ce type de migmatites est bien développé en bordure des zones migmatisées (schistes verts « injectés ») : par exemple, affleurements le long du chemin d'accès aux ardoisières de Cevins, ou encore le long du sentier du Pas de la Mule depuis la vallée de Montsapey.

MIGMATITE ŒILLÉE À SÉRICITE [R. 126].

Provenance. — Le long du chemin d'accès aux ardoisières de Cevins.

Aspect macroscopique. — Gneiss œillé; pâte schisteuse soyeuse gris vert clair, onduleuse; yeux arrondis de feldspaths ou de quartz, de 0,5 à 1 centimètre de diamètre.

Détermination microscopique. — Structure schisteuse. Les plus gros « yeux » sont en quartz. La séricite, très abondante, forme des lits onduleux. L'aspect schisteux provient du laminage de la roche (photo 6, pl. VI). On peut comparer ce type de roche aux « mylonito-schistes » décrits par Bellière dans « les Aiguilles Rouges et le Mont Blanc » [1].

— Quartz : soit en « yeux » ou en amandes allongées, à extinction onduleuse, recristallisé en damier, à bords enchevêtrés, soit en lits recristallisés en damier très fin, associé aux feldspaths (myrmékites) et à la séricite.
— Feldspaths : globuleux, complètement séricitisés (macles polysynthétiques parfois visibles).
— Séricite (ou phlogopite) : en lits onduleux représentant environ le tiers du volume total de la roche, associée au quartz, ou encore dans les feldspaths.
— Biotite verdie, relativement peu abondante; cristaux assez grands ou paillettes; pléochroïsme *ng* olivâtre foncé, *np* beige clair. Inclusions fréquentes de baguettes de rutile (parfois orientées suivant trois directions à 60°), ainsi que de leucoxène.
— Apatite, zircon et tourmaline.

3. Migmatites à micas.

a. *Migmatites à muscovite :*

Les migmatites à muscovite seule sont exceptionnelles.

b. *Migmatites à deux micas :*

Elles sont assez rares, et généralement réparties sur le pourtour des zones migmatisées.

MIGMATITE À DEUX MICAS [IA. V. 39].

Provenance. — Flanc sud-ouest du Mont Bellachat, le long de l'éperon surplombant les chalets de Rosalay vers 2 150 mètres d'altitude.

Aspect macroscopique. — Gneiss compact gris clair à grain fin à peine orienté.

---

[1] BELLIÈRE. — 1949 et 1956.

Détermination microscopique. — Structure grenue cataclastique; la schistosité gneissique est soulignée par des traînées de leucoxène.

— Quartz en damier.
— Feldspaths :
  — orthoclases (microcline-anorthose) sans morphologie nette; quelques belles structures de myrmékites et de micro perthites ;
  — plagioclases en partie damouritisés ou saussuritisés, zonés : la partie centrale est souvent remplie d'inclusions de séricite et de clinozoïsite; la partie extérieure est limpide (albite). Liseré de séricite, de biotite, de sphène et d'épidote, clinozoïsite (photos 1 et 2, pl. VII).
— Biotite : xénomorphe, peu abondante, parfois verdie, remplie d'aiguilles de rutile.
— Muscovite : xénomorphe, rare.
— Séricite : dans les feldspaths ou en traînées schisteuses.
— Leucoxène : en traînées, soulignant la schistosité, accompagnant la séricite; apatite, épidote, clinozoïsite, zircon.

c. ***Migmatites à biotite seule.***

Ce sont des gneiss schisteux grisâtres, plus ou moins foncés. La biotite n'est pas toujours bien visible à l'œil nu. Ils sont abondants dans les migmatites de la série verte inférieure.

Les migmatites à biotite non transformée, au moins partiellement, en chlorite sont exceptionnelles.

MIGMATITE À BIOTITE [C. 40].

Provenance. — Carotte d'un sondage exécuté près du chalet du Pissus vers la cote 2 000 dans la vallée descendant de l'arête méridionale du Mont Bellachat, vers le Sud-Est en direction de l'Eau Rousse.

Aspect macroscopique. — Gneiss à biotite, à grain fin, de couleur claire.

Détermination microscopique. — Structure gneissique.

— Feldspaths : orthoclase, microcline, limpide.
— Plagioclases : remplis de séricite et de leucoxène; ils présentent une certaine tendance à être idiomorphes. Indéterminables.
— Quartz : extinction onduleuse.
— Biotite : assez abondante, très pléochroïque; *ng* brun foncé, *np* beige presque incolore. Les biotites paraissent évoluées. Inclusions abondantes de sphène, leucoxène et rutile. Biotites verdies, peu abondantes.
— Muscovite, séricite, sphène, leucoxène, calcite.

MIGMATITE CALCIQUE À BIOTITE [R. 134].

Provenance. — Éboulis du flanc nord-est de la Légette du Grand Mont.

Cet échantillon représente un type particulier de migmatites calciques à biotite (et à amphibole), fréquentes dans le massif de la Légette du Grand Mont.

Aspect macroscopique. — Roche peu caractéristique, grumeleuse, grise, sans feldspaths nettement visibles, avec quelques biotites encore reconnaissables.

Détermination microscopique. — Texture peu nette; roche paraissant très «évoluée»; ancienne structure de gneiss complètement « altérée ». Il ne s'agit évidemment pas d'une altération météorique (photo 3, pl. VII). La calcite, assez abondante est diffuse partout.

d. ***Migmatites à biotite chloritisée.***

MIGMATITE À BIOTITE CHLORITISÉE [IA. V. 34].

Provenance. — Échantillon prélevé sur le flanc sud-ouest du Mont Bellachat, le long de l'éperon au-dessus des chalets de Rosalay vers l'altitude 1 880, près des chalets de La Perrière.

Aspect macroscopique. — Sorte de leptynite très claire, en filons à bords diffus dans les migmatites.

Détermination microscopique. — Le quartz est recristallisé en damier. Les feldspaths (orthoclases et plagioclases) ont tendance à être idiomorphes : la plupart sont zonés : la structure zonée est surtout marquée par la différence de séricitisation.

— Albite pure : idiomorphe quand elle est associée au quartz. 2 V = + 70°; angle d'extinction maximum de la zone perpendiculaire à *gl* = 18 à 20°.
— Biotite : assez rare ; elle est totalement transformée :
  — soit en chlorite; phéochroïsme *ng*, vert pâle, *np* blanc; inclusions de rutile et de leucoxène;
  — soit plus fréquemment en albite et épidote. Seuls subsistent les rutiles parfaitement orientées à 60°; inclusions abondantes de sphène, zircon et en moindre proportion d'apatite. L'ancien contour du cristal de biotite est souligné par un liseré de sphène (le long duquel s'arrêtent les aiguilles de rutile et autres inclusions); les macles polysynthétiques du plagioclase traversant cette ancienne limite (photos 5 et 6, pl. VII).

D'autres échantillons montrent que le processus normal d'évolution de la biotite se fait par apparition d'inclusions de rutile, sphène et chlorite et accessoirement épidote. La chloritisation des biotites est antérieure à l'albitisation, ou au maximum contemporaine, puisque l'albite se développe au dépens des chlorites, tout en respectant la présence et la disposition des minéraux qui s'y étaient formés (rutile, épidote, sphène).

L'évolution de la biotite se fait donc selon les phases suivantes :

— exsudation de sphène — leucoxène (frange et alignements suivant les clivages);
— chloritisation progressive, avec apparition d'épidote, clinozoïsite, calcite, séricite, etc.;
— remplacement de la chlorite par l'albite.

Cette évolution s'observe dans les migmatites et parfois dans les granites.

4. **Migmatites amphiboliques.**

Elles présentent deux types extrêmes :

a. *Premier type.* — Ce sont des amphibolites *sensu stricto*, identiques à celles qui ont déjà été décrites dans les ectinites. Ce type correspond à des lits d'amphibolites qui ont résisté à la migmatisation. Les orthoclases y sont exceptionnels. *Elles sont fréquemment accompagnées de lits où l'épidote, la clinozoïsite ou la calcite peuvent être abondantes.*

On trouve ces amphibolites en bancs ou en lits rubanés dans les migmatites ordinaires; par exemple, dans la galerie Isère–Arc, attaque de Notre-Dame-de-Briançon, entre les PK 2 600 et 3 000, et dans le massif de la Légette du Grand Mont (versant est).

b. *Dans le deuxième type,* la migmatisation est nettement apparente — la métasomatose conduit à l'apparition des orthoclases; parfois même, la structure de la roche est entièrement remaniée et devient dioritique, comme dans le deuxième échantillon décrit ci-dessous.

MIGMATITE AMPHIBOLIQUE [IA. R. 4 384].

Provenance. — Galerie Isère-Arc, attaque de Notre-Dame-de-Briançon. PK 4 384.

Aspect macroscopique. — Roche compacte beige verdâtre; fin litage à peine visible. Petites mouchetures vert foncé d'amphibole.

Détermination microscopique. — Structure grenue et litée, cataclastique. Schistosité marquée.

— Feldspaths : plagioclases en cristaux de forme arrondie, éclatés par écrasement et séricitisés.
Il n'y a pas d'orthoclases visibles dans cet échantillon.
— Quartz : en lits, recristallisé en damier.
— Hornblende verte : cristaux éclatés comme les feldspaths. Pléochroïsme accusé. 2 V = — 66 à — 80°; extinction : 13 à 20°.
— Biotite : en baguettes écrasées et tordues, associée à la hornblende, mais en moins grande proportion.
— Séricitobiotite : en feutrage; séricite dispersée; chlorite rare.
— Sphène leucoxène : en fines mouchetures dans les biotites, ou en nuages.
— Épidote en amas écrasés; zircon rare; pyrite et oxydes de fer, associés au sphène.

MIGMATITE AMPHIBOLIQUE COMPACTE [R. 370].

Provenance. — Vallée de l'Isère, rive gauche, à 400 mètres en aval du village de La Rochette.

Aspect macroscopique. — Roche grenue, à aspect dioritique; l'orientation des cristaux est peu marquée.

Détermination microscopique. — Structure grenue, légèrement schisteuse : cristallisation assez large. Cet échantillon présente un métamorphisme plus poussé que les échantillons précédents.

— Feldspaths :
— soit cristaux de grande dimension (microcline); 2 V = entre — 78 et 84°;
— soit petits cristaux salis (anciens plagioclases de l'amphibolite primitive).
— Hornblende verte : tendance idiomorphe, pléochroïsme *ng* vert foncé, *nm* vert-bleu, *np* beige brunâtre; 2 V = — 70 à — 78°; extinction : 20°.
— Sphène : relativement abondant, grands cristaux idiomorphes en losange ou en baguette, fréquemment cassés (fissures remplies de feldspaths).
— Épidote et clinozoïsite (rares); apatite.

5. Migmatites à épidote.

Il existe des migmatites dans lesquelles l'épidote et la clinozoïsite, à tendance idiomorphe, forment les éléments colorés caractéristiques. Ces minéraux sont toujours accompagnés de biotite chloritisée, ou d'amphibole. Le sphène et la calcite sont fréquents. Il est probable que ces minéraux faisaient partie de la trame de la roche primitive et qu'ils ont subi une recristallisation au moment de la migmatisation. La roche initiale devait être soit une prasinite à épidote, soit une roche à épidote comme celles qu'on trouve fréquemment associées aux amphibolites.

La cristallisation définitive des épidotes est tardive : associées à des feldspaths de néoformation, elles remplissent fréquemment les cassures des microclines et des plagioclases. On les trouve aussi dans de petits filonnets recoupant les migmatites. Elles sont accompagnées de quartz, de calcite et de chlorite. On observe souvent une *décoloration* de la roche par disparition des minéraux mélanocrates le long des épontes de ces filons.

*
* *

IV. LE GRANITE DE LA SÉRIE VERTE

A. CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU GRANITE

Le granite de la série verte se présente :

— soit dans les ectinites, en contact par failles avec celles-ci : granite de l'Outray;

— soit dans les ectinites avec une auréole de contact à faciès de migmatites : granite du Roc Blanc;

— soit au milieu des migmatites en une bande jalonnant l'axe anticlinal de la série verte entre la vallée de l'Isère et la vallée de l'Arc : granite de la Pointe des Aveugles, granite de Cevins.

Lorsque les granites de la série verte sont en *rapports structuraux normaux* avec les séries encaissantes, c'est-à-dire sans accidents tectoniques postérieurs qui les séparent d'elles, on peut faire les observations suivantes :

Les granites et les migmatites ont des caractères pétrographiques très voisins, ce qui conduit à leur attribuer une histoire, sinon une origine, commune. Ce sont des granites d'anatexie. On trouve d'ailleurs tous les termes de passage entre granites et migmatites.

Les granites à biotite chloritisée et hornblende verte (granodiorites) sont ceux qui se rapprochent le plus des migmatites. Ce sont des protogines. Exemple : granite de la Pointe des Aveugles.

Les granites à biotite seule paraissent plus évolués, pétrographiquement et chimiquement, que les granites à biotite et amphibole. Il est exceptionnel que la biotite ne soit pas chloritisée, au moins partiellement.

Les *feldspaths* du granite sont les mêmes que ceux des migmatites et présentent des structures qui évoquent les mêmes phases de cristallisation :

Microclines perthitisés[1] : conséquence d'un apport métasomatique de potasse.

Grands plagioclases (oligoclase), en partie damouritisés ou saussuritisés et petits plagioclases (albite), idiomorphes, damouritisés et saussuritisés, dans les microclines (postérieurs à une des phases d'écrasement).

Plagioclases tardifs : soit en frange de nourissement corrodant les microclines, ou autour des grands plagioclases; soit en petits grains entre les microclines, ou dans les cassures, associés au quartz.

Dans ces deux derniers cas, ils sont limpides et paraissent avoir une composition voisine de 5 à 10 % An.

Faciès principaux du granite.

Le granite de la série verte présente des faciès assez variables. Il est exceptionnellement *à biotite seule*, non chloritisée. Dans ce cas, il est assez clair, avec un grain régulier. Ce faciès forme des zones diffuses dans les principaux massifs de granite (Roc Blanc et Outray). Les phénocristaux de feldspaths y sont largement développés.

Plus généralement il est *amphibolique* ou à éléments mélanocrates vert foncé. Il s'agit alors de biotite chloritisée, de chlorite et d'épidote. Lorsque le quartz est peu abondant, il passe à la granodiorite.

Enfin, lorsque le granite est orienté par écrasement, avec une évolution nette des minéraux mélanocrates, vers la chlorite et l'épidote, il s'agit de véritables *protogines*.

---

(1) Nous appelons ici *microcline*, le feldspath alcalin triclinique présentant ou non le quadrillage caractéristique, avec 2 V voisin de — 80°; *anorthose*, le feldspath alcalin triclinique, avec 2 V voisin de — 60°.

B. DESCRIPTION DES PRINCIPAUX TYPES DE GRANITE DE LA SÉRIE VERTE

1. Granite à biotite et à biotite chloritisée.

GRANITE DU ROC BLANC, À BIOTITE [R. 102].

Provenance. — Éboulis le long de la route de Beaufort à Roselend, en face des Cernix.

Aspect macroscopique. — Granite gris à grain moyen. Biotite visible. Beaux phénoblastes de feldspaths.

Détermination microscopique. — Structure grenue.

— Quartz : xénomorphe, recristallisé en damier. Extinctions franches.
— Feldspaths :
  — microclines limpides peu abondants. 2 V = — 80 à — 82°;
  — plagioclases zonés à tendance idiomorphe; peu de macles polysynthétiques. 2 V = — 86°; extinction dans la zone perpendiculaire à *g* 1 = 5 à 0°; oligoclase 20 à 23 % An.
  Les plagioclases sont altérés soit en séricite — surtout dans le centre —, soit en clinozoïsite.
— Biotite : bien développée; pléochroïsme *ng* brun rouge, *np* incolore. Alignements très fins de leucoxène dans le clivage, et liserés autour des paillettes. Inclusions d'apatite, de zircon.
— Calcite : en petits cristaux disséminés entre les feldspaths ou plus souvent au voisinage des biotites.
— Muscovite : rare, chargée de sphène. Elle paraît provenir de la transformation de la biotite.

GRANITE DU ROC BLANC, À BIOTITE CHLORITISÉE [R. 218] (Analyse chimique A 14).

Provenance. — Flanc nord du Roc Blanc, éboulis le long de la route de Roselend.

Aspect macroscopique. — Granite gris clair, à grain moyen, avec grands phénoblastes.

Détermination microscopique. — Cet échantillon est voisin du précédent.
Structure assez confuse.

— Quartz : recristallisé en damier.
— Feldspaths : quelques beaux exemples de myrmékites :
  — microclines peu abondants, toujours limpides (quadrillage très net) ; fréquemment corrodés par les plagioclases; 2 V = — 86°;
  — plagioclases à tendance idiomorphe :
    — soit anciens et séricitisés. 2 V = — 88° à + 88°; extinction de la zone perpendiculaire à *g* 1 = + 8 à — 3°; oligoclase : 18 à 23 % An;
    — soit de néoformation : 2 V = — 88°; extinction de la zone perpendiculaire à *g* 1 = 15° : albite.
— Calcite (parfois en filonnets), épidote, sphène-leucoxène, apatite, petits grenats (?).

GRANITE DE L'OUTRAY [R. 215].

Provenance. — Pas de l'Outray (col au sud de l'arête de l'Outray).

Aspect macroscopique. — Granite gris verdâtre à grain moyen, et grands phénoblastes. Minéraux mélanocrates verdâtres.

Détermination microscopique. — Les biotites sont en partie évoluées comme dans l'échantillon précédent.

Ce qui caractérise cet échantillon est la structure des feldspaths : grands microclines-anorthoses (quadrillage caractéristique). 2 V = — 60° au centre des cristaux et — 82° sur le pourtour. Ils sont par place remplis d'une sorte de poussière (sphène probable).

Belles structures de perthite; les facules de plagioclases dans le microcline sont albitisées. De plus, présence de petits cristaux idiomorphes de plagioclase, maclés (albite en grande partie damouritisée). Les cristaux sont entourés d'une recristallisation de plagioclase limpide non maclé, généralement orienté sur le plagioclase central et se développant aux dépens du microcline (photo 4, pl. VII).

Plagioclases anciens. 2 V = — 88°; extinction de la zone perpendiculaire à *g* 1 = 10 à 0°; oligoclase = 28 % An. au centre et 20 % sur le pourtour.

Plagioclases de néoformation en auréole : 2 V = + 78° : albite.

2. Granodiorite à biotite et amphibole.

GRANODIORITE DE CEVINS [R. 384].

Provenance. — En éboulis sur la rive gauche de l'Isère, derrière les Teppes. Ce type de granite est analogue au granite de la Pointe des Aveugles.

Aspect macroscopique. — Granite à gros grain. Les minéraux mélanocrates visibles sont la biotite et l'amphibole.

Détermination microscopique. — Texture grenue typique.

— Quartz peu abondant, largement cristallisé, craquelé avec extinction onduleuse.
— Feldspaths :
  — microclines 2V = — 80° à — 82°. Belles structures de perthites et quadrillage caractéristique; les facules de plagioclases sont salies par une poussière d'inclusions; corrosion sur les bords par les plagioclases;
  — plagioclases 2 V = + 88 à 90°; oligoclase, 16 à 18 % An. Frange : albite 5 à 12 % An.
— Biotite : verdie, pléochroïsme *ng* olivâtre foncé, *np* beige verdâtre clair; quelques inclusions : leucoxène, rutile, chlorite.
— Amphibole : hornblende verte, pléochroïsme *ng* vert un peu bleuté, *np* beige pâle; en proportion moindre que la biotite. 2 V = — 68°; extinction = 14°.
— Sphène en grands losanges. Apatites fréquentes dans les biotites et les amphiboles. Épidotes rares, associées à l'amphibole. Plus rarement clinozoïsite, séricite.

3. Protogine.

PROTOGINE DE CEVINS [R. 381].

Provenance. — Carrière des Chavonnettes, près de Cevins, dans la vallée de l'Isère.

Aspect macroscopique. — Granite clair orienté à phénocristaux. — Grains de grande dimension.

Minéraux mélanocrates verts, à aspect schisteux.

Détermination microscopique. — Structure grenue orientée, cataclastique.

Deux phases sont visibles dans l'écrasement de la roche :

Première phase : Cassures dans les microclines, remplies principalement de quartz largement cristallisé et aussi de feldspaths. Ces cassures sont :

— soit antérieures au développement, dans les microclines, de plagioclases idiomorphes qui chevauchent ces cassures;

— soit à peu près synchrones du développement des plagioclases; ceux-ci sont parfois tordus au passage d'une cassure.

Deuxième phase : Écrasement suivant des zones irrégulières, plus ou moins schisteuses, où le quartz est finement recristallisé.

— Quartz en damier.
— Feldspaths : microclines. 2 V = — 82° à — 84°. Belles structures de microperthites. Inclusions en poussière surtout dans les facules de plagioclases des perthites.
— Plagioclases : difficilement déterminables, soit en grands cristaux présentant une frange d'albite corrodant les microclines voisins, soit dans les microclines, en cristaux plus petits, à tendance idiomorphe. Partie centrale : 2 V = — 80°; extinction de la zone perpendiculaire à *g* 1 = + 8 à 10°; oligoclase, 25 à 28 % A. Frange : 2 V = + 78°; albite.
— Biotite : pléochroïsme : *ng* vert franc un peu bleuté ou vert olive foncé, *np* vert beige pâle. Biréfringence variable. Lorsque la biréfringence est faible (biotite chloritisée), couleur cyclamen foncé.
— Épidote et clinozoïsite : soit concentrée au voisinage de biotites altérées, soit dans les plagioclases.
— Sphène en cristaux idiomorphes de grande taille : exceptionnel, mais bien cristallisé; leucoxène soit dans les plagioclases, soit dans le grenat.
— Séricite — apatite — calcite, rare dans les filonnets associés au quartz.

Les caractères des granites de ce type les font ressembler aux *migmatites de la série verte* (évolution des biotites, texture des feldspaths, abondance de l'épidote et du sphène).

Ils présentent de plus l'écrasement et l'évolution des minéraux caractéristiques des *protogines*.

C. LES ROCHES DE LA FAMILLE DU GRANITE

1. Granulite [1].

Les granulites sont rares. L'affleurement principal forme un filon à bord diffus, d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, dans les migmatites, sous le versant occidental du sommet du Mont Bellachat. Un autre se trouve dans les ectinites de la série verte au milieu de la forêt entre le Planey d'Arèches et les chalets de Plapolay; ses limites sont difficiles à préciser en raison des conditions d'affleurements. Il existe en outre quelques passées granulitiques dans le massif de la Légette du Grand Mont et dans le massif de Comborsier (la Tournette entre le lac Cornache et le ravin de la Gruve).

Les relations structurales entre les granulites et le granite de la série verte ne sont pas nettes. On constate pourtant une parenté pétrographique et chimique entre ces deux types de roches [2].

Les granulites présentent, comme la plupart des granites de la série verte, les deux caractères suivants :

— elles sont écrasées, avec une texture orientée, parfois, franchement gneissique, surtout sur les bords des pointements. Ce caractère est visible à la fois à l'échelle de l'affleurement et à l'échelle de la plaque mince;

— elles présentent des textures et des associations de minéraux reflétant à la fois l'histoire et la composition pétrographique des roches encaissantes. En particulier, les orthoclases (microcline, anorthose) coexistent avec les plagioclases; la biotite et la chlorite accompagnent, en faible quantité, la muscovite; des minéraux accessoires tels que la séricite, l'épidote, la clinozoïsite, l'apatite, sont fréquents.

---

[1] J'emploie le terme de granulite dans son sens français de *granite à muscovite*.
[2] Voir plus loin en particulier l'analyse chimique A 16 et sa discussion.

2. Les microgranites et les rhyolites.

Les microgranites et les rhyolites affleurent en filons peu épais, soit dans des ectinites de la série verte (exemple : ectinites de part et d'autre du granite de l'Outray), soit dans le granite de la série verte (exemple : sommet du Roc Blanc, sommet de l'Outray).

Ce sont des roches à pâte fine, grise ou vert clair; leur patine est généralement blanchâtre. Des porphyroblastes corrodés de quartz et de feldspaths sont souvent visibles à l'œil nu.

Au microscope, ce sont des roches éruptives à deux temps de consolidation. La pâte est toujours dévitrifiée. La composition pétrographique et chimique de ces roches ainsi que leur mode de gisement les rattachent certainement au granite de la série verte, bien qu'elles leur soient postérieures. Ce sont donc des roches essentiellement différentes des roches volcaniques conservées dans les ectinites de la série verte, et plus récentes qu'elles.

Microgranite du Roc Blanc [R. 196].

Provenance. — Filon visible le long du sentier longeant la falaise nord du Roc Blanc.

Aspect macroscopique. — Rhyolite gris vert clair. Gros quartz arrondis (3 à 4 mm). Pâte pigmentée de petits minéraux vert foncé (biotite chloritisée).

Détermination microscopique. — Structure microgrenue. En LN, les petits feldspaths qui constitue le fond de la roche forment une mosaïque très caractéristique; le cœur de chaque cristal est altéré et le pourtour est limpide (photo 1, pl. VIII).

Porphyroblastes :

— Quartz assez rares, idiomorphes, corrodés. Inclusion de sphène idiomorphe, transformé en leucoxène. Dans un quartz, cassures remplies de feldspath.
— Biotite chloritisée, en lamelles. Inclusions : petits grains de sphène et d'épidote alignés dans les clivages; petites apatites idiomorphes.
— Quelques feldspaths corrodés, séricitisés.

Pâte :

Elle est constituée par un agrégat de petits feldspaths de dimensions équivalentes, à bords limpides et à cœur complètement séricitisé. Entre les feldspaths, petites baguettes de biotite chloritisée accompagnée de sphène, d'épidote et d'apatite; quelques biotites verdies à biréfringence normale. Peut-être un peu de quartz.

Rhyolite de l'Outray [R. 213].

Provenance : Filon recoupant le granite sur l'arête de l'Outray.

Aspect macroscopique. — Roche compacte gris fer. Pâte très fine. Cassures un peu phylliteuses. Gros quartz arrondis (1 cm).

Détermination microscopique. — Texture microlitique. Les porphyroblastes sont rares : quartz et micas. La pâte dévitrifiée montre localement une texture fluidale, soulignée par les micas (photo 2, pl. VIII).

Porphyroblastes :

— Quartz arrondis, corrodés, peu nombreux.
— Plagioclases. 2 V = + 78°. Extinction de la zone perpendiculaire à *g*1 = 14 à 16°. Albite : 0 à 5 % An. Des auréoles de néoformation existent autour de certains plagioclases. Elles sont en orthoclases. 2 V = — 80 à — 82°.
— Biotite chloritisée, en baguettes rectangulaires; pléochroïsme brun gris sale; biréfringence irrégulière, en fonction du degré de transformation de la biotite en chlorite. Dans les clivages, inclusions de leucoxène, d'apatite, et peut-être de petits grenats.

Pâte :

Lamelles de biotite chloritisée assez abondantes.

Feutrage dans lequel on reconnaît de petits feldspaths (orthoclases : 2 V = — 80 à — 82°), de la séricite abondante, de l'apatite idiomorphe, du leucoxène en taches diffuses, et quelques zircons.

On peut rattacher à ce type de roche, certains échantillons provenant de la *klippe de Roselette*, où l'on observe des cristaux idiomorphes de feldspaths totalement séricitisés dans une pâte constituée par un feutrage de feldspaths, séricite, chlorite, biotite chloritisée, clinozoïsite, épidote, sphène-leucoxène, fer titané et apatite [1]. Ces roches paraissent pourtant plus basiques (absence de quartz; épidote et clinozoïsite abondantes).

2. LA SÉRIE SATINÉE

I. ECTINITES

Les ectinites de la série satinée sont essentiellement des *micaschistes*. Leur composition pétrographique dépend de la nature de la roche originelle dont ils dérivent.

Les *associations de minéraux* des schistes satinés [2] sont assez constantes. Les minéraux caractéristiques sont, dans l'ordre d'importance décroissante : le quartz, les plagioclases, la séricite et la chlorite, les micas, la calcite, l'épidote, la clinozoïsite, le sphène-leucoxène, etc.

La proportion du quartz par rapport aux autres minéraux est parfois importante. Quand elle est élevée, les roches sont des quartzites phylliteux.

La calcite est presque toujours présente, indice de l'existence de calcaire dans les sédiments dont dérivent les schistes satinés.

Les plagioclases peuvent entrer pour une part importante dans les schistes satinés.

Je n'ai pourtant pas utilisé le terme de gneiss pour décrire les micaschistes feldspathiques [3] pour trois raisons : d'abord, il est exceptionnel que les schistes satinés aient une texture gneissique nette; ensuite, il serait impossible sur le terrain de séparer micaschistes et gneiss; enfin, ces roches sont rangées parmi les micaschistes selon la classification française (Jung et Roques).

L'intensité du métamorphisme est très difficile à apprécier. Certains schistes satinés doivent être rangés dans les zones des micaschistes inférieurs ou peut-être même des gneiss supérieurs. Mais la séricitisation et l'évolution secondaire des biotites confère le plus souvent à ces roches des caractères pétrographiques de la zone des micaschistes supérieurs. En bref, une rétromorphose

(1) Plaques minces n°s 2 et 12, de la collection de MM. Robert et Belmonte.

(2) Le terme de « schistes satinés » est employé dans le sens d'ectinites de la série satinée.

(3) « Gneiss albitiques » des auteurs suisses.

générale mais d'intensité variable rend impossible l'établissement d'une zonéographie précise des ectinites de la série satinée.

Malgré la *complexité de leur structure*, il est parfois possible de déceler plusieurs phases de transformations successives : altération des feldspaths, écrasement, séricitisation, évolution des biotites, etc. L'étude de ces phases ne donne pas non plus de résultats suffisamment généraux pour que l'on puisse s'en servir pour classer les diverses espèces de schistes satinés.

La *structure des plagioclases* est variable. Ils peuvent être xénomorphes et avoir cristallisé en même temps que le quartz, c'est le cas le plus fréquent. Ils peuvent aussi prendre une structure ocellaire et donner à la roche un faciès caractéristique méritant une mention spéciale. Ce sont soit des micaschistes albitiques, soit des prasinites ou des ovardites, suivant la nature et la proportion des phyllites et des minéraux colorés qui les accompagnent.

Je ne pense pas que cette structure soit un caractère pétrographique important. Elle paraît plutôt résulter de conditions spéciales de cristallisation. Ce n'est certainement pas l'indice d'une métasomatose sodique postérieure au métamorphisme. Pourtant, comme la structure ocellaire est facile à reconnaître au microscope et, avec l'habitude, sur les échantillons, je m'en servirai comme critère de classification.

Les schistes satinés seront donc classés en deux familles principales :

Les ectinites normales, où les plagioclases n'ont pas de texture spéciale. Dans celles-ci, nous trouverons :

— les schistes à séricite, à chlorite et à muscovite;

— les schistes à biotite,

Ainsi que :

— les arkoses et les conglomérats métamorphiques;

— les calcaires métamorphiques;

— les schistes charbonneux et graphiteux.

Les ectinites à structure ocellaire. Ce groupe comprend :

— les micaschistes à structure ocellaire;

— les prasinites et les ovardites.

* * *

A. LES ECTINITES NORMALES

1. Groupe des schistes à séricite, à chlorite ou à muscovite.

a. *Les quartzites sériciteux.*

Aspect macroscopique. — Les quartzites sériciteux sont des roches banales dans la série satinée. Leur surface est onduleuse, satinée, gris plus ou moins foncé parfois verdâtre. Sur la tranche, ils présentent des lits quartzeux généralement de couleur gris fer. Ce sont d'anciens grès et arkoses plus ou moins schisteux.

Leur composition pétrographique et leur structure sont peu variées.

Au microscope. — Structure micaschisteuse : la teneur en quartz est élevée. Les lits quartzeux sont étirés, écrasés, d'épaisseur variable (0,5 à 3 mm en moyenne). Les lits phylliteux généralement minces, sont flexueux, fréquemment plissotés.

— Quartz : recristallisé, de dimensions variables, à extinction roulante. Les cristaux sont engrenés les uns dans les autres. Plus l'écrasement est intense, plus les quartz sont petits. Dans les lits particulièrement laminés, les cristaux de quartz sont étirés suivant la schistosité;

— Séricite : en lits flexueux, ou dispersés en petite quantité dans les agrégats quartzeux;
— Muscovite : fréquente en petites paillettes associées à la séricite dans les lits micaschisteux;
— Chlorite : pléochroïsme vert pâle peu accentué. Biréfringence faible donnant en LP une couleur bleu pervenche. Cette chlorite est particulièrement développée dans la série satinée. Je ne la connais pas dans la série verte;
— Plagioclases : albite, 0 à 10 % An en moyenne, généralement séricitisée, disséminée entre les grains de quartz;
— Calcite : en petits cristaux épars; en proportion faible, mais presque toujours présente.

b. ***Les séricitoschistes.***

Ils sont proportionnellement moins abondants que les quartzites sériciteux dans lesquels ils sont interstratifiés en lits de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres d'épaisseur.

Leur moindre résistance a favorisé la localisation, à leur niveau, des surfaces de laminage.

Les séricitoschistes représentent probablement d'anciens lits schisteux.

Aspect macroscopique. — Schistes, parfois gris fer ou gris-noir, parfois verdâtre lorsqu'ils sont chloriteux, à grain très fin, souvent plissotés.

Quartzites phylliteux et séricitoschistes sont à l'origine du nom donné à la « série satinée ».

Détermination microscopique. — Ils sont presque uniquement composés de séricite disposée en écheveaux onduleux, souvent recoupés par des lignes de glissements obliques. La séricite est fréquemment chargée d'un pigment opaque qui doit être du leucoxène.

Dans d'autres cas, le pigment noir est charbonneux; quand il est très abondant, la roche devient un schiste graphiteux. La chlorite et la muscovite sont en faible quantité, associées à la séricite.

c. ***Les schistes sériciteux et chloriteux.***

L'aspect macroscopique de ces roches ne diffère de celui des quartzites sériciteux et des séricitoschistes que par une couleur plus verdâtre.

Les vrais chloritoschistes sont exceptionnels.

La structure des chloritoschistes est analogue à celles des quartzites sériciteux et des séricitoschistes : le pourcentage de quartz est toujours élevé. La chlorite, en quantité notable, est associée à la séricite dans les lits phylliteux.

Cette chlorite présente des caractères pétrographiques constants, très différents des chlorites issues de l'évolution des biotites. Elle est généralement vert bleuté pâle, avec un pléochroïsme peu marqué. Elle est parfois absolument incolore. De petites traînées d'oxyde de fer, ou de pyrite, y sont fréquemment incluses.

d. ***Les conglomérats métamorphiques.***

Je ne connais les conglomérats métamorphiques de la série satinée que dans le rameau interne de Belledonne.

Parfois ces conglomérats se distinguent très difficilement de certains conglomérats houillers remaniant la série satinée elle-même. C'est le cas par exemple des affleurements du verrou du Chatelard, dans la vallée de la Gitte, à 2 kilomètres au NNE de Roselend.

Par contre, lorsque ces conglomérats sont interstratifiés dans la série satinée, leur appartenance à celle-ci ne peut pas être mise en doute. Ils sont souvent localisés à la base : conglomérat de Villard-Soffrey, par exemple.

Leurs faciès varient dans chaque affleurement.

1. *Les arkoses conglomératiques à galets roses de la Glaise :*

De beaux affleurements de ces roches étaient visibles dans la vallée de la Glaise (affluent rive droite de l'Isère en aval de Notre-Dame-de-Briançon), vers la cote 1150, à proximité de la prise d'eau de l'aménagement hydroélectrique de Feissons-sur-Isère lors de la construction de celle-ci. Les arkoses constituent des lits ou des lentilles mal délimitées contenant de petits galets de quartz roses (jusqu'à 2 cm de diamètre). De belles muscovites écailleuses prouvent le métamorphisme de cette roche.

2. *Conglomérats métamorphiques du ravin des Perches :*

Au nord-ouest de la Tête de Cuvy (3 km NNE du Grand Mont), ils affleurent dans la forêt au-dessus du sentier à 300 mètres environ à l'ouest du chalet des Perches.

Ces conglomérats sont écrasés. Leur surface est irrégulière, onduleuse, gris satiné. La muscovite de néoformation est développée en plaque écailleuse, atteignant 1 à 2 centimètres de longueur. Le ciment est un micaschiste irrégulier, gris clair ou gris foncé. Les galets sont surtout formés de quartz blanc, quelquefois noirs. Ils sont parfois étirés. Les plus gros atteignent 5 à 10 centimètres de diamètre.

3. *Conglomérats métamorphiques de Villard-Soffrey :*

Sur la rive gauche de la vallée de l'Eau Rousse (affluent rive gauche de l'Isère à la hauteur de Notre-Dame-de-Briançon), on peut observer ces conglomérats le long du sentier entre Villard-Soffrey et le hameau de Fraidaz-d'en-Bas dans la vallée du ruisseau du Villard vers la cote 1150.

Ils ressemblent aux précédents. Ils sont toujours irréguliers, et contiennent de grandes muscovites écailleuses de néoformation, parfois des biotites.

Les galets sont formés, soit de quartz, soit de roches métamorphiques, gneiss ou micaschistes. Je n'ai pas identifié de granite, ni de schistes de la série verte.

Dans certains bancs, les galets peuvent atteindre 30 centimètres de diamètre.

4. *Conglomérats métamorphiques du Cudray :*

Ils affleurent en haut de la falaise dominant Notre-Dame-de-Briançon à quelques centaines de mètres à l'est du hameau du Cudray. Leur écrasement et leur étirement les rendent méconnaissables. Ils devaient être comparables aux précédents, mais les galets sont maintenant étirés et même plissotés. Ils risquent d'être confondus avec certains micaschistes contenant des yeux de quartz d'exsudation.

Il est possible que d'autres affleurements de conglomérats de ce type échappent à l'identification lorsque les galets sont par trop déformés.

e. ***Les séricitoschistes calcitiques (calcschistes).***

Une faible proportion de calcite est très fréquente dans les micaschistes. Par contre, les bancs où la calcite est en proportion importante par rapport au quartz (1/4 à 3/4) sont relativement rares; la roche est alors un véritable calcschiste.

Les séricitoschistes calcitiques présentent la même structure que les séricitoschistes. La calcite est irrégulièrement répartie dans les bancs quartzeux, en petits cristaux de la même taille que le quartz. La chlorite peut être associée à la séricite. L'épidote et la clinozoïsite sont fréquentes.

f. ***Les calcaires métamorphiques.***

Les véritables calcaires métamorphiques sont exceptionnels dans la série satinée. Ils forment des bancs peu épais de quelques centimètres ou quelques dizaines de centimètres interstratifiés dans les schistes. Ils se distinguent de ceux-ci par une couleur claire, blanchâtre ou grisâtre et

une cassure crayeuse. Les surfaces sont phylliteuses, analogues à celles des micaschistes. En affleurement, leur patine est grisâtre terne peu caractéristique.

Au microscope, ils sont composés d'un agrégat de cristaux de calcite de dimension moyenne voisine de 0,2 millimètre, souvent un peu allongés suivant la schistosité. La séricite est concentrée en lits parallèles. Le quartz, à extinction onduleuse, existe en faible proportion, en grains ou en nodules à cristallisation en damier. L'épidote et la clinozoïsite sont relativement abondantes. La pyrite et le leucoxène sont rares, en petites mouchetures très fines. Il peut y avoir du grenat.

Si les calcaires métamorphiques sont rares, par contre les filons contenant de la calcite sont fréquents.

g. ***Les schistes graphiteux.***

Ils s'observent difficilement en surface : la plupart du temps, ils sont cachés ou oxydés.

La galerie Isère–Arc a permis de les observer en profondeur. Les schistes graphiteux étaient particulièrement développés, dans l'attaque de Randens principalement entre les PK 2 000 et 2 100 et entre les PK 2 350 et 2 500. La roche était constituée dans ces deux zones par une sorte de purée mylonitique noire [1], sans cohésion, complètement plissotée, avec de belles structures fluidales. Les nodules et les veines de quartz étaient réduits par écrasement à l'état de poudre.

En dehors de ces zones, les schistes graphiteux étaient fréquents sinon abondants; une passée graphiteuse tous les cinquante mètres de micaschistes en moyenne.

La teneur en matière charbonneuse a pu être appréciée de façon approximative en mesurant la résistivité électrique de la roche. La pyrite était le seul minéral susceptible de fausser l'appréciation.

Les bancs de schistes graphiteux toujours laminés étaient généralement réduits à quelques millimètres ou au maximum à quelques centimètres d'épaisseur; les schistes étaient écrasés aux épontes et réduits en poudre argileuse, ou en esquilles de quelques millimètres à quelques centimètres de longueur.

Les lits graphiteux accompagnés de schistes noirs brillants (« escaillage ») étaient fréquemment plissotés et boudinés. Quelques rares veines ou petits amas discontinus de graphite atteignaient 2 ou 3 centimètres d'épaisseur.

Au microscope, les schistes graphiteux ont une texture micaschisteuse où la matière charbonneuse est développée avec une plus ou moins grande abondance.

Contrairement aux schistes carburés de la série verte, ceux de la série satinée ne sont pas accompagnés de schistes ardoisiers. Le métamorphisme y est aussi beaucoup plus visible.

2. Groupe des micaschistes à biotite.

On trouve parfois, dans les schistes satinés, des zones ou des bancs de micaschistes à deux micas ou à biotite seule, sans que leur répartition puisse être nettement délimitée. Pourtant, les micaschistes à biotite paraissent avoir pris naissance sous l'influence lointaine d'une migmatisation. On les rencontre par exemple dans le rameau interne au sud de l'Isère en rapport avec les migmatites de la série satinée.

Dans d'autres cas, on les trouve en liaison avec des schistes à feldspaths ocellaires. Une certaine parenté d'origine doit donc exister entre ces deux types de roche.

[1] Ayant provoqué des poussées intenses sur le soutènement et le revêtement de la galerie.

Mais la biotite n'est pas nécessairement le critère d'un métamorphisme profond. Elle pourrait apparaître localement comme le signe d'une différenciation spéciale du métamorphisme habituel aux ectinites [1].

Certains schistes à séricite et à chlorite décrits ci-dessus dérivent probablement de micaschistes à biotite et à muscovite par altération des micas.

MICASCHISTE À BIOTITE ET MUSCOVITE [IA. ND. 1 440].

Provenance. — Galerie Isère-Arc, attaque de Notre-Dame-de-Briançon, souterrain principal, PK 1440.

Aspect macroscopique. — Micaschiste quartzeux gris, compact; quelques petites biotites visibles.

Détermination microscopique. — Structure cataclastique, plissotée; schistosité oblique par rapport aux lits.

— Quartz : dimensions très variées, en nodules atteignant 2 à 3 millimètres de long ou en agrégats à bords dentelés; extinctions onduleuses.
— Plagioclases séricitisés, en quantité et de dimensions équivalentes à celle des quartz. Extinction maximum de la zone perpendiculaire à $g1 = 10°$; $2\,V = -86°$; oligoclase 27 % An. Auréole plus acide sur le pourtour des cristaux.
— Muscovite : belles paillettes plissotées par la schistosité; elles sont probablement de néoformation et en liaison avec la migmatisation.
— Biotite et biotite chloritisée, xénomorphe. Pléochroïsme faible.
— Chlorite primaire dans certains lits micaschisteux.
— Apatite idiomorphe fréquente; séricite rare; calcite en petits cristaux épars; leucoxène en mouchetures et petits sphènes; tourmaline en baguettes parfois cassées.

MICASCHISTE CALCIQUE À BIOTITE [R. 119].

Provenance. — Versant droit de la vallée de l'Isère, le long de la route d'accès à la cheminée d'équilibre de l'usine hydroélectrique de La Bathie, au-dessus du hameau du Mondon (Le Chat).

Aspect macroscopique. — Quartzite phylliteux gris : petites biotites visibles.

Détermination microscopique. — Structure grenue. Le bord des cristaux est dentelé. Les plus gros cristaux (calcite surtout) mesurent 0,5 millimètre de diamètre.

— Quartz : à extinction onduleuse.
— Plagioclases : extinction maximum dans la zone perpendiculaire à $g1 = 20°$; $2\,V = +76°$: albite. Généralement séricitisés.
— Calcite : en quantité à peu près équivalente à celle des feldspaths.
— Biotite : beau pléochroïsme : *ng* brun rouge, *np* incolore.
— Quelques zircons. Leucoxène rare, en mouchetures.

B. ECTINITES À STRUCTURE OCELLAIRE

1. Les micaschistes à structure ocellaire.

Sur le terrain, ces roches se distinguent difficilement des micaschistes ordinaires. Elles n'ont qu'exceptionnellement l'allure de gneiss œillés fins.

Les feldspaths sont peu visibles : ils forment de petits yeux (de l'ordre de 1 mm) et leurs clivages donnent parfois à la roche un aspect saccharoïde. Les surfaces phylliteuses sont grumeleuses et boursouflées. Mais la couleur et le débit de ces roches sont identiques à ceux des ectinites ordinaires.

[1] Voir A.-C. TOBI. — Sur les roches cristallophylliennes de la bordure ouest du massif de Belledonne. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXXXVII, p. 104.

Par contre, la structure microscopique présente les caractères suivants :

— la trame micaschisteuse est conservée sans altération ni de structure, ni de composition : on reconnaît la plupart des variétés de micaschistes décrits ci-dessus;

— dans cette trame, se sont développés des phénoblastes de plagioclases (albite – oligoclase), soit arrondis, soit à tendance idiomorphe. Dimension moyenne : 1 millimètre;

— ces phénoblastes sont souvent remplis d'inclusions. Les inclusions représentent presque toujours des reliques et exceptionnellement des néoformations (séricitisation et saussuritisation). Dans le premier cas, les inclusions dessinent des plissotements antérieurs au développement des feldspaths.

On peut classer les micaschistes à texture ocellaire suivant leurs constituants minéralogiques en séricitoschistes et micaschistes à biotite.

Je décrirai également des micaschistes albitisés cataclastiques, quoique leur structure soit beaucoup moins caractéristique.

Séricitoschiste à albite ocellaire [R. 106].

Provenance. — Roche Pourrie, au-dessus d'Albertville.

Aspect macroscopique. — Surface très satinée, petites boursouflures sur les délits sériciteux.

Détermination microscopique. — La trame micaschisteuse (séricite et quartz) est très nette, plissotée. Les plagioclases arrondis présentent des alignements d'enclaves prolongeant la trame.

— Quartz : en damier formant des lits parallèles.
— Séricite : abondante, en lits épais, plissotés par endroits, salie par l'oxyde de fer et le leucoxène.
— Plagioclases : en phénoblastes limpides arrondis, à structure ocellaire très nette. Dimension moyenne : 0,5 à 1 millimètre; macle de l'albite simple fréquente. 2 V = + 78° : albite.

Inclusions en alignements sinueux, plissotés : fines mouchetures de leucoxène et probablement aiguilles de rutile en quantité équivalente. Parfois inclusions de quartz lorsque les albites se sont développées dans les zones quartzeuses. Ces inclusions sont identiques aux mouchetures visibles dans la séricite.

L'examen de ces alignements montre que les albites se sont développées dans cet échantillon *après* le plissotement du schiste. Les albites ont grossi sans modifier la structure antérieure et en enclavant les éléments étrangers. Quelques très rares cristaux présentent une auréole limpide sans inclusion. Les albites ont ensuite tourné. La formation de l'albite est ici syncinématique ou légèrement postérieure aux plissotements de la roche (photo 3, pl. VIII).

— Chlorite associée en faible quantité à la séricite, presque incolore en LN. Couleur olivâtre en LP. Leuxocène, parfois sphène en grande baguette.
— Oxyde de fer, surtout hématite; l'association hématite-leucoxène provient vraisemblablement de l'oxydation de l'ilménite.

Micaschiste à chlorite et muscovite, à albite ocellaire [R. 238].

Provenance. — Au nord de Beaufort, route des Curtillets, sous les chalets des Traverses.

Aspect macroscopique. — Micaschiste gris verdâtre rugueux et brillant sur la tranche, l'échantillon présente un aspect de gneiss à petits yeux réguliers.

Détermination microscopique. — Structure micaschisteuse.

— Quartz : abondant, en lits, recristallisé en damier; extinction onduleuse.
— Muscovite : en paillettes de petites dimensions.
— Chlorite : en même quantité que la muscovite. En LN, bleu-vert franc-beige incolore. En LP, gris-bleu. Souvent inclusions de belles aiguilles de rutile. Ces chlorites ne dérivent probablement pas de biotites.
— Plagioclases : limpides ou avec quelques traînées de la trame micaschisteuse; fréquentes inclusions de quartz. 2 V = + 76 à + 80°; extinction maximum de la zone perpendiculaire à gl = 17°; albite 0 à 3 % An.
— Calcite dispersée ou en filonnets, pyrite.

Micaschiste à biotite, à albite ocellaire [R. 241 et R. 242].

Provenance. — Route de Hauteluce au col des Saisies, 500 mètres avant d'arriver aux Pémonts.

Aspect macroscopique. — Micaschiste gris, rugueux, brillant. Quelques biotites visibles. Sur la tranche, l'échantillon présente le même aspect de gneiss à petits yeux que l'échantillon précédent.

Détermination microscopique. — Trame micaschisteuse reconnaissable, mais plissotée et recristallisée. Néoformations abondantes de feldspath et de biotite principalement.

— Plagioclases : dimension moyenne 2 millimètres. Tendance idiomorphe. Ils contiennent de la séricite, de la muscovite, de la biotite, de la calcite et du leucoxène. Parfois alignement plus ou moins sinueux des minéraux de la trame. 2 V = + 76 à 80°; extinction maximum de la zone perpendiculaire à gl = 18° : albite 0 à 3 % An.

Ancien plagioclase séricitisé, 2 V = — 80° (probablement oligoclase).

— Biotite : grands cristaux, parfois chloritisés; pléochroïsme ng brun, np incolore. Fréquents alignements de leucoxène ou de rutile dans les clivages. La biotite contient des éléments de la trame micaschisteuse (leucoxène surtout), obliques par rapport au clivage.
— Séricite : parfois très plissotée : alignements de leucoxène et de quartz.
— Quartz : assez abondant.
— Chlorite, belles tourmalines zonées bleu-vert olivâtre, calcite, leucoxène.

Les micaschistes albitiques cataclastiques.

Ces roches existent essentiellement dans le rameau interne où elles sont fréquentes. Elles se distinguent des schistes du rameau externe parce qu'elles sont recristallisées à la suite d'un écrasement tectonique.

Les minéraux constitutifs sont les mêmes :

— Quartz : généralement recristallisé en damier très fin.
— Séricite onduleuse : parfois muscovite ou microbiotite.
— Plagioclases : arrondis ou de forme quelconque, en partie damouritisés, lignes d'inclusions obliques par rapport à la trame micaschisteuse (gouttes de quartz, muscovite, etc.).
— Calcite fréquente.

2. Roches intermédiaires entre les micaschistes et les prasinites.

Ce groupe de roche montre tous les termes de passage des schistes à texture ocellaire aux prasinites. Micaschistes à texture ocellaire et prasinites dérivent donc vraisemblablement des mêmes roches : schistes plus ou moins gréseux et calcaires, voisins d'un flysch.

Cette origine sédimentaire diffère de celle que j'ai attribuée aux prasinites de la série verte, dont l'origine volcanique est probable.

3. Roches du groupe des prasinites (ovardites et prasinites).

Les plus beaux échantillons de ces roches sont compacts, vert foncé; les cassures montrent les petits feldspaths blancs « en grain de semoule » avec leur clivage et leur macle caractéristiques. Ces roches sont interstratifiées dans les micaschistes, dont les distingue surtout leur couleur.

Elles sont relativement rares. Elles affleurent, par exemple, à 1 kilomètre à l'ouest du col de Basmont vers la cote 1650, mais sont peu visibles. Par contre, on a pu les observer dans d'excellentes conditions, dans la galerie Isère-Arc, attaque de Randens, où plusieurs bandes ont été traversées entre les PK 1 900 et 2 250.

Leur composition minéralogique permet de les classer en deux catégories, intimement associées :

— les ovardites, caractérisées par les albites ocellaires et la chlorite;

— les prasinites, caractérisées par les albites ocellaires et l'association chlorite d'une part, épidote-clinozoïsite ou amphibole d'autre part, en proportions à peu près équivalentes.

Les ovardites et les prasinites de la série satinée n'ont pas exactement la même texture que celles de la série verte. Elles sont en général plus largement cristallisées. On les distingue assez facilement tant sur échantillons qu'au microscope.

a. ***Les ovardites.***

OVARDITE TYPIQUE [IA. R. sond.].

Provenance. — Carotte d'un sondage-pilote de la galerie Isère–Arc, attaque de Randens, vers le PK 2 200.

Aspect macroscopique. — Roche vert foncé, compacte à petits feldspaths blancs, « en grain de semoule ».

Détermination microscopique. — Structure schisteuse avec feldspath socellaires (photo 4, pl. VIII).

— Plagioclases : albite; extinction maximum de la zone perpendiculaire à $g1 = 17^o$; $2\,V = +\,76^o$; formes arrondies; cristaux limpides; macle de l'albite simple. Inclusions parfois abondantes : petits grains d'épidote, clinozoïsite, leucoxène, calcite.

— Pâte schisteuse essentiellement formée de chlorite d'un vert franc en LN à pléochroïsme peu accusé. Biréfringence faible. Quelques chlorites sont bleues en LN. Certaines plages à pléochroïsme *ng* olivâtre foncé, *np* brun-olive clair, à birégrinfence élevée, sont des biotites verdies. Enfin, d'autres plages de chlorite ont une allure plus ou moins palmée rappelant les chlorites des roches serpentineuses.

— Pyrite en gros cristaux et oxyde de fer abondant. Leucoxène, épidote, clinozoïsite, quartz et calcite en proportion faible.

Un échantillon analogue (IA. R. 2 107), montre bien l'association caractéristique de la *chlorobiotite.*

	Biotite verdie	Biotite chloritisée ou chlorite
Pléochroïsme { *ng*	Brun olive	Vert clair.
Pléochroïsme { *np*	Beige clair	Beige clair.
Biréfringence	Bleu et vert du 2e ordre	Vert de gris.

Dans le feutrage de la chlorobiotite, alignements de grains de leucoxène, d'épidote. Gros leucoxènes presque opaques, parfois éparpillés. Les plagioclases ocellaires sont semblables à ceux de l'échantillon précédent.

Un troisième échantillon (IA. R. 2180) montre une chlorite un peu différente de celles des précédents : sa biréfringence est très faible (bleu nuit en LP). Un peu de séricite lui est associée. De plus, la calcite est très abondante et présente une texture à tendance ocellaire à la façon des plagioclases.

b. ***Les prasinites.***

Les prasinites typiques, sont rares dans la série satinée.

Habituellement, les prasinites y montrent un déficit de chlorite, ce minéral étant remplacé par la séricite ou la muscovite. Les amphiboles sont rares, la calcite est toujours abondante dans les faciès à épidotes, mais la structure ocellaire des albites est toujours nette.

Les plus fréquentes sont du type suivant :

PRASINITE À ÉPIDOTE [IA. R. 2 192].

Provenance. — Galerie Isère–Arc, attaque de Randens PK 2 192.

Aspect macroscopique. — Roche verte à surface écailleuse. Grain fin. Sur la tranche, aspect zoné vert clair et vert foncé avec petits cristaux de feldspaths à peine visibles à l'œil nu.

Détermination microscopique. — Les plagioclases sont encombrés d'inclusions. La structure schisteuse est soulignée par les alignements sinueux de minéraux opaques (fer titané — leucoxène) [photo 5, pl. VIII].

— Plagioclases : extinction maximum dans la zone perpendiculaire à $g1 = 15$ à 18°; $2\,V = +\,76^o$; albite 0 à 3 % An. En cristaux arrondis, limpides, avec macle de l'albite simple et des inclusions alignées, souvent obliques par rapport à la schistosité d'ensemble, preuve d'une cristallisation tardive.

— Épidotes et clinozoïsite abondantes, bien cristallisées, associées au leucoxène et au fer titané, alignés en lits sinueux dans les phyllites. Calcite abondante, surtout dans certains lits.

— Tourmaline fréquente. Apatite. Pyrite abondante.

— Muscovite et séricite, formant un feutrage; quelques chlorobiotites.

La tourmaline n'est pas rare dans les prasinites. Dans l'*échantillon IA. 2 154,* elle forme même de petits agrégats de baguettes, à pléochroïsme beige rose-vert olivâtre. Certaines de ces baguettes sont tronçonnées.

PRASINITE AMPHIBOLIQUE [R. 107].

Provenance. — Roche Pourrie au-dessus d'Albertville, à côté de l'échantillon R. 106 déjà décrit.

Aspect macroscopique. — Roche compacte gris verdâtre. Sur la tranche, les petits cristaux de feldspaths se distinguent par leur couleur vert plus clair et leurs clivages.

Détermination microscopique. — La structure ocellaire est moins nette que dans les prasinites habituelles. Les plagioclases sont évolués, la trame micaschisteuse est recristallisée.

— Plagioclases : $2\,V = -\,80^o$; oligoclase (?). Macle du péricline seule. Bords peu nets; damouritisation. Pas de reliques de l'ancienne trame.

— Amphibole : actinote; petits cristaux en paillettes. Extinction oblique (15 à 20°) en LP. En LN, pléochroïsme *ng* = vert pâle, *np* = incolore. Biréfringence : vert du 2e ordre.
L'amphibole forme l'essentiel de la trame micaschisteuse.

— Biotite : moins fréquente que l'amphibole, néanmoins bien développée.

— Chlorite : par endroit associée à l'amphibole. Pléochroïsme faible. Olivâtre en LP.

— Calcite : associée à l'amphibole ou dans les plagioclases.

— Leucoxène en traînées opaques, clinozoïsite, calcite, séricite, dans les plagioclases.

c. ***Roches analogues aux prasinites mais sans structure ocellaire.***

On peut rapprocher des prasinites certaines roches vertes rares de la série satinée, caractérisées surtout par l'abondance de l'amphibole. Les albites n'ont pas la structure ocellaire.

L'*échantillon R 115* trouvé dans le massif de la Pointe de la Grande Journée est une amphibolite feldspathique. Les amphiboles sont des actinotes bien cristallisées en baguettes. La biotite accompagne les amphiboles, en moindre proportion. Le fond de la roche est formé par des plagioclases séricitisés entre les baguettes d'amphibole. Pyrite assez abondante.

L'*échantillon IA. L 897* est une association d'amphibole (actinote), de calcite et de clinozoïsite, en quantité équivalente. Des lits de séricite traversent la roche. Beaux grenats, en agrégats craquelés.

* * *

II. MIGMATITES DE LA SÉRIE SATINÉE

A. CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES MIGMATITES DE LA SÉRIE SATINÉE

Les migmatites de la série satinée forment dans le rameau interne une grande amande allongée suivant un axe NE–SE. La migmatisation la plus intense se situe dans deux zones qui correspondent approximativement aux massifs du Grand Mont et à celui des Enclaves.

Il existe en outre des migmatites liées directement au granite. Elles en forment l'auréole de contact et présentent des faciès identiques à ceux des migmatites du type précédent. Tel est le cas, des migmatites traversées par la galerie Isère–Arc, attaque de Randens, immédiatement à l'est du synclinal médian (PK 2 732 à 4 300 environ).

Dans la série satinée, la migmatisation est un phénomène diffus sans limite nette. Nulle part, on n'observe de front de migmatisation. Le centre des zones migmatiques est formé d'anatexites; les bords sont composés de gneiss gris ou noir, peu caractéristique. Les structures « d'injection » sont rares. La galerie de l'aménagement hydro-électrique de Feissons-sur-Isère, tronçon Glaize–cheminée d'équilibre, en montre un exemple.

Sur le terrain, la feldspathisation due à la migmatisation se distingue mal de l'albitisation des micaschistes, ce qui peut prêter à hésitation.

D'une façon générale, les migmatites à muscovite ou à deux micas sont des faciès de bordure, tandis que les migmatites à biotite sont des faciès centraux. Ce caractère peut être voilé par la chloritisation des biotites et la séricitisation des muscovites.

En résumé, les migmatites de la série satinée sont des gneiss d'allure variable : embréchites œillées, gneiss rubanés, gneiss à phénoblastes de feldspaths, gneiss granitoïdes — dont les limites sur le terrain sont floues, mais qui présentent au microscope les caractères suivants :

— *présence d'orthoclases* (métasomatose potassique). C'est le caractère majeur des migmatites;

— existence de plagioclases généralement très séricitisés ou saussuritisés;

— biotites souvent chloritisées.

Les principaux types sont les suivants :

1. Migmatites à séricite;
2. Migmatites à deux micas;
3. Migmatites à biotite et biotite chloritisée;
4. Migmatites à biotite et amphibole;
5. Amphibolites à grenat.

B. DESCRIPTION DES PRINCIPAUX TYPES DE MIGMATITES

1. Migmatites à séricite.

Elles sont fréquentes, mais rien ne paraît caractéristique ni dans leur texture, ni dans les minéraux qui les composent.

Le quartz est cristallisé de façon variable, soit en plages assez grandes à bords dentelés et à extinctions onduleuses, soit en damiers fins.

Le microcline est généralement le feldspath le moins altéré, mais il n'est pas rare qu'aucun feldspath ne soit identifiable.

La séricite envahit tout. Elle est concentrée en lits phylliteux ou dispersée dans les feldspaths et même dans le quartz.

La chlorite est souvent associée à la séricite. Il s'agit parfois d'anciennes biotites chloritisées. La séricite est parfois accompagnée de séricitobiotite.

La calcite est fréquente.

Les migmatites à séricite ont été écrasées au moment de la migmatisation (migmatisation syncinématique) et reprises ensuite par des écrasements tardifs (structures cataclastiques) [1].

2. Migmatites à deux micas.

Souvent à l'œil nu, seule la muscovite est reconnaissable, la biotite étant chloritisée. Les migmatites à deux micas sont soit schisteuses, soit œillées, soit fibreuses comme l'échantillon ci-dessous.

MIGMATITE À DEUX MICAS [R. 80].

Provenance. — Bord oriental des migmatites du Grand Mont, à proximité du col de la Louze.

Aspect macroscopique. — Gneiss fibreux, granitoïde suivant les cassures perpendiculaires à la linéation.

Détermination microscopique. — Étirement marqué surtout par les alignements micacés.

— Quartz : plages de cristaux engrenés, assez grands, à extinction onduleuse, ou damier de grains fins.
— Orthoclases : 2 V = — 80°. Macle du microcline (?). Très séricitisés.
— Plagioclases de néoformation : 2 V = + 84°; extinction maximum dans la zone perpendiculaire à $g1$ = 13 à 20°, albite 0 à 10 % An.
— Plagioclases de la trame, très séricitisés : 2 V = — 84°; extinction maximum dans la zone perpendiculaire à $g1$ = 0°, oligoclase 20 à 22 % An.
— Muscovite de néoformation en beaux cristaux souvent onduleux, ou petits cristaux dans les feldspaths. 2 V = — 43°.
— Biotite : presque entièrement transformée en chlorobiotite : *ng* brun olivâtre, *np* beige clair; biréfringence de la biotite; alternant avec des lamelles de chlorite (photo 6, pl. VIII).
— Leucoxène et épidote : provenant de la chloritisation de la biotite.
— Quelques petites tourmalines; un beau grenat.

Le passage des ectinites à ce type de migmatites est progressif et se fait par l'intermédiaire de roches schisteuses, satinées, grises ou verdâtres, particulièrement développées dans la zone comprise entre les migmatites du Grand Mont et celle des Enclaves. On peut les observer le long de la route de Beaufort–Roselend entre Fontanus et le verrou de Roselend (Le Méraillet).

Ces roches sont peu caractéristiques. Elles sont abondamment feldspathiques mais les plagioclases sont totalement séricitisés. Le microcline est présent, moins altéré que les plagioclases. La calcite est souvent abondante. Quant aux micas, la muscovite a résisté, mais la biotite s'est totalement chloritisée en exsudant des leucoxènes, du rutile et de l'épidote. L'ensemble est très écrasé.

3. Migmatites à biotite et à biotite chloritisée.

a. *Les migmatites à biotite.*

Elles font figure d'exception et paraissent dues à une rétromorphose incomplète. Il n'en existe d'ailleurs aucune qui ne présente pas d'atteinte de chloritisation.

[1] Roches comparables aux « mylonito-schistes » de J. BELLIÈRE, 1949.

MIGMATITE À BIOTITE [R. 151 et 159].

Provenance. — Tête de Cuvy et flanc est du Grand Mont.

Aspect macroscopique. — Gneiss à linéation marquée, à aspect granitoïde, sur des surfaces perpendiculaires à la linéation. Les micas ont un aspect phylliteux. La biotite est reconnaissable à l'œil nu; elle paraît accompagnée de muscovite qu'on ne retrouve pas au microscope.

Détermination microscopique. — La roche est largement cristallisée; les quartz sont à bords dentelés, groupés en grandes plages.

— Quartz.
— Orthoclase.
— Plagioclases: très altérés. Ils sont séricitisés et encombrés de leucoxène cryptocristallin, formant des taches diffuses d'allure poussiéreuse, sombres en LN. Ce même leucoxène forme des cernes autour des biotites (photo 1, pl. IX). Extinction maximum dans la zone perpendiculaire à $gl = 15$ à 20°; $2\ V = +\ 70$ à 80° : albite.
— Biotite bien cristallisée. Pléochroïsme intense ng = brun-rouge; np = beige incolore. Fines traînées de leucoxène dans les clivages. Inclusions d'apatites ainsi que de sphène, et plus rarement d'épidote et de clinozoïsite en gros grains.
— Biotite chloritisée : en bandes décolorées et verdâtres dans les biotites, avec souvent concentration de sphène. Couleur de biréfringence de la chlorite : bleu pourpre foncé. Parfois, la biotite présente le phénomène de l'astérisque (R. 206, photo 2, pl. IX).
— Amphiboles : rares en grandes plages vert clair. $2\ V = -\ 80°$ environ.

b. ***Migmatites à biotite chloritisée.***

Sur le terrain, les migmatites à biotite chloritisée sont des roches, ressemblant à première vue à des gneiss amphiboliques.

La pâte quartzo-feldspathique est toujours semblable, mais les biotites chloritisées peuvent présenter des caractères variables.

ANATEXITE [R. 234].

Provenance. — Le long de la route entre Arèches et La Chapelle-Saint-Guérin, à la traversée du ravin des Colombiers.

Aspect macroscopique. — Beau gneiss granitoïde, lité, gris verdâtre. Les anciennes biotites sont verdâtres et écailleuses.

Détermination microscopique. — Roche grenue, largement cristallisée.

— Quartz : abondant, largement cristallisé.
— Orthoclase : anorthose ($2\ V = -62°$). Les anorthoses montrent des inclusions de plagioclases avec auréole réactionnelle d'albite : c'est l'indice d'une albitisation tardive, postérieure au développement des anorthoses.
— Plagioclases : presque entièrement séricitisés. Extinction maximum dans la zone perpendiculaire à $gl = 18°$ (?), $2\ V = +\ 80°$: albite.
— Biotite : entièrement transformée en chlorite, leucoxène, épidote et peut-être feldspath ou quartz. Les chlorites résiduelles ont un fort pléochroïsme, ng = vert franc, np = jaune clair. LP, biréfringence gris bleu-pourpre. Alignements nombreux de sphène leucoxène dans les anciens clivages.
— Apatites : nombreuses baguettes idiomorphes.
— Épidote : beaux cristaux à pléochroïsme ng = vert jaune, np = beige pâle; on distingue les alignements de sphène à travers les épidotes.

4. Migmatites à biotite et amphibole.

Ce sont des variétés locales à l'intérieur des migmatites à biotite. On distingue à l'œil nu les cristaux d'amphibole vert foncé avec leurs clivages caractéristiques.

MIGMATITE À BIOTITE ET AMPHIBOLE [R. 194].

Provenance. — Tête de Cuvy.

Aspect macroscopique. — Elle ressemble aux migmatites à biotite de la même provenance.

Détermination microscopique. — Structure identique à celle des précédents échantillons.

— Quartz : largement cristallisé.
— Feldspaths : séricitisés et encombrés de taches diffuses de leucoxène et d'épidote.
— Orthoclases : rares; anorthose : $2\ V = -\ 64°$.
— Plagioclases : extinction dans la zone perpendiculaire à $gl = 20°$; $2\ V = +\ 82°$; albite 0 à 5 % An.
— Amphiboles (actinote ou hornblende claire) : moins abondantes que les biotites, grands cristaux à texture pœcilobblastique. Pléochroïsme faible ng = vert brunâtre clair, np = beige clair; $2\ V = -\ 80°$. Les inclusions sont de l'apatite, du quartz, de la biotite, du leucoxène, plus rarement de l'épidote.
— Biotites : particulièrement bien conservées, brun rouge. Le leucoxène est pourtant fréquent dans ses clivages. Les petits cristaux isolés de biotite sont souvent transformés en chlorite, leucoxène, épidote et clinozoïsite. Apatite et sphène associés.

5. Les amphibolites.

Les amphibolites sont relativement rares.

Il en existe plusieurs types. Le passage entre ces divers types est progressif, tant à l'échelle de l'échantillon que sur le terrain. Les amphibolites sont généralement groupées en bancs ou en lentilles allongées, à bord diffus.

Elles sont probablement d'origine sédimentaire.

Les gisements les plus remarquables sont situés dans le massif du Grand Mont et de la Pointe de Comborsier où elles sont connues depuis longtemps (Duparc–Ritter–Schœller), en particulier près des lacs de la Tempête : ce sont des roches vert foncé, bien cristallisées et rubanées (amphibolites *sensu stricto*). Elles passent au gris vert clair avec des taches amphiboliques atteignant 1 centimètre de diamètre (amphibolite à épidote et zoïsite). Enfin, de beaux grenats roses, souvent auréolés de vert foncé, les parsèment localement et leur donnent un aspect très décoratif (amphibolite à grenat).

Je n'ai pas trouvé d'éclogites — bien que ces roches aient été signalées autrefois (Ritter, 1897; Duparc et Ritter, 1894 *c*). Mais le terme d' « éclogite » avait alors un sens beaucoup plus large que celui qu'il a actuellement [1]. Le pyroxène, caractéristique des éclogites, est totalement absent des amphibolites et de la série satinée.

a. ***Amphibolites*** sensu stricto.

Elles sont pratiquement identiques à celles des ectinites de la série verte moyenne.

b. ***Amphibolites à épidote.***

Elles sont voisines des précédentes. Elles en diffèrent par l'abondance d'épidote et de clinozoïsite. Ces minéraux sont en même quantité que les amphiboles.

[1] Éclogite = pyroxénite à grenat, omphazite et augite jadéitique de couleur vert vif. Cf. ROQUES, 1941, p. 35.

Les taches amphiboliques, qui se voient sur les échantillons, sont composées d'amphiboles et d'un peu de grenat.

c. ***Amphibolites à grenat.***

AMPHIBOLITE À GRENAT [R. 69].

Provenance. — Lac de la Tempête, verrou aval des deux lacs occidentaux.

Aspect macroscopique. — Roche grenue compacte, vert foncé. — Beaux grenats roses, abondants, atteignant 1 centimètre de diamètre.

Détermination microscopique. — Roche grenue non orientée, diablastique (photo 3, pl. IX).

— Grenats : légèrement rosés en LN, à tendances idiomorphes. Chlorite dans les craquelures. Inclusions de feldspaths, et de grains de sphène.
— Amphibole : hornblende verte. 2 V = — 80°; extinction = 16°.
— Quartz : relativement abondant.
— Plagioclases : limpides, extinction de la zone perpendiculaire à *g*1 = 4 à 6°. Existent aussi (séricitisés) en auréole réactionnelle autour des grenats.
— Rutile : en grains brun rouge. Oxydes de fer.

AMPHIBOLITE ÉPIDOTIQUE À GRENAT [R. 72 et 74].

Même provenance que l'échantillon précédent.

Aspect macroscopique. — Roche grenue gris vert. Les grenats sont mal visibles. Par contre, taches vert foncé de 5 millimètres de diamètre.

Détermination microscopique. — Roche voisine de la précédente. Les grenats sont éclatés et dispersés; les amphiboles sont de plusieurs natures :

— Hornblende verte : pléochroïsme *ng* = vert bleuâtre, *np* = jaune clair. 2 V = — 60 à — 80°; extinction : 16°.
— Amphibole : presque incolore en LN. Biréfringence faible; 2 V = + 60°. Fréquentes associations pœciloblastiques.
— Plagioclases : extinction dans la zone perpendiculaire à *g*1 = centre des cristaux : 0°, pourtour 5°; 2 V = + 82 à 90°; oligoclase : 15 à 20 % An.
Auréole réactionnelle de plagioclases séricitisés autour des grenats, au contact des amphiboles (photo 4, pl. IX).
— Épidote et clinozoïsite : (2 V = 90°) abondantes, généralement dans d'anciens feldspaths complètement saussuritisés.
— Rutile et sphène, en grains; leucoxène, oxyde de fer.

* * *

III. GRANITE DE LA SÉRIE SATINÉE

A. CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU GRANITE

Le granite de la série satinée affleure en trois points de la zone étudiée.

Granite d'Épierre, dans la vallée de l'Arc. C'est la terminaison septentrionale du granite des Sept Laux.

Granite de Beaufort, sur les deux rives du Doron, en amont de Beaufort.

Granite de la Chaudanne, petit affleurement sur la rive droite de la vallée du Dorinet, près de Belleville.

Le *granite d'Épierre* est très écrasé. Il se rapproche des protogines. Il se découpe en dalles et il est souvent schisteux. Dans les zones où il est encore en bon état, c'est un granite leucocrate, gris clair, à biotites conservées. Des phénoblastes de feldspaths de dimension moyenne (1 à 2 cm) le parsèment.

Le *granite de Beaufort* et celui *de la Chaudanne* ont un faciès commun. L'étude structurale montre d'ailleurs qu'ils appartiennent au même massif. Ce sont des granites à biotite, à grain moyen, clair, gris verdâtre ou rosé. Les biotites sont chloritisées. Les phénoblastes de feldspaths sont surtout développés en bordure du massif.

Ces derniers granites sont écrasés, comme celui d'Épierre. Ils se débitent en dalles. L'écrasement est particulièrement sensible sur les bords du granite de Beaufort (à l'Est et à l'Ouest). La roche y est transformée en un gneiss schisteux, foncé, avec des yeux de feldspaths [1].

B. DESCRIPTION DES PRINCIPAUX TYPES DE GRANITES

On peut classer les différents types de granites de la série satinée suivant l'état de conservation des biotites et suivant le degré d'écrasement de la roche.

1. Granite à biotite en partie conservée.

PROTOGINE D'ÉPIERRE [R. 396].

Provenance. — Falaise en face du pont d'Épierre, rive gauche de l'Arc.

Aspect macroscopique. — Granite leucocrate, à grain moyen, gris clair.

Détermination microscopique. — Structure grenue, nettement cataclastique. L'écrasement de ce granite, ainsi que l'évolution de ses biotites, la présence d'épidote, de clinozoïsite et de chlorite en font une protogine.

— Quartz : entièrement recristallisé en damier.
— Orthoclases : limpides, macle du microcline. 2 V = — 86°. Belles microperthites.
— Plagioclases : salis par de la séricite, de la calcite, de l'épidote, de la clinozoïsite et du leucoxène. 2 V = + 80°; extinction maximum dans la zone perpendiculaire à *g*1 = 9 à 10° : albite 10 % An.
— Biotite : en partie alignée sur les lignes d'écrasement principales de la roche; soit conservée, soit transformée en biotite verdie, ou en biotite chloritisée. Inclusions de rutile, de leucoxène. Épidote, leucoxène, séricite en amas en bordure des biotites.
— Séricite, chlorite, épidote, clinozoïsite, rutile, sphène-leucoxène, apatite, zircon.

2. Granite à biotite chloritisée.

GRANITE DE BEAUFORT [R. 219] (Analyse chimique A 17).

GRANITE DE LA CHAUDANNE [R. 235] (Analyse chimique A 18).

Ces deux granites sont presque identiques.

Provenance. — Granite de Beaufort : carrière du pont des Iles, route de Roselend, à 1 200 mètres en amont de Beaufort.

Granite de la Chaudanne : carrière de la Chaudanne, à 500 mètres au nord-ouest de l'usine électrique de la Girotte-Belleville.

[1] RITTER signale une variété de granite à amphibole dans le granite de Beaufort (1897, p. 24). La carrière où il signale cette roche (près du pont des Iles, route de Roselend) n'en rencontre plus actuellement. J'ai trouvé des roches à amphibole dans les zones de bordure du granite, là où il est écrasé. Elles sont exceptionnelles et je ne les décrirai pas.

Aspect macroscopique. — Granite à grain moyen rosé ou verdâtre. Les biotites sont noir-verdâtre.

Détermination microscopique. — Structure grenue; feldspaths à tendance idiomorphe.

— Quartz : en plages de mêmes dimensions que les feldspaths.
— Orthoclases : anorthose. 2 V = — 62 à — 66°. Fines microperthites. Franges albitiques limpides développées aux dépens des orthoclases.
— Plagioclases :
  — dans le granite de Beaufort, plagioclases zonés; le centre de certains cristaux contient de la calcite et de la chlorite. Extinction maximum dans la zone perpendiculaire à $gl = 12°$; 2 V = + 80° : albite 8 % An. On retrouve en bordure une frange limpide dont la composition est analogue à celle du centre.
  — dans le granite de la Chaudanne, plages avec fines myrmékites (voir photo 5, pl. IX). Composition variable : l'intérieur des cristaux est une oligoclase de 24 à 28 % An; la frange, plus acide, passe à de l'albite : 20 à 10 % An.
— Biotite : entièrement transformée :
  — soit en biotite verdie; LN, pléochroïsme *ng* = vert brunâtre foncé; *np* = beige verdâtre clair. LP, biréfringence normale de la biotite;
  — soit en chlorobiotite; association de lamelles de biotite verdie (conservée surtout au centre des anciennes plages de biotite) et de chlorite.
  Nombreuses inclusions de sphène-leucoxène et d'épidote dans les anciens clivages.
— Séricite et calcite dans les plagioclases. Chlorite.
— Sphène-leucoxène et épidote dans les biotites.
— Apatite assez fréquente, zircon rare. Anciens sphènes (?), en losange, épigénisés en calcite, chlorite, apatite et plagioclases.

C. LES ROCHES DE LA FAMILLE DU GRANITE

1. Granulite.

Elle affleure de part et d'autre de la vallée de l'Isère à hauteur de Notre-Dame-de-Briançon. Elle est presque partout écrasée.

Les extrémités nord et sud du massif sont mal visibles sur les versants de la vallée. La granulite passe insensiblement vers l'Est et vers l'Ouest aux schistes satinés. Ceux-ci sont injectés de feldspaths et de muscovite sur plusieurs dizaines de mètres au voisinage du massif.

De nombreux filons de *pegmatite* à mica blanc se développent à partir de la granulite dans les schistes satinés voisins.

GRANULITE DE NOTRE-DAME-DE-BRIANÇON [IA. IV. 1].

Provenance. — Notre-Dame-de-Briançon, falaise derrière l'église.

Aspect macroscopique. — Roche grenue, à grains assez gros, légèrement gneissique, blanc verdâtre; les muscovites sont bien visibles.

Détermination microscopique. — Structure grenue, cataclastique.

— Quartz : en plages à bord dentelés, à extinction onduleuse, souvent recristallisés en damier fin.
— Orthoclases : anorthose en partie albitisée. 2 V = — 60°.
— Plagioclases : séricitisés souvent brisés ou tordus. Extinction maximum dans la zone perpendiculaire à $gl = 5$ à 10°, 2 V = + 80°; albite 10 à 15 % An.
— Muscovite : lamelles bien développées, à tendance idiomorphe.
— Séricite, dans les feldspaths ou en traînées schisteuses, chlorite rare.
— Apatite, idiomorphe fréquente. Épidote et leucoxène en faible quantité, dans les traînées schisteuses.

Cette granulite présente les mêmes caractères d'écrasement et de rétromorphose que les granites.

2. Microgranite.

Le principal affleurement se trouve sur le versant nord-est du Grand Mont à quelques centaines de mètres du sommet, au milieu des migmatites de la série satinée. Le gisement est difficile à délimiter. A certains endroits, le microgranite paraît être en filon dans les gneiss. Plus loin, on trouve tous les termes de passage avec les migmatites.

C'est une roche à deux temps, dont la rétromorphose est très poussée.

MICROGRANITE DU GRAND MONT [R. 161].

Provenance. — 750 mètres à l'ENE du sommet du Grand Mont.

Aspect macroscopique. — Sur les surfaces altérées, pâte vert clair, dans laquelle sont dispersés des cristaux (1 à 6 mm de longueur) de quartz un peu violacé, de feldspaths blanc laiteux et de lamelles à aspect chloriteux.

Détermination microscopique. — Structure à deux temps de cristallisation. Les porphyroblastes, abondants, sont souvent très évolués et subsistent sous forme de fantôme. La pâte est entièrement recristallisée.

Porphyroblastes :

— Quartz : grands cristaux idiomorphes à angles arrondis. Très belles structures de corrosion (photo 6, pl. IX).
— Orthoclases : corrodés, fines microperthites; bords attaqués par la recristallisation de la pâte, frange d'albite. Microcline?
— Plagioclases : presque totalement séricitisés ou saussuritisés, indéterminables.
— Biotites : transformées en biotite verdie ou en chlorite. Parfois évolution en lamelles alternées de biotite verdie, chlorite, muscovite. Inclusions d'épidote, de clinozoïsite et de leucoxène. Aiguilles de rutile.
— Fantômes d'anciens minéraux idiomorphes transformés en paillettes, orientées en tous sens, de séricite, de muscovite et de chlorite, en proportion variable.
— Oxydes de fer : idiomorphes, parfois avec des biotites chloritisées disposées en auréole.

Pâte :

Complètement recristallisée; quartz en damier, feldspaths séricitisés, micas, chlorite. Épidote et clinozoïsite rares, apatite, zircon.

3. ÉTUDE CHIMIQUE

Dix-huit échantillons de roches provenant du massif cristallin de Belledonne ont été analysés. Ce chiffre est évidemment *très insuffisant* pour donner une idée de l'évolution chimique des séries pétrographiques : pourtant, comme on pourra le constater, l'étude comparative des résultats fournit *quelques indications* [1]. Il n'est évidemment pas possible d'en tirer des conclusions absolues, mais ces indications ne doivent pas, semble-t-il, être négligées.

[1] On trouvera dans VALLET, 1950, une étude chimique des prasinites et ovardites.

Deux procédés de représentation ont été utilisés : les triangles de Michel Lévy et les diagrammes de différenciation de Niggli; ces derniers n'ont pas été conçus pour l'étude de séries comportant des roches sédimentaires à peine transformées, en même temps que des gneiss et des granites; pourtant, ainsi qu'on le verra, leur utilisation est justifiée par les résultats qu'ils apportent.

I. RÉSULTATS DES ANALYSES

A. LES ECTINITES DE LA SÉRIE VERTE

Trois échantillons ont été analysés, ce sont :

Analyse 1 (échantillon R. 121) :

Schiste sériciteux et chloriteux.

Provenance. — Route entre Bénétant et la cascade du Dard.
Analyste : B.R.G.G.M.

Analyse 2 (échantillon C. 102) :

Ovardite.

Provenance — Cône d'éboulis du torrent descendant du ravin où affleure le Lias, au versant sud du col de Basmont.
Analyste : B.R.G.G.M.

Analyse 3 (échantillon R. 339) :

Schiste sériciteux et chloriteux.

Provenance. — Carrière à béton du barrage de la Girotte. Analyse chimique aimablement communiquée par E. Niggli.

	A 1	A 2	A 3
SiO_2	45,25	53,29	62,09
Al_2O_3	16,31	15,97	15,33
Fe_2O_3	3,22	1,72	0,59
FeO	6,78	7,95	4,44
TiO_2	1,67	1,48	0,97
MnO	0,18	0,21	0,09
MgO	10,49	9,17	3,29
CaO	8,00	1,70	3,12
Na_2O	0,89	3,30	1,78
K_2O	0,16	0,0	3,33
P_2O_5	0,29	0,35	0,14
H_2O^-	0,25	0,05	0,14
H_2O^+	5,44	4,74	2,33
CO_2	1,15	0,54	2,31
	100,08	100,47	99,95

Les diagrammes de Michel Lévy (fig. 2) montrent l'analogie des deux premières roches, qui diffèrent assez sensiblement de la troisième.

Les analyses A 1 et A 2 décèlent un fort pourcentage de Mg et Fe et l'absence de K; quant à l'alumine, elle est saturée exactement en A 1 et excédentaire en A 2. La présence d'alumine libre [1] est un caractère général des ectinites dans les séries étudiées.

De ce fait, la roche A 1 est un peu anormale : ceci peut provenir d'un enrichissement secondaire en Ca sous forme de calcite.

La roche A 3 se distingue des précédentes par une plus faible teneur en Mg et Fe et la présence de K. Ces caractères la rapprochent des ectinites de la série satinée avec laquelle elle présente peut-être une analogie d'origine.

C'est à partir des analyses A 1 et A 2 qu'il nous faudrait imaginer la nature chimique des roches volcaniques qui ont vraisemblablement contribué à former la série verte : ceci paraît difficilement possible. La présence d'alumine libre paraît être un caractère secondaire acquis soit pendant l'évolution sédimentaire de ces roches, soit pendant le métamorphisme qu'elles ont subi ensuite, mais nous n'avons aucun élément qui permette de déceler les phénomènes qui se sont alors produits.

L'excès de Mg sur Fe, la faible teneur en K sont des caractères du magma basaltique : l'analyse chimique ne s'oppose donc pas à l'idée de l'origine volcanique du matériel qui a formé la série verte; l'étude de la teneur en titane semble orienter dans le même sens, ainsi que nous le verrons.

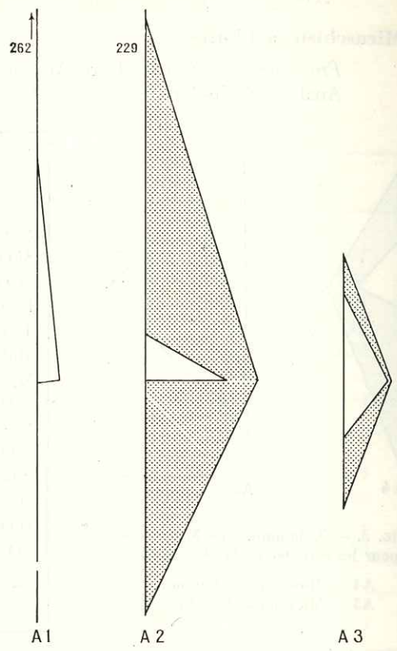


Fig. 2. — Diagrammes de Michel-Lévy pour les ectinites de la série verte.

A1 = Schistes sériciteux et chloriteux;
A2 = Ovardite;
A3 = Schistes sériciteux et chloriteux.

B. LES ECTINITES DE LA SÉRIE SATINÉE

Deux échantillons ont été analysés, ce sont :

Analyse 4 (échantillon R. 167) :

Micaschiste albitique.

Provenance. — Galerie de reconnaissance de La Bathie (carotte de sondage).
Analyste : B.R.G.G.M.

[1] Il s'agit évidemment d'alumine indiquée comme libre par le calcul. Dans la roche elle-même, elle fait partie de minéraux alumineux, probablement du mica.

Analyse 5 (échantillon IA. ND. 1 700) :

Micaschiste à biotite.

Provenance. — Galerie Isère–Arc, attaque de Notre-Dame-de-Briançon, PK 1 700.
Analyste : Muséum.

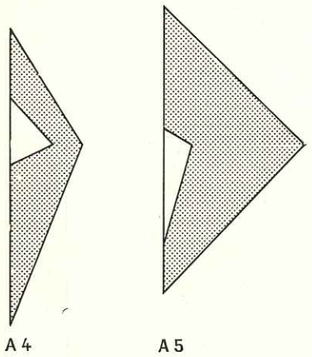


FIG. 3. — Diagrammes de Michel-Lévy pour les ectinites de la série satinée.

A4 = Micaschiste albitique;
A5 = Micaschiste à biotite.

	A 4	A 5
SiO_2	66,76	60,40
Al_2O_3	11,96	18,70
Fe_2O_3	0,36	2,40
FeO	7,85	3,90
TiO_2	0,39	0,90
MnO	0,17	0,14
MgO	3,02	3,60
CaO	1,71	0,60
Na_2O	1,75	1,05
K_2O	1,16	5,90
P_2O_5	0,15	0,22
H_2O^-	0,00	0,27
H_2O^+	3,00	1,90
CO_2	1,17	tr.
	99,45	99,98

Ces deux échantillons présentent des triangles comparables (fig. 3).

Le triangle des éléments colorés est beaucoup plus grand que celui des éléments blancs, ce qui est normal quand on connaît la teinte généralement gris foncé de ces roches quand elles sont fraîches. L'alumine libre est ici encore fortement excédentaire, tandis que Mg et Fe sont en proportions comparables.

K est variable : ce fait doit provenir de la nature du matériel qui constituait originellement ces roches.

Ces diverses analyses d'ectinites vertes ou satinées ne semblent pas déceler un apport notable de soude : le développement d'albite, qui est un caractère de ces roches au microscope, ne doit donc pas résulter d'une métasomatose sodique, mais seulement de l'individualisation, sous l'influence du métamorphisme, du plagioclase alcalin.

C. LES MIGMATITES DE LA SÉRIE VERTE

Trois roches appartenant à ce groupe ont été analysées, ce sont :

Analyse 6 (échantillon IA. ND. 2 790) :

Amphibolite feldspathique.

Provenance. — Galerie Isère–Arc, attaque de Notre-Dame-de-Briançon, PK 2 790.
Analyste : Muséum.

Analyse 7 (échantillon non numéroté) :

Gneiss à biotite.

Provenance. — Massif de Bellachat, chalet du Pissus.
Analyste : Muséum.

Analyse 8 (échantillon non numéroté) :

Gneiss mélanocrate.

Provenance. — Chemin du Merlet près Saint-Colomban-des-Villars (au sud de l'Arc).
Analyste : B.R.G.G.M.

	A 6	A 7	A 8
SiO_2	55,35	56,15	49,02
Al_2O_3	14,55	16,05	17,28
Fe_2O_3	1,75	3,35	0,36
FeO	5,85	3,25	5,30
TiO_2	0,75	0,95	1,30
MnO	0,21	0,08	0,11
MgO	8.45	5,10	8,32
CaO	6,85	4,45	8,70
Na_2O	2,70	2,05	1,41
K_2O	1,55	6,20	4,39
P_2O_5	0,17	0,54	0,22
H_2O^-	0,10	0,19	0,45
H_2O^+	0,90	0,90	2,60
CO_2	tr.	tr.	1,07
	99,18	99,26	100,53

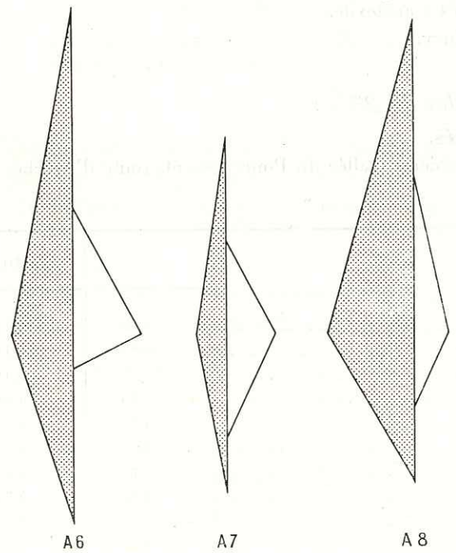


FIG. 4. — Diagrammes de Michel-Lévy pour les migmatites de la série verte.

A6 = Amphibolite feldspathique;
A7 = Gneiss à biotite;
A8 = Gneiss mélanocrate.

Ces trois roches présentent des triangles voisins (fig. 4), prouvant une nette analogie chimique; pourtant A 6 est plus proche des ectinites de la série verte que les deux autres.

On y retrouve l'abondance de Mg et Fe caractéristique de la série verte, mais on remarque deux faits nouveaux :

— d'abord la présence en quantité notable de K;

— ensuite l'absence d'alumine libre, due précisément à la présence du K et peut-être aussi à une plus grande abondance de Ca. Par contre, l'abondance de Na ne semble pas avoir été modifiée de façon très notable par la migmatisation. Nous ne décelons donc pas non plus, par voie chimique, le phénomène d'albitisation tardif constaté au microscope.

D. LES MIGMATITES DE LA SÉRIE SATINÉE

Quatre échantillons ont été analysés, ce sont :

Analyse 9 (échantillon R. 243) :

Schistes satinés, légèrement migmatisés.

Provenance. — Appui du barrage de Roselend (carotte).
Analyste : B.R.G.G.M.

Analyse 10 (échantillon R. 155) :

Migmatite des schistes satinés : anatexite.

Provenance. — 200 mètres à l'ouest de la Tête de Cuvy.
Analyste : B.R.G.G.M.

Analyse 11 (échantillon R. 194) :

Migmatite des schistes satinés : anatexite.

Provenance. — Tête de Cuvy.
Analyste : B.R.G.G.M.

Analyse 12 (échantillon R. 234) :

Migmatite des schistes satinés.

Provenance. — Les Colombières (vallée du Poncellamont, route d'Arèches à La Chapelle-Saint-Guérin).
Analyste : B.R.G.G.M.

	A 9	A 10	A 11	A 12
SiO_2	58,98	59,75	60,55	68,92
Al_2O_3	8,89	16,16	17,00	14,81
Fe_2O_3	10,24	0,16	1,62	0,47
FeO	2,35	4,86	4,59	2,15
TiO_2	0,80	0,82	0,86	0,36
MnO	0,05	0,09	0,13	0,06
MgO	2,12	4,40	2,64	1,59
CaO	3,10	4,75	4,55	2,45
Na_2O	4,07	2,67	2,76	2,85
K_2O	3,94	2,38	2,90	3,38
P_2O_5	0,26	0,29	0,28	0,13
H_2O^-	//	0,15	0,35	0,09
H_2O^+	2,75	2,95	2,18	1,36
CO_2	1,07	0,41	tr.	0,61
S	tr.	//	//	//
	98,62	99,84	100,41	99,23

Les triangles de ces roches (fig. 5) mettent immédiatement en évidence la composition aberrante de l'échantillon n° 9, qui présente de la soude non feldspathisable. Nous verrons ultérieurement ce qu'il y a lieu d'en penser.

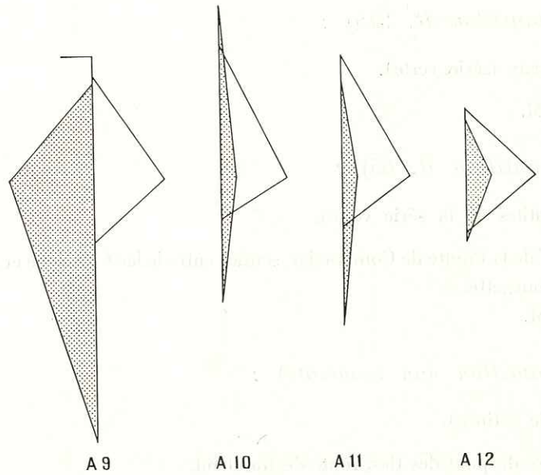


FIG. 5. — Diagrammes de Michel-Lévy pour les migmatites de la série satinée.

A9 = Schistes satinés légèrement migmatisés;
A10. A11 et **A12** = Anataxites.

Les trois autres échantillons se ressemblent; le pourcentage d'alumine libre, ici encore, a nettement diminué par rapport aux ectinites correspondantes, mais il en subsiste pourtant encore un peu : ce fait est sans doute dû à la persistance, dans ces roches, de micas qui n'ont pas été résorbés lors de la migmatisation.

Les triangles des éléments blancs se sont nettement développés, ce qui semble indiquer un apport en alcalins, mais l'insuffisance des renseignements concernant les ectinites de la série satinée et leur variabilité probable ne permettent pas de se faire une idée précise de ce phénomène.

E. LES GRANITES

Six échantillons de granite ont été analysés.

Analyse 13 (échantillon non numéroté) :

Granite de la Pointe des Aveugles (série verte).

Analyste : B.R.G.G.M.

Analyse 14 (échantillon R. 218) :

Granite du Roc Blanc (série verte).

Analyste : B.R.G.G.M.

Analyse 15 (échantillon R. 215) :

Granite du Pas de l'Outray (série verte).

Analyste : B.R.G.G.M.

Analyse 16 (échantillon R. 65) :

Granulite (dans les migmatites de la série verte).

Provenance. — Massif de la Pointe de Comborsier, sentier entre le lac Cornache et le ravin de la Gruve, altitude 1920, au sud-ouest de la Tournette.
Analyste : B.R.G.G.M.

Analyse 17 (échantillon non numéroté) :

Granite de Beaufort (série satinée).

Provenance. — Carrière du pont des Iles, route de Roselend.
Analyste : B.R.G.G.M.

Analyse 18 (échantillon non numéroté) :

Granite de La Chaudanne (série satinée).

Provenance. — Carrière de La Chaudanne, vallée de Hauteluce.
Analyste : B.R.G.G.M.

	A 13	A 14	A 15	A 16	A 17	A 18
SiO_2	71,45	66,05	64,37	74,25	68,08	69,37
Al_2O_3	14,14	15,94	16,97	13,35	15,15	14,13
Fe_2O_3	1,24	0,34	1,13	1,10	0,90	0,95
FeO	1,20	2,41	1,60	0,67	1,39	1,43
TiO_2	0,62	0,80	0,32	0,16	0,20	0,28
MnO	0,03	0,15	0,09	//	0,11	0,02
MgO	1,18	1,79	1,69	0,86	1,74	1,55
CaO	1,46	2,35	1,71	0,72	2,36	2,08
Na_2O	3,87	3,27	3,40	3,52	3,39	3,36
K_2O	5,00	4,10	6,16	3,03	4,53	4,38
P_2O_5	0,11	0,20	0,21	0,18	0,29	0,23
H_2O^-	0,30	//	//	0,36	0,25	//
H_2O^+	0,10	1,03	1,45	1,55	1,30	0,83
CO_2	tr.	1,34	1,13	0,63	0,93	0,55
	100,70	99,77	100,23	100,38	100,62	99,16
Paramètres de Lacroix	I.3.2'.3.	I (II).4.2.3.	I'.4'.2.3.	I.3 (4).1 (2).3 (4)	I'.4.2.3.	I'.4.2.3.

On remarque tout de suite les grandes analogies chimiques existant entre ces granites (fig. 6).

Les granites de la série satinée se distinguent à peine de ceux de la série verte : leur parenté d'origine ne fait aucun doute.

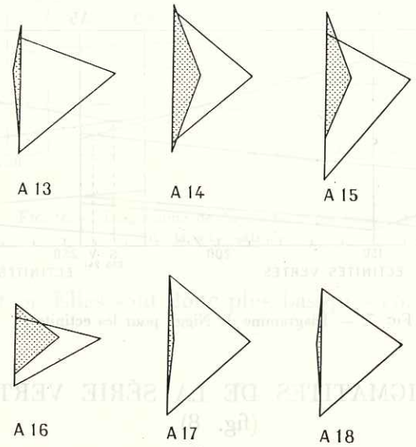


Fig. 6. — Diagrammes de Michel-Lévy pour les granites.

A13 = Granite de la Pointe des Aveugles (série verte);
A14 = Granite du Roc Blanc (série verte);
A15 = Granite de l'Outray (série verte);
A16 = Granulite de la Tournette (série verte);
A17 = Granite de Beaufort (série satinée);
A18 = Granite de la Chaudanne (série satinée).

En outre, si les triangles des éléments blancs sont légèrement plus développés que ceux des migmatites, les triangles des éléments colorés sont sensiblement plus réduits.

Enfin, les types les plus évolués (A 13, A 17, A 18) tendent nettement vers l'équilibre des éléments feldspathisables (Al d'un côté; K, Na, Ca de l'autre).

II. LES DIAGRAMMES DE NIGGLI

Trois diagrammes différents ont été dessinés; ce fait s'est imposé de lui-même et il apporte sa part d'enseignement.

A. DIAGRAMME DES ECTINITES (fig. 7)

Les ectinites de la série verte présentent une disposition relativement cohérente.

On a disposé à la suite le diagramme des ectinites de la série satinée réduit seulement à deux analyses : la variation se fait à l'envers d'une différenciation normale. On ne peut rien déduire de ce fait, aucune homogénéité chimique n'étant prouvée dans ce groupe.

On peut cependant remarquer que le *point d'isofalie* [1] des ectinites de la série verte (241) est très proche de celui de la série satinée (233). Ce fait, qui est peut être dû au hasard, se retrouve dans les migmatites.

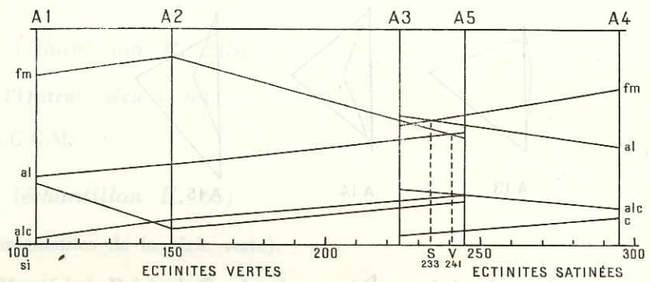


Fig. 7. — Diagramme de Niggli pour les ectinites.

B. DIAGRAMME DES MIGMATITES DE LA SÉRIE VERTE ET DES GRANITES (fig. 8)

Ce diagramme est remarquablement homogène.

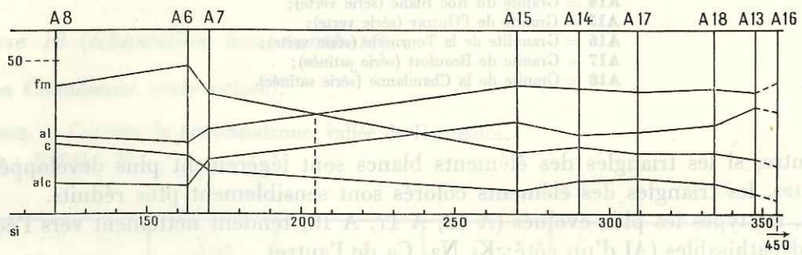


Fig. 8. — Diagramme de Niggli pour les migmatites et granites de la série verte.

On y constate en particulier la parenté déjà signalée des granites des séries verte et satinée. De plus le passage des migmatites de la série verte aux granites se fait sans aucun hiatus.

C. DIAGRAMME DES MIGMATITES DE LA SÉRIE SATINÉE (fig. 9)

Ce diagramme est également homogène, mais on constate qu'il n'est pas en continuité avec celui des granites. Les valeurs des granites satinés ont été portées en pointillés.

Ceci confirme la parenté de tous les granites entre eux et conduit à penser que les granites de la série satinée, ne sont pas en rapport génétique avec la série dans laquelle ils se trouvent, mais qu'ils y sont vraisemblablement intrusifs.

[1] Point d'isofalie : valeur de *si* correspondant à l'intersection des courbes *fm* et *al;* il est utilisé ici, non pas comme ayant une valeur représentative des groupes de roches étudiées, mais par suite de sa commodité pour déceler les phénomènes liés à la migmatisation.

Quoi qu'il en soit, les migmatites de la série satinée se distinguent nettement de celles de la série verte par des teneurs plus élevées en Ca, Fe et Mg — plus faibles en Na et K — pour des

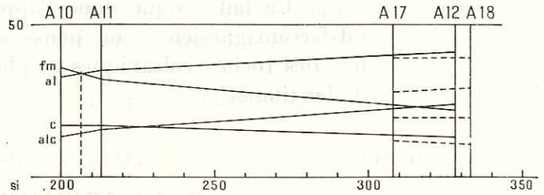


Fig. 9. — Diagramme de Niggli pour les migmatites de la série satinée.

teneurs équivalentes en Al et Si. Elles sont donc plus basiques contrairement à ce que l'on aurait pu penser.

* * *

III. PROBLÈMES PARTICULIERS

A. LE PROBLÈME DU Ca

On peut se demander si la calcite, qui existe dans les granites et les migmatites, provient de ces roches ou, au contraire, y a été apportée par des circulations d'eau.

Un examen rapide du diagramme de Niggli montre le parallélisme absolu existant entre les variations du paramètre *fm* et du paramètre *c* dans les granites (CO^2 n'a pas été dosé dans les migmatites). Si par contre, on déduit le Ca individualisé sous forme de calcite, on obtient une courbe nettement différente.

Je pense donc que la libération du Ca, à partir des feldspaths calco-alcalins, serait tardive et due à la phase de métamorphisme postérieure à la migmatisation (rétromorphose) : elle serait contemporaine de la cristallisation tardive des albites et ne serait accompagnée d'aucun déplacement important d'éléments.

C'est la raison pour laquelle, dans les calculs chimiques précédents, j'ai considéré la totalité du Ca comme faisant partie intégrante de la roche.

Des anomalies en plus ou en moins doivent exister dans les ectinites (A 1, A 2) mais il est impossible de les déceler de manière précise. Il est donc difficile de se faire une idée exacte du comportement du Ca dans l'ensemble des roches étudiées.

B. LE PROBLÈME DU Ti

L'abondance de Ti, que l'on trouve dans toutes ces roches, est remarquable : celui-ci paraît provenir des roches d'origine volcanique qui existent dans la série verte et peut-être dans la série satinée [1].

[1] Cf. Lapadu-Hargues, *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1959, p. 10.

Le diagramme (fig. 10) montre que le pourcentage de Ti est sensiblement proportionnel à celui de Mg + Fe et non pas à celui de Fe seul. Les écarts en plus ou moins augmentent vers les faibles teneurs en Mg + Fe, ce qui est compréhensible.

Ce fait évoque donc l'apport du Ti par un minéral ferromagnésien — on pense aussitôt à l'augite titanifère des roches volcaniques — plutôt que par un minerai de fer titané.

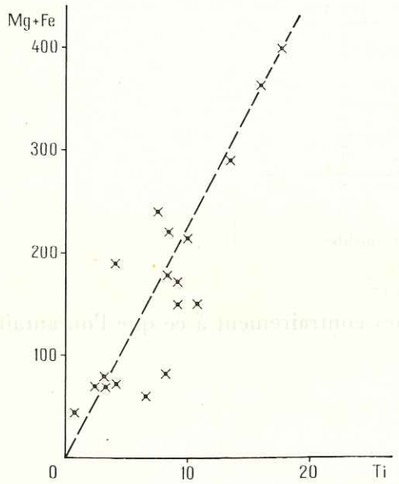


Fig. 10. — Rapport de Fe + Mg à Ti (en millimolécules)

C. LA MIGMATISATION

Si les points d'isofalie des ectinites sont voisins (série satinée : 233, série verte : 241) ceux des migmatites le sont encore davantage (série satinée : 207, série verte : 204).

Ce fait suggère l'idée qu'il ne s'agit pas là de deux migmatisations de type différent, mais bien *d'un seul phénomène,* agissant de façon analogue sur deux séries de roches, somme toute assez voisines.

Quelles sont les conséquences chimiques de cette migmatisation? On peut s'en faire une idée en comparant les valeurs des paramètres chimiques des ectinites et des migmatites aux divers points d'isofalie.

Les chiffres obtenus sont les suivants :

Série satinée

	Isofalie des ectinites			Isofalie des migmatites	
	Ectinites		Migmatites	Ectinites	Migmatites
si	233		233	207	207
al	40	=	37	pas de valeur	34
fm	40	↘	30	—	34
c	(3)	(↗)	16	—	18
alc	(17)	(=)	17	—	15

Les valeurs entre parenthèses sont incertaines du fait de la variabilité des ectinites.

Série verte

	Isofalie des ectinites			Isofalie des migmatites		
	Ectinites		Migmatites	Ectinites		Migmatites
si	241		241	204		204
al	36	=	37	32	=	33
fm	36	↘	26	46	↘	33
c	(13)	(↘)	9	(10)	(=)	11
alc	15	↗	27	12	↗	22

Les valeurs entre parenthèses sont incertaines du fait de la variabilité des ectinites.

Il ressort de ce tableau, comme de la simple comparaison des diagrammes, que la migmatisation a eu les effets suivants :

1° elle ne modifie pas sensiblement la teneur en Al;

2° elle fait baisser dans la proportion de 1/4 la teneur en Fe + Mg;

3° elle élève presque dans la proportion de 1 à 2, la teneur en Na + K; nous savons qu'il s'agit presque uniquement d'un apport de K;

4° quant au Ca, il est difficile de se faire une idée à son sujet, il semble pourtant qu'il suive le sort de Fe + Mg;

5° le point d'isofalie recule vers les valeurs plus faibles de *si* à cause du départ de Fe + Mg, *al* restant constant.

Les apports sont faits d'éléments légers et les départs, d'éléments lourds, mais il n'est pas possible, étant donné le peu d'éléments dont nous disposons, d'établir si la balance en poids est exacte.

Que deviennent les éléments lourds? C'est le problème des fronts basiques, décelés parfois dans certaines séries métamorphiques (Wegmann, Doris Reynold). Il faut avouer qu'ici nous n'en trouvons pas trace; en particulier, les amphibolites de la série verte,situées souvent au toit du granite, *n'en constituent pas un exemple,* malgré leur position.

D. LE PROBLÈME DE L'ÉCHANTILLON A 9

J'ai déjà signalé que l'échantillon A 9 — schiste satiné migmatisé (appui du barrage de Roselend) — présentait des caractères chimiques tout à fait aberrants, en particulier l'existence de soude non feldspathisable et un gros excès de Fe_2O_3.

Nous pouvons maintenant tenter une explication de ce fait. Si l'on cherche à replacer de manière logique cet échantillon dans les diagrammes de Niggli, on constate que, pour une valeur de *si* = 212, *c* et *alc* se situent exactement sur les courbes du diagramme des migmatites vertes, par contre les paramètres *al* et *fm* en diffèrent profondément. Mais on remarque aussi que le déficit d'*al* (15) est tout juste égal à l'excès de *fm* (15) : cette correction faite, les quatre paramètres correspondent exactement aux valeurs prévues.

Nous pouvons tirer de ce fait les indications suivantes.

Il est tout à fait probable que dans cette roche, à peu près la moitié de Al_2O_3 a été remplacée molécule à molécule par Fe_2O_3. Cette roche devait donc avoir initialement la composition d'une migmatite verte : il paraît logique de penser qu'il s'agissait d'une roche volcanique, interstratifiée dans la série satinée, métamorphisée puis migmatisée.

Le phénomène de métasomatose par Fe est à mettre en rapport avec l'action des venues hydrothermales qui ont minéralisé cette région, en pyrite et chalcopyrite principalement, ainsi que le prouvent, outre la présence de S, les nombreux filons minéralisés qui recoupent l'affleurement. On constate l'existence de cette minéralisation dans l'ensemble des massifs cristallins externes des Alpes françaises. Elle intéresse également leur couverture sédimentaire : elle est donc d'âge alpin, *sensu lato.*

Le fer a été apporté par les venues minéralisantes, mais qu'est devenue l'alumine?

Je crois pouvoir proposer l'hypothèse suivante : on constate que, dans les roches affectées par cette minéralisation — principalement les calcaires et dolomies du Trias — existent toujours des minéraux de néoformation phylliteux blancs ou verts, qui ont été signalés en de nombreux points sous le nom de mica ou de chlorite. Dans un cas, l'un des minéraux — développé avec du quartz dans les filons minéralisés d'un calcaire jurassique — a fait l'objet d'une étude détaillée : il s'agit de l'allevardite de la carrière de la Table, décrite par Mlle Caillère, M.-A. Mathieu-Sicaud et M.-S. Hénin (1950).

Or ce minéral présente une composition chimique tout à fait remarquable.

SiO_2	45,20
Al_2O_3	30,05
Fe_2O_3	1,07
FeO	0,20
CaO	4,62
MgO	0,34
K_2O	0,33
Na_2O	2,83
H_2O^-	9,72
H_2O^+	6,04
	100,40

Il s'agit d'un minéral voisin de la montmorillonite mais *exclusivement alumineux* et pour lequel la formule suivante a été proposée $[Al_2(OH)_2(Al_{0,5}Si_{3,5})]\ [0,5(Na_2O)O_{10}]$.

Je pense donc que c'est là qu'il faut rechercher une partie de l'alumine qui a disparu de la roche que nous étudions.

Ce fait permet d'envisager un rapport entre deux ordres de phénomènes souvent signalés séparément :

— d'une part, la minéralisation, localisée principalement à la base des séries de couverture des massifs cristallins;

— d'autre part, certains phénomènes aberrants de genèse de minéraux phylliteux, affectant le sommet des séries cristallophylliennes, plus rarement leur couverture (M. Roubault et Cl. Bordet, 1947), et décrits parfois sous le nom de « métamorphisme ». L'exemple le plus connu et le plus typique est fourni par la carrière de Feug près de Megève, où, du reste, il se superpose à une altération météorique antétriasique du toit du Cristallin.

Il est remarquable que l'action des filons hydrothermaux déplace précisément le seul constituant de la roche que la migmatisation n'avait pas affecté.

* * *

En résumé, et sous réserve des restrictions faites en débutant, voici les principales *indications* que l'étude chimique des roches de Belledonne nous a fournies :

1. Sans la confirmer, elle n'a pas infirmé la nature volcanique de la série verte.

2. Elle a montré l'absence de métasomatose sodique nette, malgré les phénomènes d'albitisation constatés au microscope.

3. Elle a mis en évidence la parenté de tous les granites entre eux et leur rapport génétique avec la série verte d'où découle l'idée que ceux que l'on trouve dans la série satinée doivent y être intrusifs.

4. Elle a montré que les migmatisations constatées dans les séries verte et satinée sont très probablement le résultat du même phénomène physico-chimique, plus poussé dans la première que dans la seconde.

5. Elle a permis d'analyser le processus chimique de la migmatisation : apport important de K, départ de Mg, Fe et peut-être de Ca.

6. Enfin, elle a mis en évidence l'action métasomatique de filons hydrothermaux, qui permet d'expliquer certains phénomènes aberrants constatés en différents points des massifs externes des Alpes.

CHAPITRE III

ANALYSE STRUCTURALE

Après avoir défini dans un paragraphe préliminaire les structures propres au socle cristallin, je décrirai successivement six coupes géologiques relevées à travers le massif de Belledonne, qui donneront une bonne idée de la géologie de ce massif. Chaque coupe sera complétée par la description géologique d'aménagements hydroélectriques situés dans la même région.

PRÉLIMINAIRES :

DÉFINITION DES STRUCTURES PROPRES AU SOCLE CRISTALLIN

Le socle hercynien a été débité par l'orogénèse alpine en blocs de formes diverses, séparés par des accidents remplis ou non par des éléments de la couverture secondaire.

Les relations entre les structures du socle et celles de la couverture, souple et décollée, méritent une analyse spéciale.

Les définitions données ci-dessous concernent des types de structures que j'ai rencontrées fréquemment sur le terrain et pour lesquelles la terminologie de la tectonique classique ne s'applique pas avec assez de précision.

Ces définitions sont surtout descriptives. Il est pourtant impossible de les rendre précises sans envisager au moins sommairement les mécanismes qui ont engendré les structures qu'elles décrivent.

I. CLAVEAU

J'appellerai *claveaux* des blocs constitués essentiellement par le matériel cristallin du socle. Ils sont allongés suivant une direction privilégiée, souvent déformée dans leur masse, *limités latéralement par des failles et vers le haut par une surface tectonique de glissement.*

Un claveau n'est donc pas simplement un élément de socle participant à une structure du type horst, gradin ou graben, mais il implique l'existence au-dessus de lui d'une couverture indépendante, décollée et glissée. Ce n'est pas non plus un voussoir qui est un élément de socle peu ou pas déformé, compris entre des failles et considéré avec sa couverture sédimentaire (Glangeaud).

A. LES DIFFÉRENTS ÉLÉMENTS D'UN CLAVEAU (fig. 11)

Dans le Nord du massif de Belledonne, le « socle » est formé par des terrains cristallins et métamorphiques, ainsi que par le Houiller. Tous ces terrains constituent un « *matériel tectoniquement mort* » par rapport à l'orogénèse alpine.

La couverture stratigraphique débute avec le Trias qui repose en discordance sur ce socle. Dans cette formation existe ordinairement une zone de décollement tectonique : celle-ci ne s'est généralement pas localisée au niveau de la discordance stratigraphique. La base du Trias est constituée par une couche plus ou moins épaisse d'arkose, à laquelle succèdent des dolomies. Ces terrains font souvent partie des claveaux : le décollement s'est produit d'ordinaire au niveau des cargneules ou des gypses du Trias supérieur.

Nous sommes donc amenés à distinguer plusieurs surfaces différentes à la partie supérieure du claveau.

La *surface de glissement* est la surface de décollement tectonique située à la partie supérieure du claveau, entre celui-ci et la couverture glissée qui le recouvre. C'est elle qui définit le **toit du claveau** (fig. 11, *a*, *b*).

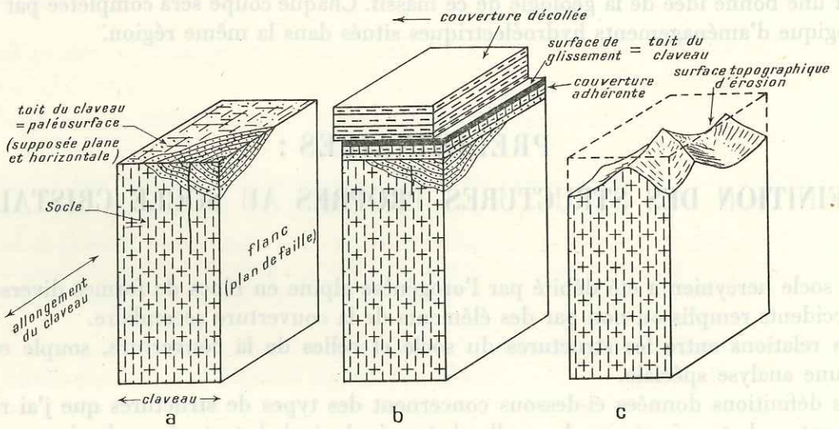


FIG. 11. — Définitions concernant les claveaux.
a = Paléosurface. b = Surface de glissement au toit du claveau. c = Surface morphologique.

La **paléosurface** ou surface de discordance est la surface d'érosion du socle sur laquelle se sont déposés les premiers sédiments d'une série de couverture discordante plus récente.

Dans le secteur étudié, la paléosurface la plus importante est antétriasique. Sauf exception, je n'emploierai pas le terme de « pénéplaine hercynienne » qui évoque une surface sensiblement plane; ceci pouvait être vrai au début du Trias, mais n'est plus le cas actuellement, car cette surface a subi d'importantes déformations pendant l'orogénèse alpine. En outre, le terme d'« hercynien » est ambigu pour caractériser une période d'érosion qui débute avec la surrection de la chaîne hercynienne et s'achève avec le début de la sédimentation secondaire. Enfin, on sait que les auteurs de langue allemande donnent à ce terme une signification beaucoup plus générale encore [1].

[1] Ils utilisent ce terme pour désigner *tout* ce qui n'est pas attribuable à l'orogénèse alpine.

J'emploierai par contre le terme de *paléosurface antétriasique* — ou plus simplement *surface antétriasique* — parce qu'il n'est pas équivoque.

La paléosurface d'un claveau est généralement parallèle à son toit dont elle n'est séparée que par une faible épaisseur de formations sédimentaires : la partie de la couverture qui fait encore partie du claveau sera appelée **couverture adhérente** (fig. 11, *b*).

La **surface topographique** d'un claveau est celle que l'érosion actuelle y a sculptée lorsqu'elle a attaqué le claveau en dessous de son toit (fig. 11, *c*).

Enfin, j'appellerai **surface structurale d'un claveau**, la surface déterminée par l'érosion actuelle lorsque celle-ci en a exhumé le toit ou, ce qui revient pratiquement au même, la paléosurface.

Dans le Nord de Belledonne, les claveaux présentant des surfaces structurales ne sont pas exceptionnels par suite de l'inégalité de la résistance à l'érosion des roches du socle formant l'ossature des claveaux, et des terrains de la couverture sédimentaire. Ils supportent encore quelques témoins de leur ancienne couverture triasique adhérente. Un bon exemple en est donné par les Rochers des Enclaves dont l'allure massive est caractéristique.

B. LES EXTRÉMITÉS DES CLAVEAUX

Longitudinalement, les claveaux peuvent se terminer de différentes manières :

1. Terminaison par ennoyage périclinal (fig. 12, *a*).

La structure la plus fréquente, lorsque les claveaux ont des dimensions notables, est l'ennoyage périclinal. La terminaison sud-ouest du massif du Mont Blanc dans la haute vallée de la

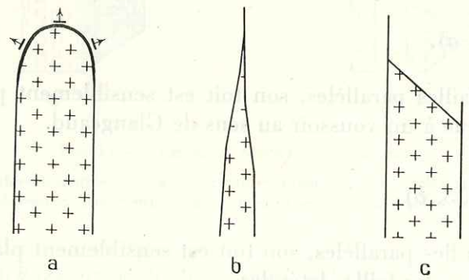


FIG. 12. — Définitions concernant les claveaux.
Structure des extrémités des claveaux (en plan).

a = terminaison par ennoyage périclinal (la paléosurface est désignée par un trait plus épais);
b = terminaison en coin;
c = terminaison par faille diagonale.

Gitte en est un exemple, ainsi que la terminaison septentrionale du massif des Rochers des Enclaves dans la vallée du Dorinet. La paléosurface antétriasique y a pris la forme d'une *demi-coupole* (photo, pl. II).

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

2. **Terminaison en coin** (fig. 12, *b*).

Lorsque les claveaux sont étroits, ils peuvent se terminer en coin par suite du rapprochement et de la jonction des deux failles latérales. De tels claveaux sont compris entre les branches de failles ramifiées (Emm. de Margerie et A. Heim, 1888, p. 35).

Lorsqu'un claveau court se termine en coin à ses deux extrémités, il prend une forme *en losange*.

3. **Terminaison par faille diagonale** (fig. 12, *c*).

Un claveau à flancs parallèles peut être sectionné par une faille oblique par rapport à sa direction d'allongement principale (faille diagonale [Emm. de Margerie et A. Heim, 1888, p. 21]). Tel est le cas du granite de l'Outray dont l'affleurement dessine un losange.

4. **Terminaison apparente par ennoyage.**

Enfin un claveau peut s'enfoncer sous la couverture sédimentaire. Il se poursuit en profondeur sans que l'on puisse l'étudier directement. Le claveau de la Grande Pierrière disparaît ainsi sous la couverture sédimentaire du col du Joly.

C. LES DIFFÉRENTES SORTES DE CLAVEAUX ET LEURS ASSOCIATIONS

En coupe, les claveaux ou leurs associations peuvent présenter des formes particulières auxquelles nous donnerons les noms suivants :

1. **Claveau simple** (fig. 13, *a*).

Ses flancs sont des failles parallèles, son toit est sensiblement plat et perpendiculaire aux failles latérales. Il est analogue à un voussoir au sens de Glangeaud.

2. **Claveau en biseau** (fig. 13, *b*).

Ses flancs sont des failles parallèles, son toit est sensiblement plat mais incliné et se trouve donc recoupé obliquement par les failles latérales.

3. **Claveau voûté** (fig. 13, *c*).

Ses flancs sont des failles parallèles, son toit est une surface cylindrique à *allure* d'anticlinal, mais nous verrons qu'il ne s'agit pas d'un véritable anticlinal.

4. **Claveau en contrefort** (fig. 13, *d*).

Ses flancs sont des failles parallèles, son toit est arqué en demi-voûte. Un claveau en contrefort peut aussi être défini comme la moitié d'un claveau voûté.

5. **Claveaux associés en touches de piano** (fig. 13, *e*).

C'est une série de claveaux élémentaires dont les toits sont décalés en hauteur les uns par rapport aux autres. Les claveaux élémentaires peuvent avoir l'une quelconque des formes décrites ci-dessus.

Les accidents qui limitent les claveaux associés peuvent être considérés comme des failles en escalier ou à rejet compensateur.

Les associations de claveaux ne peuvent guère être assimilées à des « coins surélevés ou

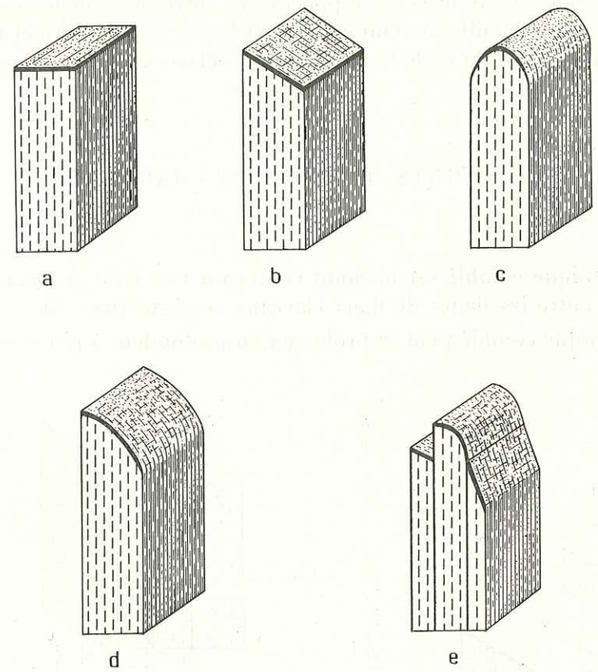


FIG. 13. — Définitions concernant les claveaux.

a = claveau simple. **b** = claveau en biseau. **c** = claveau voûté.
d = claveau en contrefort. **e** = claveaux associés en touches de piano.

affaissés par refoulement » (*cunei composti* des auteurs italiens (C.I. Migliorini, 1948), étant donné le parallélisme des failles qui les délimitent.

II. JOINTS TECTONIQUES

Un claveau est limité latéralement par deux failles. Les surfaces de faille définissent les *flancs* du claveau (fig. 14).

Deux claveaux contigus sont séparés par un accident tectonique parfois fort complexe que j'appellerai *joint tectonique* ou plus simplement *joint*.

Les joints tectoniques peuvent être libres ou comblés.

A. JOINTS TECTONIQUES LIBRES

Un **joint tectonique libre** est une faille (zone listrique) qui sépare deux claveaux contigus (fig. 14).

J'emploierai donc fréquemment le seul terme de faille pour définir ce type d'accident.

Lorsqu'un claveau est surélevé par rapport à un autre, le joint tectonique qui les sépare se prolonge vers le haut par une faille mettant en contact le claveau surélevé et la couverture sédimentaire. J'appellerai cette surface de faille le **flanc libre** du claveau.

B. JOINTS TECTONIQUES COMBLÉS

Un **joint tectonique comblé** est un joint contenant une lame de terrains de la couverture sédimentaire coincée entre les flancs de deux claveaux contigus (fig. 15).

Un joint tectonique comblé peut se prolonger en profondeur à plusieurs centaines de mètres,

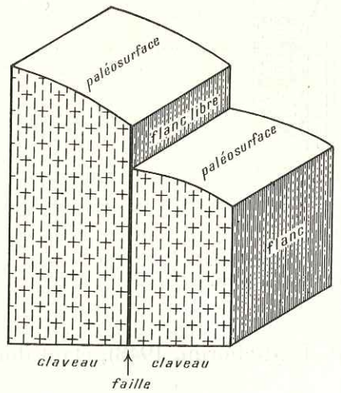


Fig. 14. — Joint tectonique.

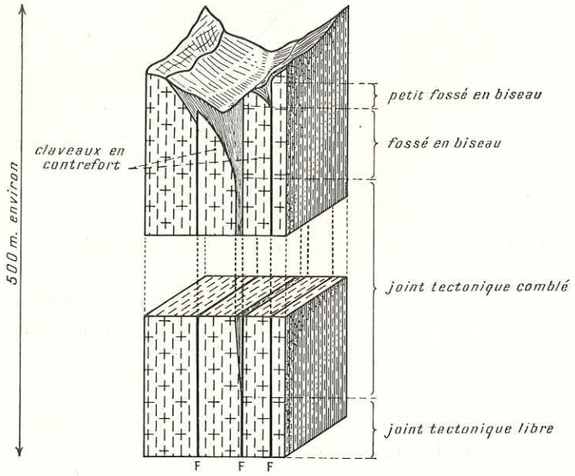


Fig. 15. — Structures associées.

voire plus de 1 000 mètres, en dessous du toit des claveaux qui le bordent. Son épaisseur peut atteindre quelques dizaines de mètres. Elle peut par contre se réduire à rien : dans ce cas le joint devient libre.

Il n'est pas rare d'observer des associations de joints comblés parallèles, très proches les uns des autres. La vallée du Fornet, au nord du Grand Mont, présente un exemple remarquable de ce phénomène.

III. FOSSÉS

Si nous envisageons maintenant la couverture sédimentaire recouvrant les claveaux, nous définirons les structures suivantes :

— **fossé simple** : le fond est formé par un claveau simple affaissé par rapport aux deux claveaux qui le bordent latéralement (fig. 16, *a*);

— **fossé en biseau** : le fond est formé par un claveau en biseau; il est limité latéralement par le flanc libre d'un claveau surélevé (fig. 16, *b*);

— **fossé multiple** : le fond est formé par une association de claveaux en touches de piano

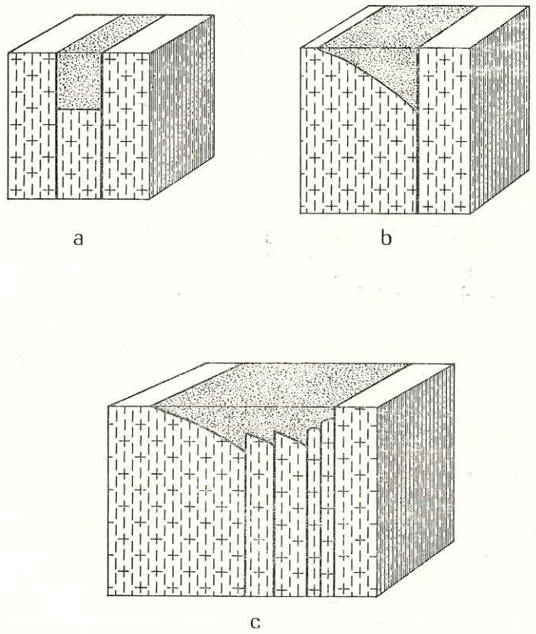


Fig. 16. — Fossés.

a = fossé simple. **b** = fossé en biseau. **c** = fossé multiple.

affaissés par rapport aux claveaux latéraux. Les claveaux élémentaires peuvent être de types divers : simples, biseautés, voûtés, en contrefort, etc. (fig. 16, *c*).

Le meilleur exemple est fourni par le fossé multiple de Tête Rouge que nous étudierons en détail ultérieurement.

IV. EXAGÉRATION DE CES STRUCTURES

L'exagération des efforts tectoniques n'est pas susceptible de modifier sensiblement la nature d'un joint. Par contre, un claveau, biseauté par exemple, peut se transformer longitudinalement en une véritable écaille fichée dans la couverture sédimentaire; par exagération du pincement du claveau, celui-ci est éjecté vers le haut et arraché : il cesse d'appartenir au socle, pour participer à la tectonique de la couverture, et peut être entraîné loin de sa racine.

Un bon exemple de ce passage longitudinal de la structure en claveau à la structure en écaille est fourni par le bord oriental du massif des Rochers des Enclaves. A la hauteur de la vallée de la Gitte, il constitue un claveau biseauté séparé du massif par le joint comblé de Trias du chalet du Pontet. Vers le Nord-Est, ce claveau diminue d'épaisseur et se transforme progressivement en une mince écaille pincée dans le Trias de la vallée du Dorinet, et chevauchant vers le Nord-Ouest, le dos du claveau principal des Rochers des Enclaves.

Des structures de ce type, et d'autres encore plus évoluées ont été décrites et figurées par les auteurs suisses dans les massifs de l'Aar et du Gothard [1].

V. REMARQUES SUR LE MÉCANISME DES DÉFORMATIONS DU SOCLE

Nous avons indiqué ci-dessus qu'un claveau voûté diffère essentiellement d'un anticlinal, et un joint comblé d'un synclinal. En effet, dans la région que nous étudions, le socle cristallin

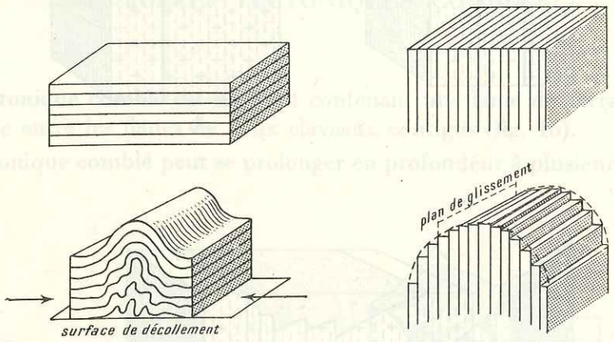


Fig. 17. — Différences entre un anticlinal et un claveau voûté.

a = formation d'un anticlinal ordinaire;
b = formation d'un claveau voûté.

présente une structure isoclinale généralement très redressée. Celle-ci est soulignée par l'existence d'une schistosité qui lui est parallèle.

Or la formation d'un **anticlinal** suppose l'existence d'une série stratifiée qui se déforme en voûte par compression latérale ; les couches stratifiées restent à peu près parallèles entre elles en suivant la voûte (Goguel, 1952).

Il apparaît donc (fig. 17, *a*) :

— une torsion des couches résultant de la réduction de longueur de l'espace horizontal qu'elles occupaient initialement;

— un déplacement tangentiel sur une surface de décollement;

— enfin, un glissement des couches l'une sur l'autre entraînant une distorsion ou un étirement (foisonnement, plissotement) de celles-ci l'une au contact de l'autre.

[1] Voir par exemple : Collet et Paréjas : Profils tectoniques à travers la bordure de l'Aar. — Karl Rohr, 1926. — F. Muller, 1938.

Par contre, dans le cas des **claveaux voutés,** la déformation se produit parallèlement aux strates, par glissement différentiel selon les plans de schistosité. Il n'y a pas de réduction notable de largeur de la série (fig. 17, *b*).

La déformation du claveau voûté n'est donc qu'une *déformation en touches de piano poussée à l'extrême* et intéressant un à un les lits de la roche.

Ce fait apparaît nettement lorsqu'une telle déformation intéresse les quartzites de la base du Trias, matériel essentiellement cassant : la roche est alors débitée *en lames perpendiculaires à la stratification,* l'épaisseur de chacune de ces lames peut être inférieure au décimètre.

Le mécanisme qui engendre un **joint tectonique** est analogue.

Un joint comblé ne peut pas être un vrai synclinal. En effet, on pourrait parler de synclinal si la série cristallophyllienne, initialement horizontale, avait été repliée sur elle-même jusqu'à ce que ses deux flancs soient devenus parallèles (structure isoclinale) et si la couverture avait été pincée au cours de ce mouvement. Or, nous savons, sans discussion possible, que la formation de la structure isoclinale, qui existe effectivement dans le socle, est très antérieure au dépôt de la couverture sédimentaire qui le recouvre en discordance.

Il y a donc eu :

— soit remplissage *per descensum* d'un joint tectonique entre deux claveaux lors d'une phase orogénique de détente,

— soit coincement d'un paquet de terrain sédimentaire entre deux claveaux ayant glissé l'un contre l'autre [1].

— soit les deux phénomènes simultanés (dans le synclinal médian de Belledonne par exemple).

Si l'on n'accepte pas ce point de vue, on est conduit à admettre, dans les massifs cristallins externes des Alpes, des déplacements tangentiels multiples et de grande amplitude, qui sont absolument inconciliables aussi bien avec ce que nous savons de leur structure hercynienne, qu'avec leur comportement au cours de l'orogénèse alpine, connu par l'étude des déformations de la surface antétriasique.

Dans une note antérieure, j'avais désigné les *joints comblés* sous le nom de *diapirs descendants* (Cl. Bordet, 1952 *b*).

Il s'agissait là d'un nom nouveau désignant un phénomène non encore décrit que j'assimilais à un cas très particulier de diapirisme, suivant le sens étymologique de ce mot (*dia-peiraô :* passer à travers).

Plusieurs géologues m'ont fait remarquer que l'utilisation dans ce cas, du terme « diapir » en constituait une extension abusive, c'est pourquoi j'utiliserai maintenant le terme de joint comblé pour désigner ce que j'ai primitivement décrit sous le nom de « diapir descendant ».

Un joint comblé n'est pas exactement comparable à une *pincée,* structure décrite par L. Glangeaud (1944) dans le Jura. Une pincée résulte de l'effondrement d'un coin de couverture entre deux failles en V à la suite d'une phase de distension, suivie d'une phase de compression, tandis qu'un joint comblé résulte du remplissage d'un joint tectonique entre deux claveaux par un matériel essentiellement plastique. C'est un remplissage de faille ouverte.

Autre différence : une pincée est un accident de couverture; un joint comblé est essentiellement un accident du socle.

Un joint comblé se distingue également d'un filon clastique (Pruvost, 1943), car celui-ci s'est trouvé rempli *per descensum* au moment de la sédimentation, tandis que celui-là l'a été par action tectonique et bien postérieurement.

* * *

[1] Voir Emm. de Margerie et A. Heim, 1888, p. 60 et 61. Les auteurs citent à ce propos un exemple dont l'interprétation est erronée (Jurakalk dans les gneiss de Roththal-Jungfrau).

SIX COUPES STRUCTURALES À TRAVERS LE NORD DU MASSIF DE BELLEDONNE [1]

I. COUPE DE LA VALLÉE DE L'ARC

Entre La Chambre et son débouché dans la plaine de l'Isère, la vallée de l'Arc franchit en cluse le massif de Belledonne. Elle est orientée en direction Nord-Sud. Elle recoupe très obliquement les différents éléments structuraux du massif, c'est pourquoi leurs affleurements ne sont pas situés en face les uns des autres sur les deux rives.

Le terme de « coupe » de la vallée de l'Arc n'est pas très heureux, puisque en principe une coupe géologique est orientée perpendiculairement aux directions structurales. Mais, par suite de sa commodité d'accès, cette vallée est précieuse et montre des affleurements qui peuvent servir de point de départ à l'étude de toute la région.

A. DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DE LA VALLÉE DE L'ARC (fig. 18)

Lorsqu'on remonte d'aval en amont la vallée de l'Arc depuis le bec d'Aiton jusqu'à la dépression de La Chambre, on y rencontre les éléments structuraux suivants.

1. La couverture secondaire occidentale.

a. *Le Jurassique.*

Il est constitué par des schistes et des marnes schisteuses passant vers le bas à des alternances de calcaire noir et de schistes marneux. Cette série paraît comporter un repli synclinal, mais il s'agit peut-être d'une tête anticlinale plongeante. En effet, le flanc occidental est incliné à 20° ou 30° SE, le long de la route d'Aiton à Randens, entre Aiton et La Mure d'en Bas. La charnière est extrêmement plissotée et les bancs montrent des étirements et du boudinage : on peut les observer sur la même route, près du lieudit le Vernet, en face de Montgilbert. Le flanc oriental suit la pente du toit du Cristallin ; il est légèrement ondulé et son pendage oscille entre 30° et 45° NW.

L'ensemble de la série jurassique présente une schistosité plongeant à 30° SE, oblique par rapport aux couches. De belles figures de réfraction de la schistosité entre couches calcaires et schisteuses sont visibles dans la région du Vernet.

[1] Voir cartes topographiques au 1/50 000 La Rochette (encore inédite), Albertville, Bourg-Saint-Maurice, Saint-Gervais-les-Bains, Cluses et Chamonix, et les feuilles au 1/20 000 correspondantes.

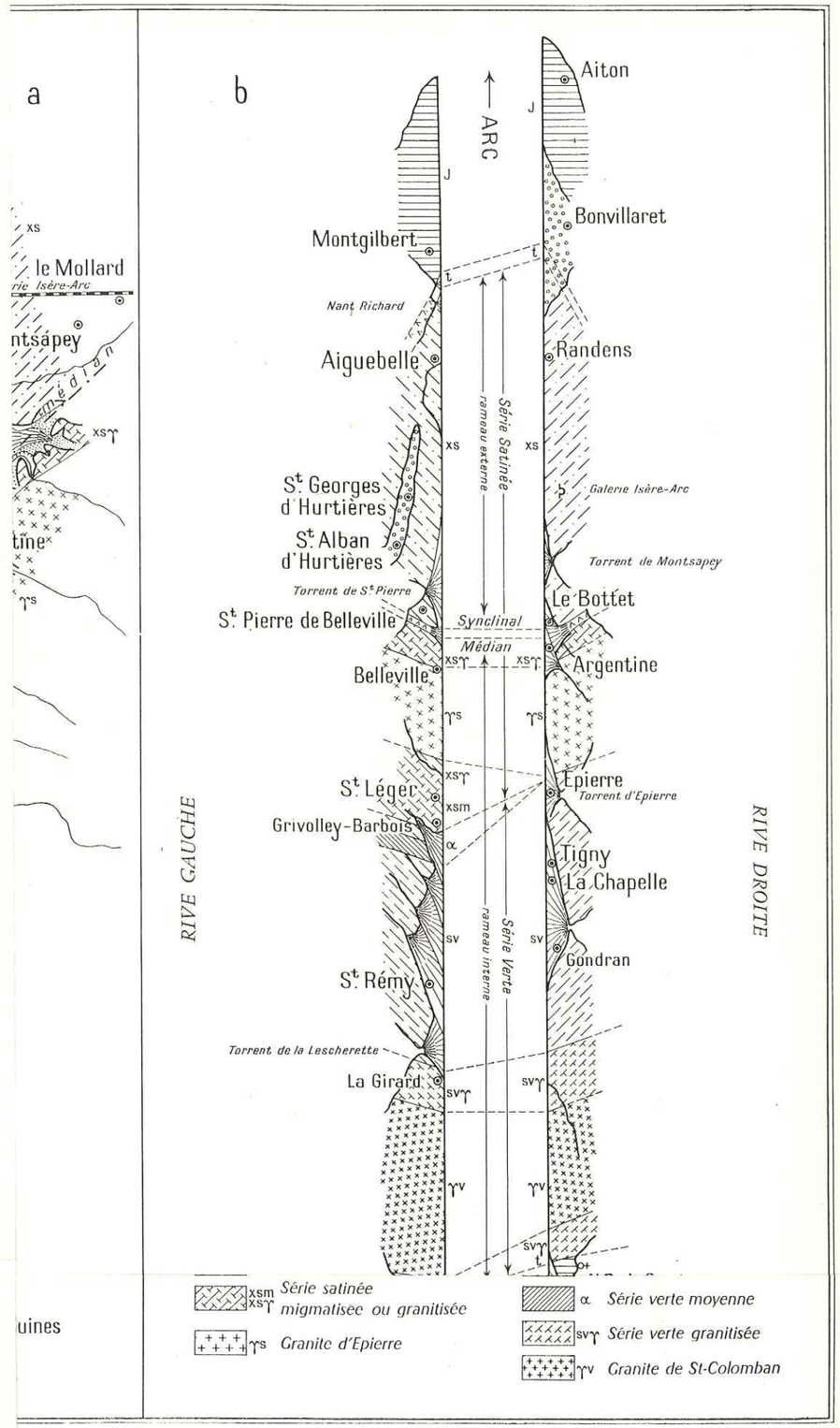
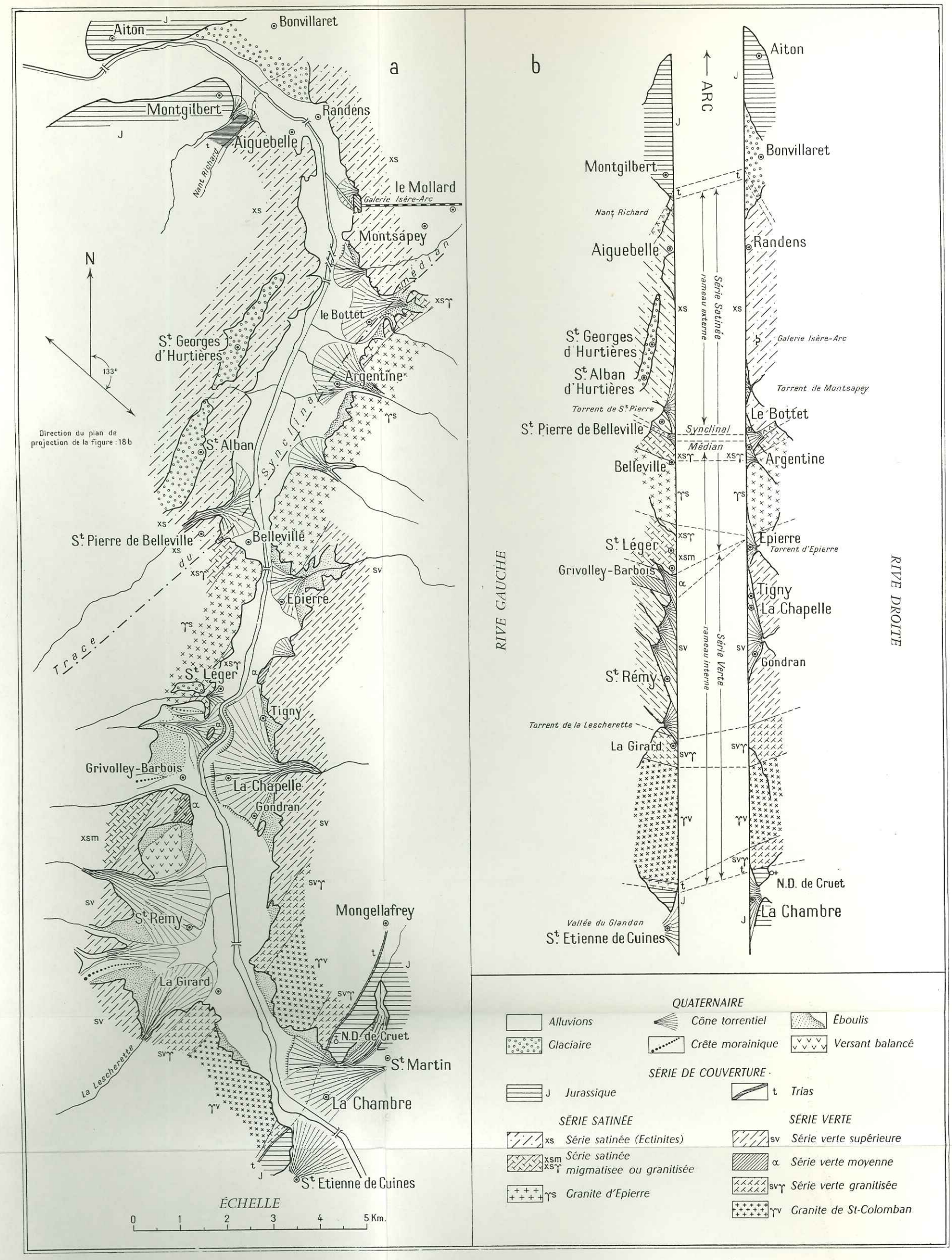


FIG. 18. — Vallée de l'Arc.

plifiée de la vallée de l'Arc;
que des rives de l'Arc sur un plan vertical orienté N 133° E.



J. C. 837290.

FIG. 18. — Vallée de l'Arc.

a = carte géologique simplifiée de la vallée de l'Arc;
b = projection schématique des rives de l'Arc sur un plan vertical orienté N 133° E.

b. ***Le Trias.***

Il est mal visible au fond de la vallée; facilement érodé, il est à l'origine de la dépression de Bonvillaret sur la rive droite de l'Arc, et de celle du Mont Richard (descendant du Grand Montgilbert, sur la rive gauche). Il est en grande partie recouvert par la moraine et les glissements. Il est jalonné par un certain nombre de sources et de zones humides, témoins de circulations d'eau à l'intérieur des cargneules et des dolomies qui le constituent. Les cargneules, les dolomies et même du gypse (au-dessus de Bonvillaret) affleurent localement dans les versants.

2. **Le rameau externe.**

Le rameau externe débute en amont des dépressions triasiques de Bonvillaret et Grand Montgilbert. Rive droite, il se prolonge jusqu'à 600 mètres en amont du torrent de Montsapey, au nord-est du Bottet. Rive gauche, on le suit jusqu'en bordure du ravin débouchant au nord-est de Saint-Pierre-de-Belleville.

Le rameau externe est entièrement constitué par la série satinée repliée en synclinal. Au fond de la vallée, la charnière n'est pas visible, mais les couches sont disposées en éventail. A la hauteur d'Aiguebelle, les schistes satinés ont un pendage de 30° à 45° E; à 1 kilomètre au nord-est de Saint-Georges d'Hurtières, le pendage est redressé à 60°-65° SE. L'axe synclinal, orienté NE-SE, passe approximativement par l'éperon de Montsapey sur la rive droite et par Saint-Alban-d'Hurtières sur la rive gauche. Il est jalonné par une bande de schistes écailleux où le pendage n'est plus mesurable. Plus au Sud-Est, les schistes satinés ont un pendage de 70° à 80° SE. Mais ils sont laminés par suite de la proximité du synclinal médian.

3. **Le synclinal médian.**

Il n'affleure pas au fond de la vallée de l'Arc. Pourtant, des dépressions marquent sa trace dans la morphologie. Rive droite, il passe en amont du hameau de Bottet. Il se poursuit en direction du torrent de Montsapey au pied du Mollard d'où il remonte en direction du col de Basmont. Rive gauche, il passe dans la dépression située au nord-est de Saint-Pierre-de-Belleville. On le suit en direction du Sud-Ouest, jusqu'à la crête, au col coté 1984. Il est à l'origine d'un replat sur le versant droit du torrent de Belleville.

Le synclinal médian est une lame isoclinale formée probablement de gypse, d'anhydrite ou de cargneules; elle ne doit guère dépasser une centaine de mètres d'épaisseur.

Sa trace ne subit pas de déviation sensible au passage de la vallée de l'Arc. Son pendage est donc très redressé : il est le même que celui des schistes satinés encaissants : environ 70° à 80° SE.

4. **Le rameau interne.**

Le rameau interne est constitué par les éléments suivants :

a. ***Le granite de la série satinée ou granite d'Épierre.***

L'ensemble du granite d'Épierre et de ses faciès de bordure affleure, rive droite, entre le Nord-Est du hameau de Bottet et le ravin du torrent d'Épierre (500 m à l'est de l'usine d'Épierre), rive gauche, entre le nord-est de Saint-Pierre-de-Belleville et le ravin débouchant à 300 mètres au nord-ouest de Saint-Léger.

Ce granite à biotite est assez fin et régulier, mais il est souvent écrasé, parfois franchement orienté et ses micas sont souvent chloritisés. Il est découpé en dalles par des diaclases qui ont une pente de 60° à 65° SE; ce caractère est bien visible en particulier dans la falaise rive droite en face de Belleville.

Ses faciès de bordure, à allure de migmatites, sont soit des gneiss lités à grain fin, soit des gneiss œillés; ils sont plus épais sur son flanc externe (400 à 500 m) que sur son flanc interne (100 m). On peut les observer sur la rive gauche au pied de la falaise entre Saint-Pierre-de-Belleville et l'usine désaffectée de Belleville.

b. ***Les migmatites de la série satinée.***

Le meilleur affleurement de ces migmatites est constitué par la carrière située en bordure de la route, rive gauche de l'Arc, à 250 mètres au sud-ouest de la petite centrale électrique de Saint-Léger. On y voit des gneiss surmicacés, à biotite ou à biotite et muscovite, avec accessoirement des grenats et des baguettes de tourmaline atteignant 5 centimètres de longueur.

Les migmatites débutent, rive gauche, à 300 mètres au nord-ouest de Saint-Léger. Derrière ce village, elles forment la falaise qui disparaît vers le Sud sous le cône torrentiel situé en face de Tigny : elles affleurent également dans le fond du ravin à 250 mètres au sud de Saint-Léger.

Ces migmatites disparaissent vers le Nord-Est. On ne les retrouve pas sur la rive droite de l'Arc à hauteur d'Épierre.

Le coincement de cette série est sensible dans la direction des couches : les directions N 55° E dans le ravin du Domaine vers la cote 550, s'infléchissent à N 30° E dans la carrière située à 250 mètres au sud-ouest de la petite centrale électrique de Saint-Léger. Le pendage des gneiss par contre, voisin de 70° SE, reste constant.

c. ***Les amphibolites de la série verte moyenne.***

Ce niveau est constitué par des schistes amphiboliques ou des amphibolites œillées.

Ces roches affleurent en trois points au fond de la vallée de l'Arc : d'abord sur la rive gauche, à 500 mètres au sud de Grivolley-Barbois, mais cet affleurement est affecté par un important balancement superficiel. On les retrouve ensuite sur une centaine de mètres au milieu du cône torrentiel, en face de Tigny; cet affleurement montre de très belles surfaces moutonnées glaciaires. Enfin, rive droite, elles constituent l'éperon en face de Saint-Léger.

Les amphibolites ont une pendage de 60° à 70° SE et une direction de N 20° à 25° E. Elles mesurent 100 à 200 mètres d'épaisseur. Le passage entre les migmatites satinées et les amphibolites n'est visible nulle part.

d. ***La série verte supérieure.***

La série verte supérieure apparaît, rive droite, entre le ravin d'Épierre et un petit ravin à 800 mètres au nord-est de la gare de Saint-Rémy.

Elle est là en contact par faille avec le granite d'Épierre; ce contact affleure sur la rive droite du ravin d'Épierre, à 500 mètres à l'est de l'usine, tout près de son débouché dans la vallée de l'Arc.

Rive gauche, les cônes torrentiels sont jointifs et montent haut; les affleurements sont masqués par les formations glaciaires ou désorganisés par les glissements et le balancement superficiel.

En plus des schistes verts typiques (prasinites, chloritoschistes), on observe des niveaux de schistes gris ou noirs, ressemblant aux schistes satinés quoique plus régulièrement lités. Ils affleurent à 200 ou 300 mètres au nord de Tigny, sur le sentier montant à flanc de coteau. Un peu plus haut, vers la cote 600, se trouvent des schistes gris, ou gris-verdâtres tachetés ou boursouflés; ce sont des roches, maintenant rétromorphosées, présentant des vestiges d'un ancien métamorphisme de contact (probablement anciens schistes à andalousite).

Au sud de Gondran, une zone de 100 à 200 mètres de largeur, où la roche est finement litée, quartziteuse, blanchâtre, présente des plissotements et des étirements intenses. On y voit de fines alternances de lits phylliteux et de lits quartzeux. Cette bande correspond peut-être à un axe synclinal; de part et d'autre, les deux flancs ont un pendage identique : 60° à 70° SE.

Un bon affleurement de cette zone se trouve à 300 mètres de Gondran, le long du chemin se dirigeant vers le Sud-Est.

Enfin, des serpentines affleurent le long de la route à 800 mètres au sud de Grivolley-Barbois, entre ce village et Saint-Rémy.

e. ***Le granite axial de la série verte : granite de Saint-Colomban-les-Villards.***

C'est un granite à biotite, à gros grain, assez souvent porphyroïde. Il est fréquemment écrasé et transformé en protogine : il devient alors schisteux.

Le flanc occidental de ce granite présente, sur 500 mètres d'épaisseur, des faciès d'anatexie : gneiss granitoïdes rubanés tourbillonnaires, granites œillés, enclaves, lits aplitiques ou pegmatitiques.

Il est en contact par faille avec la série verte normale; ce contact affleure, rive droite, dans un petit ravin en face de Saint-Rémy, rive gauche, au fond du ravin de la Lescherette au sud-ouest de La Girard.

Vers l'amont, ce granite passe à des gneiss de bordure à faciès de migmatites (embréchites œillées), visibles surtout sur la rive droite de l'Arc. Ces gneiss butent par faille contre la série secondaire de La Chambre. Au voisinage du contact, ils sont écrasés sur une centaine de mètres d'épaisseur.

5. La série de couverture orientale.

a. ***Le Trias.***

Le contact granite-Trias, traverse la route de La Chambre à Montgellafrey, vers la cote 800; les cargneules sont remplacées là par une roche pulvérulente carbonatée blanchâtre (dolomie écrasée).

Ailleurs, le Trias est réduit à quelques mètres de cargneules coincées entre Cristallin et Jurassique; il est même parfois totalement absent.

b. ***Le Jurassique.***

Le Jurassique débute par des calcaires marneux noirs passant rapidement à des schistes ardoisiers exploités dans l'éperon de Notre-Dame-de-Cruet à l'ouest de Saint-Martin-sur-La-Chambre; il présente un pendage de 80° SE environ.

B. INTERPRÉTATION STRUCTURALE

En résumé, à la hauteur de la vallée de l'Arc, le massif de Belledonne comprend :

1° La couverture secondaire discordante sur le Cristallin.

2° Le synclinal des schistes de la série satinée, qui constitue le rameau externe. Ils sont là épais d'au moins 2 000 à 3 000 mètres.

3° Le synclinal médian réduit à une centaine de mètres d'épaisseur.

4° Le granite de la série satinée.

5° Les migmatites de la série satinée, qui bordent le granite vers l'Est. Elles mesurent 500 mètres d'épaisseur environ.

6° Un accident hercynien met en contact les migmatites avec la série verte. Celle-ci est repliée en synclinal. Le flanc externe comprend les deux termes : amphibolites de la série verte moyenne (200 m) et schistes de la série verte supérieure (1 800 m); mais vers le Nord-Est, les amphibolites disparaissent à partir d'Épierre. Le flanc interne du synclinal est incomplet et ne comprend qu'une partie de la série supérieure (700 m d'épaisseur environ).

7° Un accident met en contact la série verte supérieure avec les faciès de bordure de granite de Saint-Colomban. Cet accident hercynien prolonge le grand accident diagonal de Fond de France, connu plus au Sud (P. Bordet, 1956 *a*), et qui se poursuit jusque dans la région du col de la Madeleine.

Le granite de Saint-Colomban s'est mis en place dans le cœur d'un anticlinal constitué par la série verte; on retrouve les migmatites de la série verte et les schistes verts derrière Montgellafrey.

8° Le contact du granite de Saint-Colomban avec la série de couverture ne correspond pas à la retombée orientale de la surface antétriasique du massif de Belledonne mais à une cassure d'âge alpin : c'est le flanc libre du rameau interne de Belledonne contre lequel est plaquée la série de couverture.

C. MORPHOLOGIE DE LA VALLÉE DE L'ARC

Voici les caractères morphologiques principaux de cette vallée :

1. Étroits et bassins.

La vallée de l'Arc, d'origine fluviale ancienne a été modelée par l'érosion glaciaire. Son profil transversal souvent large à la base, est dû en partie à la forme en auge de la vallée, en partie à un remblaiement alluvial post-glaciaire qui en a comblé le fond.

La carte topographique montre entre La Chambre et Aiguebelle une succession de bassins (ombilics) et d'étroits (verrous). Les verrous sont constitués, d'aval en amont, par :

— la série satinée : étroit d'Aiguebelle et étroit de l'éperon de Montsapey;
— le granite de la série satinée : étroit d'Épierre-Belleville;
— le granite de la série verte : étroit entre La Chambre et La Girard.

Ces étroits sont orientés NW-SE, c'est-à-dire perpendiculairement aux « barres » plus résistantes de l'édifice cristallin. Par contre, les bassins sont allongés longitudinalement dans les zones à érosion plus facile.

Les deux bassins principaux sont déblayés dans :

— le synclinal médian et le flanc interne de la série satinée : bassin d'Argentine;
— la série verte supérieure : bassin de Saint-Rémy-Épierre.

La vallée de l'Arc présente donc un tracé en ligne brisée nettement commandé par la structure du massif cristallin.

2. Morphologie glaciaire.

Le modelé glaciaire est encore apparent en de nombreux points, même assez haut dans les versants. Des roches moutonnées existent par exemple sur les épaulements de granite de la série verte, de chaque côté de l'étroit entre La Chambre et La Girard, particulièrement sur la rive gauche. L'affleurement d'amphibolites au milieu du cône torrentiel en face de Tigny montre un beau poli et des stries glaciaires encore intactes.

La confluence des glaciers latéraux avec le glacier principal a provoqué, outre des gradins de confluence, des replats latéraux dont le plus caractéristique, long de 5 à 6 kilomètres est situé sur le bord sud du bassin d'Argentine. Ce replat correspond vraisemblablement à la confluence de l'ancien glacier du torrent de Saint-Pierre.

3. Le remplissage alluvial.

On ignore l'épaisseur du remplissage alluvial de la vallée de l'Arc. Il doit certainement dépasser localement une centaine de mètres. Il est constitué par des dépôts alluviaux et par les cônes torrentiels latéraux.

Par leur importance, ces derniers donnent un aspect très particulier à la morphologie de la plaine de l'Arc. Certains gagnent de vitesse sur le remblaiement de la plaine et finissent par barrer complètement la vallée.

L'exemple le plus typique est l'enfoncement du lit de l'Arc entre les cônes de Grivolley et celui qui se trouve en face de Tigny d'une part, celui de La Chapelle d'autre part. Ce dernier, haut de plus de 200 mètres a envahi la plaine sur 3 kilomètres au milieu du bassin de Saint-Rémy-Épierre. L'Arc entaille la base de ces cônes et maintient difficilement son niveau. Il est probable qu' à certaines époques le cours de l'Arc a été complètement obstrué; des marais sont nés en amont, noyant la plaine de Saint-Rémy, ainsi que le prouve la sédimentation limoneuse de cette plaine et surtout la présence de vieux chemins, maintenant abandonnés, au pied des versants, à quelques mètres ou dizaines de mètres au-dessus du fond.

Le volume des cônes torrentiels paraît indépendant de la dimension des bassins; l'énorme cône de La Chapelle dont le volume apparent est de 200 millions de mètres cubes au moins, correspond à un bassin versant de 3 kilomètres carrés environ. Ceci représente l'accumulation sur place des débris dus à l'ablation d'une tranche de terrain de 70 mètres d'épaisseur sur la totalité de la surface [1].

Par contre, le torrent de Montsapey ou le torrent de Saint-Pierre-de-Belleville, qui possèdent des bassins versants beaucoup plus étendus, ont des cônes relativement plus réduits.

Ce fait provient de ce qu'un certain nombre de vallées affluentes, les plus importantes, sont anciennes et ont été creusées par leurs glaciers respectifs. L'érosion post-glaciaire les a peu retouchées et leurs cônes torrentiels sont peu importants. Par contre, un certain nombre de ravins à forte pente sont d'origine récente. Ils ont pris naissance sur les bords de l'auge glaciaire lors de la fusion du glacier principal et en ont attaqué les pentes raides. Leur érosion a été violente et leurs cônes sont démesurés par rapport à l'importance de leur bassin versant.

*
* *

II. COUPE À LA HAUTEUR DE LA GALERIE ISÈRE - ARC À TRAVERS LE MASSIF DU GRAND-ARC ET DU MONT BELLACHAT

Au droit de la galerie Isère–Arc, deux coupes ont pu être étudiées; la coupe superficielle et la coupe de la galerie, profonde par endroits de près de 2 000 mètres.

La comparaison entre ces deux coupes est particulièrement instructive.

A. — LA GALERIE ISÈRE–ARC

1. Coupe géologique de la galerie Isère - Arc (Pl. 2, en pochette).

En partant de l'attaque aval (côté Randens–extrémité ouest), la galerie a traversé les séries suivantes :

a. *Sur 2 610 mètres : les schistes satinés du rameau externe.*

Ce sont des micaschistes plus ou moins albitisés, sériciteux ou chloriteux, de couleur généralement gris fer. Ils sont remplis de veinules et d'amygdales de quartz (plus rarement d'albite ou de calcite), souvent plissotées parfois tronçonnées, étirées suivant la schistosité.

Des passées graphiteuses sont fréquentes : tous les cinquante mètres au moins.

[1] Cette accumulation est due, dans le cas présent, à la désorganisation, par suite de la poussée au vide, de toute la partie supérieure de l'éperon situé rive droite de l'Arc, entre Montgellafrey et La Chapelle.

Trois zones graphiteuses particulièrement épaisses ont été traversées :

La première d'une vingtaine de mètres, vers le PK 900 [1];

La seconde, d'une centaine de mètres, entre les PK 2 000 et 2 100;

La troisième, de 150 mètres d'épaisseur, entre les PK 2 350 et 2 500.

Les schistes graphiteux sont généralement réduits en « escaillage ». Je n'ai pas eu l'occasion d'observer de veines de graphite mais seulement de petites accumulations friables ou schisteuses.

Dans les zones d'escaillage, les filons ou amygdales de quartz sont réduits en poudre.

Des passées de roches vertes ont été rencontrées : ce sont des prasinites et des ovardites. Les principaux bancs sont situés vers les PK 1 950 (30 m), 2 000 (20 m), entre 2 100 et 2 160, enfin vers 2 200 (20 m).

Le pendage des schistes satinés est d'environ 45° SE au début de la galerie. Il se redresse progressivement jusqu'à 70° SE vers le PK 2 500.

b. ***Sur 120 mètres : les anhydrites du synclinal médian.***

Celles-ci sont blanches, grises, beiges ou violacées, homogènes, plissotées, tachetées ou bréchiques.

Des dégagements gazeux, rapidement taris, ont été observés soit dans des trous de perforation, soit dans des diaclases, ou traversant l'eau qui recouvrait par endroit le radier.

A l'analyse, ces gaz ont montré la composition suivante :

CO_2 = 0,4 %;
O_2 = 1,2 %;
CO = 0,2 %;
H_2 = 6 %;
Gaz inertes = 92,2 % (N_2 et gaz rares, probablement He).

Malheureusement, il n'a pas été possible d'analyser les gaz inertes.

c. ***Sur 1 610 mètres : les schistes satinés, avec zones migmatisées ou granitisées.***

Ces schistes contiennent de la muscovite, de la biotite et des lits feldspathiques (migmatites), ainsi que des bancs granulitiques et des bancs de gneiss granitoïdes. Il y existe aussi des filons d'aplite et de pegmatite.

d. ***Sur 550 mètres : la série verte supérieure.***

La transition entre la série précédente et celle-ci se fait progressivement en une centaine de mètres, par l'intermédiaire de zones mylonitiques dures et très compactes, vert foncé ou brunâtres, à grain extrêmement fin (PK 4 370).

Cette série est composée de schistes verts, de schistes gris et noirs, avec passées graphiteuses vers les PK 4 750 et 4 860.

Exceptionnellement, on trouve des lits de cipolins de quelques décimètres (PK 4 431) et d'une roche beige formée de sphène et de grenat (PK 4 442).

e. ***Sur 2 600 mètres environ : les migmatites feldspathiques de la série verte.***

Le début de cette série est un bel exemple de front de migmatisation. Le passage se fait en quelques mètres (PK 4 500) par l'intermédiaire d'une zone de schistes beige, brunis par la biotite. Immédiatement après, apparaissent des embréchites œillées, à phénoblastes idiomorphes. Il y

[1] Ce PK (point kilométrique) et les suivants sont comptés à partir de l'entrée de la galerie, côté Randens. Voir, en annexe, les conventions de repérage topographique dans la galerie Isère–Arc.

subsiste quelques belles enclaves de schistes verts non transformés. Ensuite, on trouve des gneiss de types variés : gneiss à grain fin, gris clair, sériciteux, se débitant en plaquettes, gneiss œillés, gneiss granitoïdes.

Certaines zones gris foncé sont schisteuses, esquilleuses et riches en phyllites : les laminages tectoniques s'y sont localisés de préférence.

f. ***Sur 900 mètres environ : les migmatites amphiboliques de la série verte.***

Le type courant est un gneiss granitoïde œillé. La pâte de la roche est sombre, à biotite et amphibole. Le sphène, jaune couleur de miel, est abondant, en cristaux idiomorphes de 2 ou 3 millimètres de long.

Certains bancs sont clairs et à grain fin, d'autres, au contraire, très sombres et surmicacés.

g. ***Sur 700 mètres environ : les schistes amphiboliques de la série verte.***

Cette série comprend, outre des gneiss œillés sombres, des amphibolites franches, rubanées, des gneiss amphiboliques, des schistes amphiboliques à biotite, des schistes sériciteux gris ou beige, plus ou moins feldspathiques, et des passées d'épidotite.

Certaines de ces roches sont des prasinites. La feldspathisation est diffuse et irrégulière.

h. ***Sur 3 660 mètres environ : les schistes de la série satinée.***

Le passage entre la série verte et la série satinée est peu net. Faut-il le fixer vers le PK 2 560 [1] parce qu'on observe là des zones mylonitiques et qu'au delà disparaît l'amphibole caractéristique de la série verte, ou plutôt au niveau des schistes noirs ardoisiers traversés entre les PK 2 440 et 2 510? Il est difficile de se prononcer.

Le reste de la série est composé de micaschistes sériciteux ou chloriteux, plus ou moins feldspathiques, souvent à biotite, un peu plus compacts que ceux du rameau externe.

i. ***Sur quelques mètres : passage du Cristallin au Trias de la couverture orientale.***

Le passage Cristallin–Trias est marqué par quelques mètres de roches écrasées, schisteuses ou bréchiques. Le pendage du contact est de 70 à 80° SE.

Un échantillon de schiste noir gréseux micacé a montré des traces de plantes (*Pecopteris*) : il y a donc là une lame de Houiller dont on retrouve en surface quelques mauvais affleurements : des grès plaqués sur le Cristallin derrière la Léchère.

D'abondantes venues d'eau sortaient de ce contact et des derniers mètres du Cristallin.

j. ***Sur 95 mètres : le Trias de la couverture orientale.***

Il est formé de :

— quelques décimètres de roches quartziteuses, complètement laminées. Il s'agit, soit de Cristallin décomposé par la circulation d'eau sulfatée, soit des quartzites de base du Trias.

— 57 mètres de cargneules terreuses ou bréchiques, présentant de nombreuses cavités. A l'intérieur, existent d'anciennes poches de dissolution remplies de cargneules pulvérulentes, montrant de curieuses structures stratifiées.

[1] Ce PK et les suivants sont maintenant comptés à partir de l'entrée de la fenêtre de Notre-Dame-de-Briançon.

Des sondages exécutés sous le radier de la galerie ont rencontré une écaille très aiguë de Cristallin, noyée dans les cargneules, mais cette lame n'a pas été traversée par la galerie.

— 35 mètres d'anhydrite et de gypse. L'anhydrite présente les mêmes caractères que celle du synclinal médian. Quelques canaux de dissolution y ont été rencontrés. Une galerie de reconnaissance distincte de la galerie principale a découvert, à 80 mètres de cette dernière, une cavité de dissolution mesurant 20 mètres de long sur 10 mètres de large et 5 à 6 mètres de hauteur. L'eau n'y circulait plus et la voûte était en partie effondrée.

k. ***A nouveau, 4 à 5 mètres de cargneules.***

l. ***Sur 820 mètres : Lias de la couverture orientale.***

Ce sont des calcaires marneux et des schistes noirs. La base de la série est formée par quelques mètres de grès gris brun complètement fracturés et cimentés par du quartz. Ces grès correspondent probablement à l'Infralias.

Une seconde bande de Trias, connue en surface, n'a pas été rencontrée en galerie. Seule une zone écrasée de 2 mètres d'épaisseur, avec venues d'eau sulfatée, en a marqué la cicatrice.

2. Remarques techniques sur la galerie d'Isère - Arc (1).

a. ***La température du rocher*** (Pl. 2, en pochette).

La température maxima du rocher a été 34°2, à peu près à la verticale du Pas de la Mule, c'est-à-dire là où la couverture était la plus forte. Le degré géothermique dans le massif du Mont Bellachat est donc voisin de 55 mètres.

Cette température était de quelques degrés inférieure au chiffre de 37° calculé par M. Andreæ [2] qui avait pris comme base une température moyenne du sol de 10° en surface à 1 400 mètres d'altitude.

Cette différence provient sans doute de ce que le calcul n'avait pas tenu compte de l'anisotropie thermique de la roche : la conductibilité thermique est en effet un peu plus élevée dans le sens de la schistosité. Le pendage subvertical des couches augmente légèrement le degré géothermique.

Par ailleurs, des sondages ont montré que la température moyenne du terrain à 15 mètres de profondeur était de 0° environ vers l'altitude 2 000 mètres (sondage du Pissus, sur le versant est du massif).

b. ***Les venues d'eau.***

Les venues d'eau ont été relativement faibles. L'attaque aval, côté Aiguebelle, a été particulièrement sèche.

Les plus grosses venues d'eau mesurées, celles du contact Cristallin-Trias derrière la Léchère, n'ont guère dépassé quelques dizaines de litres/seconde.

Les venues d'eau rencontrées sous la vallée de l'Eau Rousse étaient en communication directe avec le torrent malgré l'importance de la couverture (200 m minimum) comme l'ont montré l'assèchement de celui-ci, à l'étiage, lors de la perforation de la galerie, et la vérification faite par coloration à la fluorescéine. Les venues d'eau n'ont pas été rencontrées à la verticale du torrent mais quelques centaines de mètres à l'Est.

Les eaux qui circulent dans le Cristallin contiennent 0 à 50 milligrammes/litre d'ion sulfate (SO_4). Cette teneur non négligeable est due à l'oxydation des sulfures métalliques (pyrite, marcassite, etc.), qui y sont fréquents. Les venues d'eau ont souvent une odeur marquée d'H_2S.

Les eaux qui circulent dans le Trias et le Jurassique ont des teneurs en ion sulfate beaucoup plus élevées : jusqu'à 1 400 milligrammes/litre. Ces teneurs sont dues à la dissolution de gypse ou d'anhydite.

A l'intérieur du Cristallin, on n'a pas observé d'eau en provenance du Trias de la couverture.

---

(1) Pour tous les renseignements techniques, on pourra consulter les « Rapports de chantier » (inédits) E.D.F., Alpes II, n° 1, année 1950, n° 1 *bis*, année 1950 et n° 2, mars 1953.

(2) Rapport inédit.

c. ***Les phénomènes de décompression du rocher.***

De tels phénomènes n'ont été sensibles sur les parois que lorsque la couverture verticale au-dessus de la galerie a dépassé 1 000 mètres.

Le rocher, même très massif, se fissurait et se débitait en grande dalles parallèles aux parements de la galerie, entraînant de dangereuses chutes de blocs [1]. Les fissures s'ouvraient dans les zones diaclasées.

Ce phénomène, assez lent au début — quelques semaines à quelques jours après la perforation —, est devenu de plus en plus rapide (quelques heures) au fur et à mesure de l'accroissement de la couverture. Il a nécessité la mise au point d'un soutènement par épinglage, qui a donné d'excellents résultats [2]. A certains moments, il a fallu épingler le front d'attaque pendant les quelques heures que durait le cycle de perforation : le rocher éclatait à la façon du bois qui casse. Quelques éclatements violents (Bergschlag) ont été signalés mais n'ont pas pu être contrôlés.

D'autre part, des poussées extrêmement violentes se sont fait sentir entre les PK 2 000 et 2 600 (attaque de Randens), notamment dans des zones où les schistes étaient complètement écrasés et plissotés en tous sens.

Divers procédés ont été essayés pour mesurer les contraintes existant sur les parois de la galerie et à l'intérieur du rocher.

Ces procédés sont basés soit sur les mesures des vitesses de propagation d'une onde mécanique sur des longueurs courtes (quelques mètres), soit sur les mesures directes de décompression du rocher (dilatomètre) par carottage.

Les résultats de ces mesures restent douteux en raison des modes de calcul utilisés, qui ne tiennent compte ni de l'anisotropie mécanique de la roche, ni de la répartition des fissures.

d. ***Dureté du rocher.***

La dureté du rocher a été mesurée en « vitesse instantanée » : l'unité choisie est la longueur d'avancement par minute d'un marteau perforateur (Atlas Polar, type 655 R.W.H. ou Ingersoll Rand, type DA 35), alimenté en air comprimé à pression constante de 6 kilogrammes/centimètres carrés.

Les mesures sont trop peu nombreuses pour que la dureté relative des différentes séries ait pu être comparée en détail par ce procédé. Pourtant, les résultats reflètent assez bien les variations de la nature pétrographique des roches traversées (Pl. 2, en pochette).

B. LA COUPE GÉOLOGIQUE EN SURFACE SENSIBLEMENT AU DROIT DE LA GALERIE

Description géologique (Pl. 1*a*, en pochette) [3].

Une coupe NW–SE à travers les massifs du Grand Arc et du Mont Bellachat, passant par le col de Basmont, rencontre les éléments suivants :

a. ***La couverture secondaire occidentale.***

Elle est composée de Jurassique et de Trias à pendage Nord-Ouest. Elle constitue la base du versant du massif du Grand Arc le long de l'Isère et plonge sous les alluvions de la plaine de l'Isère.

---

(1) Les craquements du rocher étaient par endroit nettement perceptibles en galerie.

(2) L'épinglage consiste à rendre solidaire la partie superficielle des parements de la galerie des zones plus profondes entourant celle-ci. Pour cela, on scelle à deux ou trois mètres de profondeur des tiges métalliques orientées perpendiculairement au parement. Une plaque de tôle épaisse est ensuite vissée contre le rocher à l'extrémité de la tige dépassant dans la galerie.

(3) P. et Cl. Bordet, 1953 *b*.

b. ***Les schistes satinés du rameau externe.***

Le rameau externe est constitué par les schistes satinés. Leur dureté est variable; ils s'individualisent en bancs épais de plusieurs dizaines de mètres : cette disposition est particulièrement visible au-dessus de la cote 2 000, sur le flanc de l'arête Petit Arc–Char de la Turche.

Les schistes sont repliés en un synclinal déversé au Nord-Ouest.

La charnière synclinale n'est pas visible : on note seulement un redressement rapide des couches, très net sur l'arête Grand Arc–col de Basmont : les couches, inclinées à 20° SE dans le versant sud du Grand Arc, passent à 50° à 400 mètres au nord-ouest du Bec d'Aigle, et sont inclinées à 70° le long du synclinal médian.

L'axe synclinal est accidenté par des cassures localisées surtout dans les niveaux de schistes graphiteux visibles sur l'arête sud-est du Bec d'Aigle. Ces zones écrasées prolongent celles qui ont été rencontrées par la galerie dans la même position structurale. A la verticale de la galerie, elles sont cachées par des glissements et des moraines.

Les roches vertes rencontrées en galerie sont rarement visibles en surface; elles affleurent pourtant le long du sentier qui monte du hameau des Platières, dans le fond du ravin du Lac Noir, et sur l'arête Grand Arc–col de Basmont, entre le point coté 2053 et le Bec d'Aigle.

c. ***Le synclinal médian.***

Le synclinal médian est visible sur toute sa largeur dans les pentes au nord et au sud du col de Basmont; il forme une encoche secondaire, cotée 1 849 mètres, à 300 mètres au sud-est du col lui-même, coté 1791.

Incliné à 70° SE, il mesure environ 150 mètres de large.

Il comprend du Nord-Ouest au Sud-Est :

— Trias : quelques mètres de cargneules, dolomies rousses et calcaire blanc recristallisé;

— Lias : une centaine de mètres de calcaires marneux en plaquettes et de calcaires schisteux noirs. On y trouve des Bélemnites;

— Trias : à nouveau quelques mètres de cargneules écrasées, bréchiques ou terreuses.

Vers le Nord-Est, le synclinal se poursuit dans le versant du bois des Grandes Lanches. Vers le Sud-Ouest, il est visible sur le flanc sud-ouest du col pendant 600 mètres environ. Il affleure à nouveau dans le ravin en face des Platières, mais son bord externe est caché. Son *bord interne* montre sur quelques mètres la coupe suivante :

Lias : calcaires noirs (Bélemnites).
Infralias : grès beige (Rhétien?).
Trias : dolomies et cargneules puis quartzites phylliteux.
Cristallin du rameau interne : série verte supérieure.

Cette série est donc renversée.

Plus au Sud, il n'affleure plus. Il est jalonné par des dolines peu apparentes au milieu de la moraine, sur la rive gauche du torrent de Montsapey, en face du hameau de Thialever, puis il longe le fond de la vallée, mais il est entièrement couvert par les glissements et les moraines.

d. ***Le rameau interne.***

1. *La série verte supérieure.*

Large de 800 mètres en moyenne, elle borde le synclinal médian. Son pendage est de 70° SE, mais s'abaisse à 30° sur l'arête du col de Basmont au Mont Bellachat, par suite du balancement des couches.

Cette série est composée de schistes verts, de schistes gris ou noirs avec des petites passées graphiteuses. A l'altitude 1 520 mètres sur l'éperon de Rosalay, affleure un banc de quelques décimètres de cipolin.

2. *La série verte migmatisée.*

Elle débute assez brusquement (en quelques dizaines de mètres généralement) et comprend les faciès suivants :

— des amphibolites (0 à 100 m),

— des embréchites amphiboliques œillées (200 m),

— des migmatites très feldspathiques (500 m) : embréchites irrégulières, anatexites leucocrates, etc.,

— un filon de granulite (50 m) accompagné de pegmatites à muscovites,

— des schistes verts et brunâtres (biotite) à grenats et muscovites (100 m), non migmatisés, mais métamorphisés au contact de la granulite,

— une épaisse série de migmatites (750 m), généralement rubanées et claires, parfois schisteuses et plus sombres (zones plus micacées).

3. *Le granite de la Pointe des Aveugles.*

Il forme une bande d'environ 600 mètres de largeur et passe légèrement en aval du chalet du Pissus. C'est un granite monzonitique à gros grains, à biotite chloritisée, contenant des cristaux idiomorphes de sphène jaune atteignant 4 millimètres.

4. *La série verte migmatisée.*

Elle comprend :

— des migmatites feldspathiques rubanées (400 m),

— des migmatites amphiboliques (400 m) avec intercalations de schistes compacts (épidotites, prasinites, schistes amphiboliques, schistes chloriteux verdâtres, etc.).

5. *La série verte non migmatisée,* formée par :

— des amphibolites et des gneiss amphiboliques rubanés ou grenus (400 m) [série verte moyenne],

— des schistes verts et noirs (0 à 200 m) [série verte supérieure].

6. *Des schistes noirs* (100 m) plus ou moins ardoisiers, avec traces sériciteuses et galets quartzo-feldspathiques très étirés. Ces schistes forment le passage à la série suivante.

7. *La série satinée interne* (3 000 m).

Elle présente ses faciès normaux enrichis en muscovite, avec fréquemment de la biotite. Elle contient des bancs de conglomérats et de brèches à gros galets de roches cristallines (gneiss et micaschistes) atteignant 30 centimètres de diamètre. Ceux-ci affleurent d'une part sur le sentier de Villard-Soffrey à Fraidaz-d'en-bas, dans le ravin à l'ouest de Bonneval, d'autre part rive droite de l'Eau Rousse, près du hameau du Cudray, ainsi qu'en haut de la falaise dominant Notre-Dame-de-Briançon.

e. ***La couverture secondaire orientale.***

Entre Doucy et le rebord interne du massif cristallin, on observe deux bandes de Trias distinctes : la première est en position normale entre le Cristallin et le Jurassique : la seconde lui est parallèle 200 ou 250 mètres plus à l'Est. On peut la suivre sur 1 500 mètres de longueur à l'ouest de Doucy.

C. INTERPOLATION ENTRE LA COUPE DE LA GALERIE ISÈRE-ARC ET LA COUPE DE SURFACE

Voici les principaux problèmes posés par cette interpolation.

1. Position du synclinal médian au droit de la galerie.

Avant la perforation de la galerie, la détermination du point de rencontre de celle-ci avec le synclinal médian a donné lieu à plusieurs hypothèses. On sait en effet que celui-ci est entièrement caché sous les moraines et les éboulis dans la vallée de Montsapey.

Les premières estimations ont été faites en extrapolant vers le Sud-Ouest la direction du synclinal, à partir de ses affleurements du col de Basmont. Le point de rencontre devait se trouver vers le PK 3 500.

Mais l'étude de terrain avait montré que le synclinal médian était coincé entre la série satinée du rameau externe et les schistes verts formant le bord occidental du rameau interne. Cette position avait été vérifiée depuis le lac de la Girotte jusqu'au col de Basmont sur plus de 30 kilomètres [1].

L'étude préliminaire de la galerie permit d'identifier le contact série satinée–série verte à la verticale du tracé. Mais comme il ne contenait pas de formations secondaires, on en conclut que le synclinal était cicatrisé; le point de rencontre en galerie devait se trouver vers le PK 4 100.

Lors de l'avancement, la galerie traversa une bande d'anhydrite de 120 mètres de large, à partir du PK 2 600; deux hypothèses furent alors émises :

— ou bien ces anhydrites étaient le remplissage du synclinal médian et son tracé différait de ceux qui avaient été supposés (L. Moret, 1951 *a*);

— ou bien, il s'agissait d'un joint tectonique comblé d'anhydrite, situé dans le Cristallin du rameau externe, et le véritable synclinal médian devait être situé plus loin vers le PK 4 100 (Cl. Bordet et J. Crosnier Leconte, 1952).

Vers le PK 4 400, la galerie rencontra le contact série satinée–série verte. Mais c'était un contact d'âge hercynien, mylonitisé et entièrement cimenté; aucun accident alpin ne l'avait repris.

On se rendit compte alors qu'au sud du col de Basmont, le synclinal médian — accident alpin — et le contact entre série satinée et série verte — accident hercynien — cessaient d'être confondus.

Les anhydrites rencontrées au PK 2 600 sont donc bien le remplissage du synclinal médian qui ne comporte plus de Jurassique à ce niveau.

En surface, le tracé exact du synclinal médian put alors être identifié : il passe à la verticale de la galerie exactement au fond de la vallée du torrent de Montsapey, mais aucun affleurement n'est visible; rive droite, les schistes satinés et les moraines sont glissés, et rive gauche, tout le versant présente une morphologie anormale (bois de Ravères) : les glissements et écroulements de ce versant sont très probablement dus non seulement à la forte pente du terrain, mais encore à l'érosion et à la dissolution rapides du Trias au fond de la vallée, ce qui a déséquilibré les versants et a favorisé leur mise en mouvement.

Un élément structural existant vers le Sud-Ouest disparaît donc en ce point : c'est la série satinée migmatisée et granitisée située entre l'anticlinal de la série verte à l'Est et le synclinal médian à l'Ouest.

Vers le Nord, cette bande se termine en sifflet au niveau des chalets de la Thuilette. Vers le Sud, elle se développe de plus en plus. Le granite d'Épierre y apparaît. Celui-ci se raccorde le long de l'accident de Fond de France au granite des Sept Laux. Or, le granite des Sept Laux est situé dans l'axe d'un synclinal de la série satinée. La bande que nous venons de signaler a donc la même signification structurale.

Comme la série satinée du rameau externe présente elle-même une disposition synclinale, on doit conclure que le synclinal médian, situé entre deux synclinaux jointifs de série satinée, *tient la place d'un anticlinal*, entièrement coincé.

[1] L'étude structurale du Cristallin n'avait pas encore été entreprise plus au Sud.

2. Le granite de la Pointe des Aveugles.

On aura sans doute déjà remarqué que le granite de la Pointe des Aveugles, qui affleure en surface sous forme d'une bande homogène de 600 mètres de large, n'a pas été rencontré en galerie à 1 500 mètres plus bas.

Ce fait imprévu et imprévisible présente une grande importance théorique.

Ici, aucun accident tectonique ne peut être invoqué pour expliquer l'absence du granite au niveau de la galerie.

Pétrographiquement, le granite est nettement apparenté aux migmatites de la série verte qui se trouvent au-dessous de lui. Mais il s'en distingue pourtant de manière évidente (texture non orientée, structure grenue, composition plus leucocrate).

On peut tirer de ce fait les conclusions suivantes.

Au point de vue structural, migmatites et granite ont la même signification. Leur localisation dans un axe anticlinal évoque une liaison étroite entre migmatisation et orogénèse. Mais il est remarquable que le granite se trouve situé au-dessus des migmatites et non pas en dessous, comme on le conçoit généralement.

On peut en déduire, soit que le granite provient des migmatites par ségrégation, soit qu'il est une variété de migmatite ayant subi un complément d'évolution. Cette évolution peut être chimique (concentration d'un apport diffus), ou physique (écrasement suivi de recristallisation), ou les deux à la fois. Mais la similitude des conditions dans lesquelles ces deux roches se sont formées, ne permet guère d'envisager qu'un facteur physico-chimique *externe* ait pu provoquer le passage de l'une à l'autre.

Il s'est donc produit dans ce cas un phénomène particulier, *la granitisation*, localisé dans un certain volume de l'espace, qui a eu comme principale conséquence de faire disparaître la texture gneissique anisotrope pour lui substituer une texture grenue isotrope à l'échelle de l'échantillon. Au niveau de notre expérience, c'est évidemment une fusion, ou au moins une recristallisation sous pression non orientée, qui semblent le mieux expliquer ce fait. La granitisation s'est localisée dans une masse de terrain de volume relativement réduit, sans *racines* en profondeur.

Aucun argument sérieux ne permet de penser que ce granite puisse être une apophyse latérale d'un massif granitique enraciné. Au contraire, on peut se demander à juste titre si la plupart des granites situés dans la même position ne sont pas comme lui « *en l'air* ».

3. Les conglomérats de la série satinée.

On trouve en surface des bancs de conglomérats interstratifiés dans les schistes satinés du rameau interne. Le fait qu'ils n'aient pas été retrouvés en galerie ne prouvent pas qu'ils manquent; les conditions d'observations y sont mauvaises et ils ont pu passer inaperçus. On ne les décèle en surface qu'à la faveur d'un bon éclairage sur des surfaces de blocs légèrement altérés.

Les conglomérats ne sont pas disséminés au hasard. On les trouve à deux niveaux : dans la région de Bonneval, c'est-à-dire près du contact série verte–série satinée; ils correspondent au conglomérat de base local de la série satinée.

Ils affleurent aussi dans la région de Cudray. Leur position à cet endroit peut s'expliquer de deux façons : ou bien ils représentent un niveau conglomératique interstratifié à mi-hauteur dans la série satinée; ou bien c'est le même conglomérat de base qu'à Bonneval, et il affleure à nouveau par suite du redoublement de la série satinée; la granulite de Notre-Dame-de-Briançon jalonnerait l'accident.

Cette hypothèse est la plus probable, car une structure de ce type existe plus au Sud dans les Grandes Rousses dans le prolongement structural de la bande que nous étudions ici.

D. RÉSUMÉ

Dans la coupe à hauteur de la galerie Isère–Arc, nous voyons *disparaître* vers le Nord la bande de schistes satinés migmatisés et granitisés situés à l'ouest de l'anticlinal de la série verte.

La passée de schistes verts, incluse dans les migmatites du Mont Bellachat, représente vraisemblablement une sorte d'enclave non migmatisée de grande dimension. Il paraît peu probable en effet que le redoublement apparent de la succession ectinites-migmatites du flanc occidental de l'anticlinal de la série verte soit d'origine tectonique.

Le flanc oriental de ce même anticlinal apparaît formé ici par la série verte et la série satinée, elle-même vraisemblablement redoublée.

Le granite de la Pointe des Aveugles, situé dans le cœur de l'anticlinal est l'équivalent de celui de Saint-Colomban-les-Villards, au sud de l'Arc.

*
* *

III. COUPE DE LA VALLÉE DE L'ISÈRE

A. DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DE LA VALLÉE DE L'ISÈRE (fig. 19)

Entre Albertville et Notre-Dame-de-Briançon, la vallée de l'Isère recoupe les éléments suivants.

1. La couverture secondaire occidentale.

La base de la couverture occidentale n'est pas visible près d'Albertville : elle est cachée sous les alluvions dans le fond de la dépression de l'Arly et de l'Isère au nord-est et au sud-ouest d'Albertville (sillon subalpin) [1].

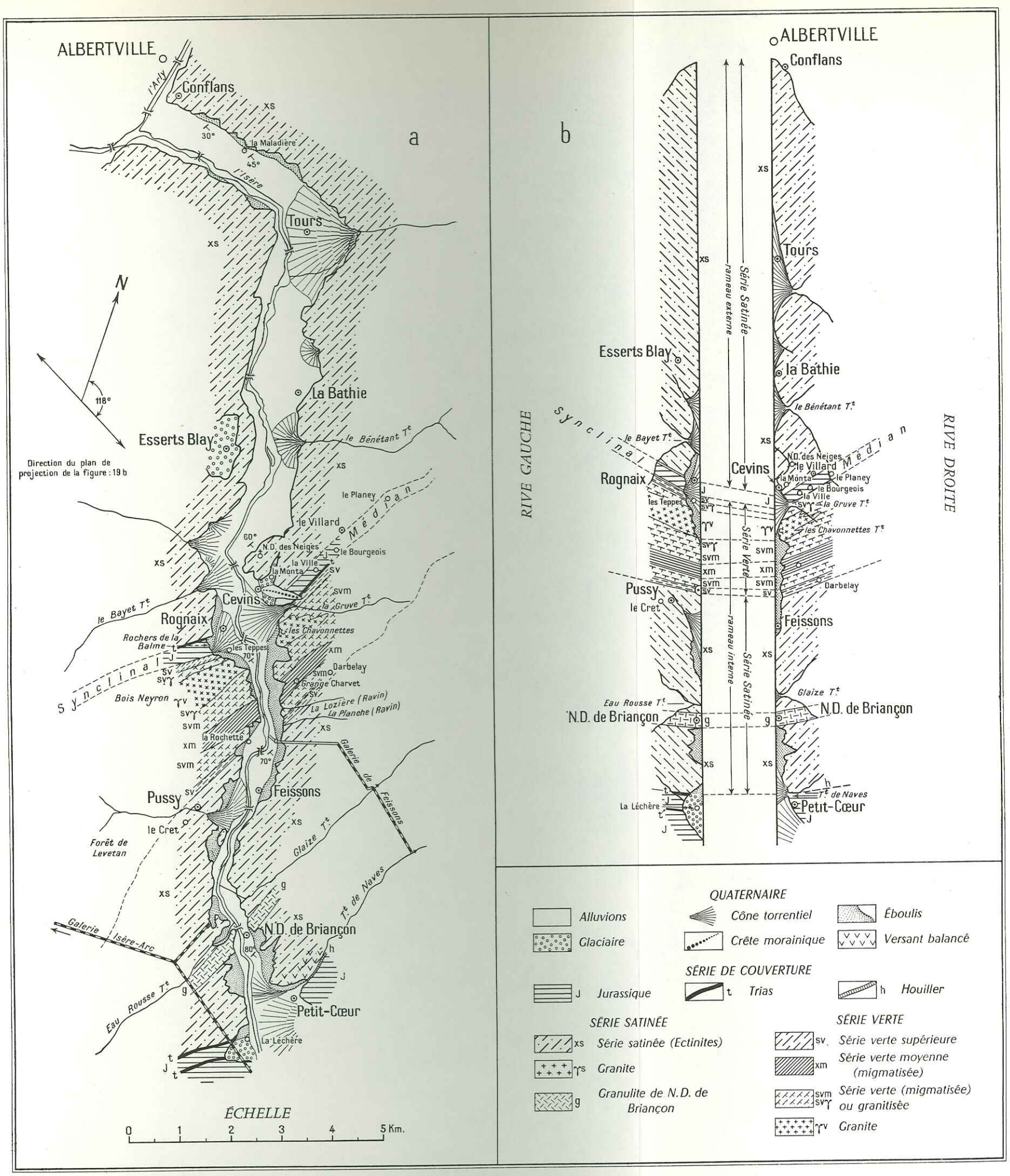
2. Les schistes satinés du rameau externe.

Dans la partie occidentale du rameau, les schistes sont intensément plissotés sur une largeur de 1 kilomètre environ. Ce plissotement est bien visible le long de la route de Conflans à Albertville. Il correspond à l'amorce d'un mouvement anticlinal dont la retombée occidentale n'est pas visible et se situerait sous la plaine d'Albertville ou plus à l'Ouest encore. Dans ce secteur, le pendage des couches est d'environ 30° ESE. Les axes des plissotements plongent de 20° en moyenne vers le NNE.

A la hauteur de la Maladière, le pendage atteint 45° ESE, 50 à 55° à hauteur des Esserts-Blay et de La Bathie. Dans l'éperon de Notre-Dame-des-Neiges, verrou glaciaire qui barre la vallée à 1 kilomètre en aval de Cevins, il atteint 60° ESE : c'est dans ce secteur que passe l'axe synclinal des schistes satinés. Il est laminé et isoclinal.

---

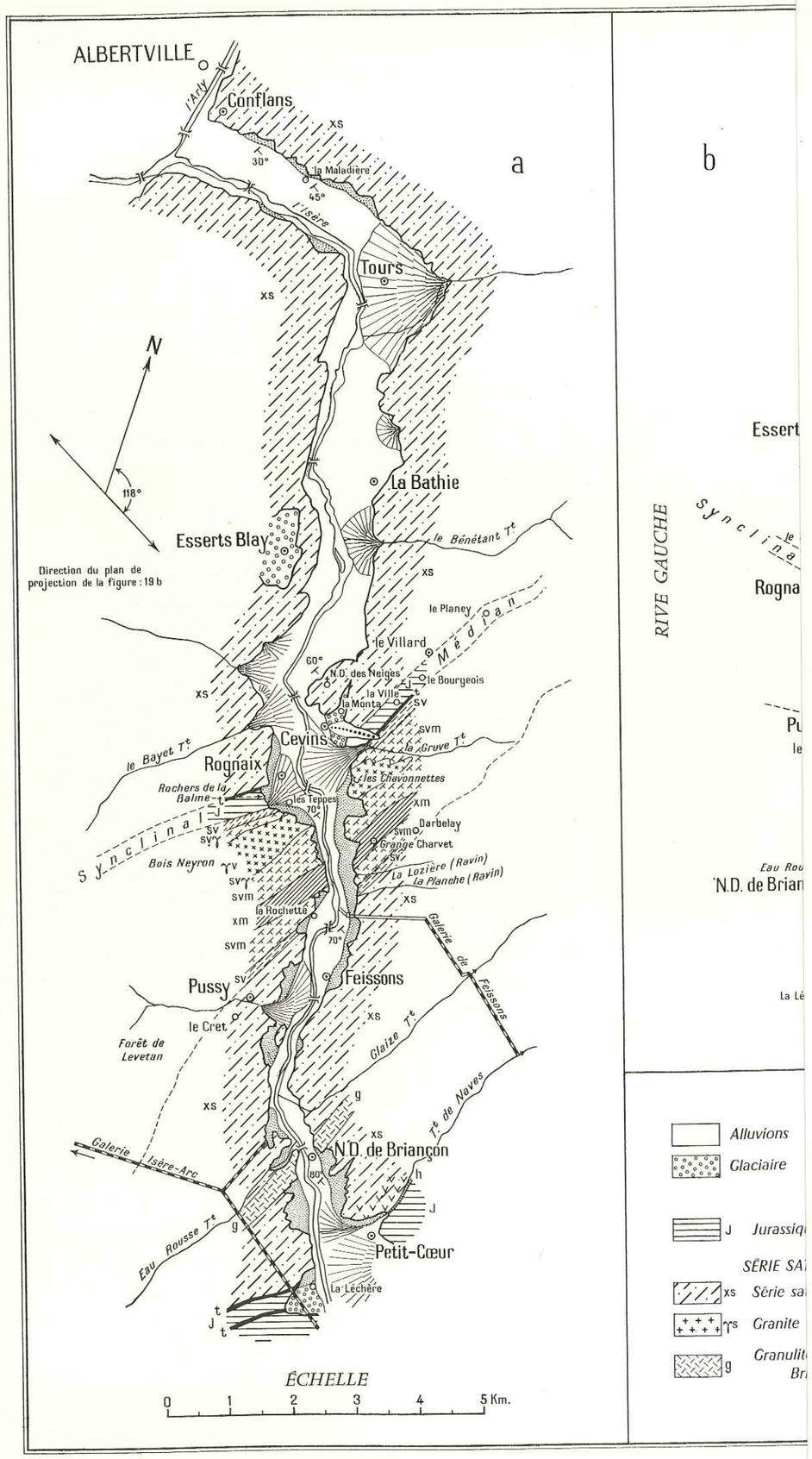
[1] Les grès de base du Trias affleurent néanmoins sur la rive gauche de l'Arly derrière l'usine de Venthon (PERRIN, 1940).



J. C. 837290.

FIG. 19. — Vallée de l'Isère.

a = carte géologique simplifiée de la vallée de l'Isère;
b = projection schématique des rives de l'Isère sur un plan vertical orienté N 118° E.



J. C. 837290.

Fig. 19. — Vallée de l'Isère.

a = carte géologique simplifiée de la vallée de l'Isère;

La limite orientale du rameau externe se trouve, rive gauche, dans le petit ravin qui débouche à 300 mètres en amont de Rognaix; rive droite, le dernier affleurement se voit à 300 mètres à l'est du hameau de la Monta près du point coté 507 de la carte au 1/20 000. Le pendage est de 65° ESE.

3. Le synclinal médian.

Il traverse obliquement la vallée de l'Isère à hauteur de Rognaix et de Cevins.

Rive gauche, il ne se remarque pas dans la morphologie; il mesure pourtant 350 mètres d'épaisseur.

Son flanc externe, formé de Trias, est visible sur une dizaine de mètres d'épaisseur dans le ravin en amont de Rognaix vers la cote 550.

Des calcaires marneux et calcschistes noirs à Bélemnites du Jurassique forment le rocher de la Balme. Leur pendage est d'environ 60° SE.

Son bord interne n'est pas visible mais passe sous le ravin descendant entre le rocher de la Balme et de le bois de Neyrons.

Rive droite, il est plus apparent. Il détermine une banquette inclinée où se sont installés les hameaux de la Ville, du Bourgeois, du Villard et du Planey, au nord-est de Cevins.

Le bord externe du synclinal est mal visible vers la cote 550, sur la rive droite du ravin descendant de la Ville vers la Monta.

Le Jurassique affleure largement le long de la route entre Cevins et la Ville. Il constitue l'éperon rive droite du torrent de la Grave, derrière Cevins. On peut y observer des plissotements, dont les axes sont orientés suivant la ligne de plus grande pente du synclinal : 60° ESE. Ceux-ci semblent résulter d'un déplacement relatif horizontal des rameaux interne et externe le long du synclinal médian.

Le bord interne du synclinal est marqué par du Trias, visible à 400 mètres au sud de la Ville vers la cote 730, ainsi qu'au bas du versant droit du torrent de la Gruve.

On y relève la coupe suivante :

Jurassique : calcaires marneux et schistes noirs ondulés. Le contact Jurassique–Trias n'est pas visible;
Trias : cargneules, gypse pulvérulent, dolomie beige clair, bréchoïde (20 m);
mylonite de schistes noirs cimentés par des carbonates et de l'oxyde de fer (5 à 10 m);
schistes noirs tachetés sériciteux avec petits galets étirés (20 à 25 m). Il s'agit soit du Houiller, soit des schistes carburés de la série verte;
schistes verts plus ou moins laminés (150 m);
passées de schistes gris ou noirs interstratifiés dans les précédents. Ils appartiennent certainement à la série verte supérieure.

4. Le rameau interne.

Il comprend :

a. *La série verte supérieure.*

Elle est réduite à une centaine de mètres d'épaisseur, et affleure derrière le hameau des Teppes, ainsi que sur la rive droite du ravin de la Gruve.

b. *Le granite de Cevins.*

C'est le granite axial de la série verte, prolongement du granite de la Pointe des Aveugles. Il est visible dans la carrière des Chavonnettes, à 1 kilomètre en amont de Cevins.

Rive droite, c'est une protogine à gros grains avec du sphène en abondance. Il contient encore des reliques de schistes verts peu transformés.

Il affleure, sur 500 à 600 mètres et se termine rapidement vers le Nord-Est, car il ne traverse pas le ravin de la Gruve, où n'affleurent que des gneiss granitoïdes (anatexites).

Rive gauche, il affleure dans le bois de Neyrons au-dessus des éboulis d'où proviennent des blocs exploités dans le cône torrentiel de Rognaix.

c. ***Les faciès de bordure du granite.***

Ce sont des migmatites, sans orientation nette dans lesquelles se sont développés des phénoblastes arrondis ou idiomorphes de feldspath, atteignant 5 centimètres de long.

Elles affleurent rive gauche sur 600 mètres environ.

d. ***Série verte inférieure migmatisée.***

Ce sont des migmatites à grain fin, régulièrement litées, formant de grandes dalles qui plongent à 70° ou 75° SE.

Elles affleurent de chaque côté de l'Isère, à l'est du granite de Cevins, sur 500 à 700 mètres environ.

e. ***La série verte moyenne migmatisée.***

Des lits amphiboliques apparaissent progressivement dans les migmatites précédentes; elles passent alors à des amphibolites et gneiss amphiboliques à biotite. Ces roches forment un étroit, rive droite, au pied de la Grange Charvet, et rive gauche, au droit du tunnel S.N.C.F.

Au milieu de ces roches existent des bancs d'une diorite riche en sphène; elle est bien visible, rive gauche, à 400 mètres en aval du hameau de la Rochette.

f. ***La série verte supérieure migmatisée.***

300 mètres de schistes appartenant à la série verte supérieure migmatisée font suite vers l'Est aux amphibolites. Il y a là des faciès variés, allant des gneiss gris aux schistes verdâtres à peine modifiés, en bancs alternés plongeant à 70° ESE.

g. ***Les schistes verts et noirs de la série supérieure.***

Ces schistes non migmatisés apparaissent ensuite brusquement sur les deux rives de l'Isère. Ils affleurent sur 100 à 150 mètres de large.

Rive gauche, ils sont à l'origine de la dépression empruntée par le ravin des Combales; ils se poursuivent vers l'WSW en direction de Pussy et de la forêt de Lévétan.

Rive droite, ils affleurent en haut des éboulis entre le ruisseau de la Lozière [1] et le ravin de la Planche. On les retrouve sous le petit col des Chalets de Darbelay (1 346 m.).

Les faciès de cette bande sont classiques : schistes ardoisiers, gris ou verdâtres, exploités autrefois dans le ravin des Combales (vers 520 m) — schistes rubanés verts et noirs — schistes noirs à galets étirés, qui ont servi à couvrir les toits de Pussy et du Crêt; l'ancienne carrière se trouve au bas de la forêt de Lévetan, au sud-est du Crey.

Certains échantillons de ces ardoises présentent des taches sériciteuses qui sont probablement d'anciennes traces de plantes.

[1] Il tire son nom des ardoises de la série verte (lozes, ou lauzes) qui descendent dans son ravin

h. ***Les schistes de la série satinée interne.***

Ils forment deux bandes situées de part et d'autre de la granulite de Notre-Dame-de-Briançon. Chacune d'elle contient localement à la base des niveaux de conglomérat [1].

Les schistes sont souvent esquilleux : leur pendage est difficile à mesurer (70 à 75° ESE); ils se redressent pourtant à la verticale dans la partie interne, au voisinage du contact avec la couverture. Ces schistes présentent localement des bancs feldspathisés, notamment sur le flanc droit de la vallée de l'Isère (terminaison sud-ouest des migmatites du Grand Mont).

La muscovite, qui est localement bien développée dans ces schistes, est un effet lointain de cette migmatisation. Elle peut être aussi en rapport avec la granulite de Notre-Dame-de-Briançon

i. ***La granulite de Notre-Dame-de-Briançon.***

Elle forme une bande à bords diffus de 200 mètres de large. Elle affleure, rive gauche, dans l'éperon, en amont du débouché de l'Eau Rousse, rive droite, dans la falaise au-dessus du tunnel S.N.C.F.

C'est une roche leucocrate à muscovite, presque toujours fortement orientée par écrasement. Elle est accompagnée d'un beau chevelu de pegmatite à mica blanc. Elle passe progressivement aux schistes encaissants par l'intermédiaire de zones gneissiques d'une centaine de mètres de large.

5. Le houiller de Petit-Cœur et la couverture secondaire orientale.

Les conditions d'observations dans la basse vallée du torrent de Naves sont médiocres : le versant rive droite est affecté de fauchage, le fond de la vallée et la rive gauche sont encombrés de moraines et de produits de glissement.

Le Trias est en grande partie caché par des terrains de couverture entre le Cristallin et le Jurassique (comme d'ailleurs de l'autre côté de l'Isère, derrière la Léchère).

L'écaille de Houiller de Petit Cœur est pratiquement invisible. L'interprétation stratigraphique et structurale de cette écaille, qui a été l'objet, au siècle dernier, de violentes discussions, ne pose plus aucun problème aujourd'hui et n'a plus qu'un intérêt historique.

Nous savons déjà qu'une écaille de Cristallin a été découverte dans le Trias de la Léchère lors des travaux de la galerie Isère–Arc, dans une position structurale analogue.

Un certain nombre d'écailles du socle sont aussi connues tout le long du bord interne de Belledonne et des Grandes Rousses.

Ceci confirme que le contact Cristallin–couverture de ce bord interne ne représente pas l'ancienne surface antétriasique. Il correspond au contraire à une des grandes failles de surrection du massif cristallin.

[1] Près de Villard-Soffrey et du Cudray dans la vallée de l'Eau Rousse, dans la vallée de la Glaize à hauteur de la prise d'eau E.D.F., et dans la galerie de Feissons-sur-Isère.

B. COMPLÉMENT A LA COUPE DE LA VALLÉE DE L'ISÈRE :

Coupe de la galerie de Feissons-sur-Isère

L'aménagement hydro-électrique de Feissons-sur-Isère comporte une prise sur le torrent de Naves (1 470 m), un tronçon de galerie de 1 400 mètres entre le torrent de Naves et celui de la Glaize, une nouvelle prise sur ce torrent, un second tronçon de galerie de 1 200 mètres débouchant près des chalets des Teppes, une conduite forcée et l'usine à l'aval de Feissons.

La direction générale des galeries est SE–NW (voir annexe).

1. Description géologique de la galerie de Feissons-sur-Isère (fig. 20).

a. *La série satinée.*

Les deux tronçons de galerie sont creusés en travers-banc dans les schistes satinés, plus ou moins migmatisés, du rameau interne.

La migmatisation décroît de l'aval vers l'amont ; on rencontre successivement : des gneiss granitoïdes (anatexites), des gneiss rubanés ou œillés [1], puis des migmatites à deux micas, et enfin, entre Naves et Glaize, des gneiss œillés avec des passées des schistes satinés à peine migmatisés, mais contenant des filons de granulite et de pegmatite, en rapport avec la granulite de Notre-Dame-de-Briançon.

Près de la prise de la Glaize, affleurent quelques bancs de grès, d'arkose et de conglomérats à petits galets mal roulés de quartz blanc ou rose; ces formations, métamorphiques, appartiennent à la série satinée.

A 350 mètres de la prise de Naves, la galerie a traversé des conglomérats formés de galets de grès gris emballés dans un ciment de schiste ardoisier noir. Certains galets atteignent 10 centimètres. Ces conglomérats ressemblent au Houiller, mais ils sont intercalés en bancs de quelques mètres dans les schistes de la série satinée et le passage est progressif. Bien qu'un doute subsiste sur l'âge de cette formation, je l'attribue à la série satinée. Je n'ai pas retrouvé ces conglomérats en surface.

b. *Le Trias de la Glaize.*

La galerie a rencontré sous la vallée de la Glaize une bande de Trias qu'en surface, rien ne laissait prévoir. Elle mesure 80 à 100 mètres de puissance et comprend quelques bancs de dolomie grise ou beige, disloqués au milieu de cargneules terreuses orange.

Ces cargneules sont elles-mêmes entaillées par trois sillons remplis d'alluvions torrentielles. Au niveau de la galerie, ceux-ci mesurent 12, 18 et 8 mètres de largeur (fig. 21).

2. Problèmes morphologiques posés par la galerie de Feissons-sur-Isère.

Entre Naves et Glaize, les schistes satinés présentent une curieuse structure en éventail. Le phénomène, bien mis en évidence par la galerie est d'une ampleur inaccoutumée (fig. 20).

Rive gauche de la Glaize, on voit en surface une succession de glissements et de zones balancées qui affectent les trois quarts de la hauteur du versant. Vers la base, les terrains encore actuellement en glissement ont même remblayé des anciens lits du torrent creusés dans les cargneules (fig. 21).

[1] La disposition rubanée verticale des gneiss est parallèle à la galerie sur 200 mètres (PK 450 à 650).

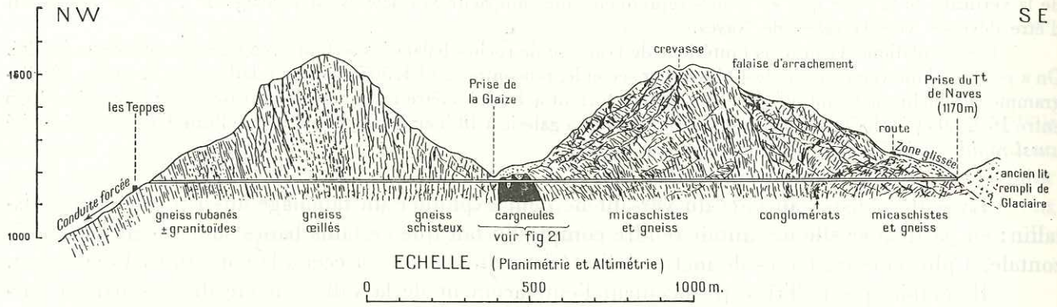


Fig. 20. — Coupe géologique de la galerie de Feissons-sur-Isère.

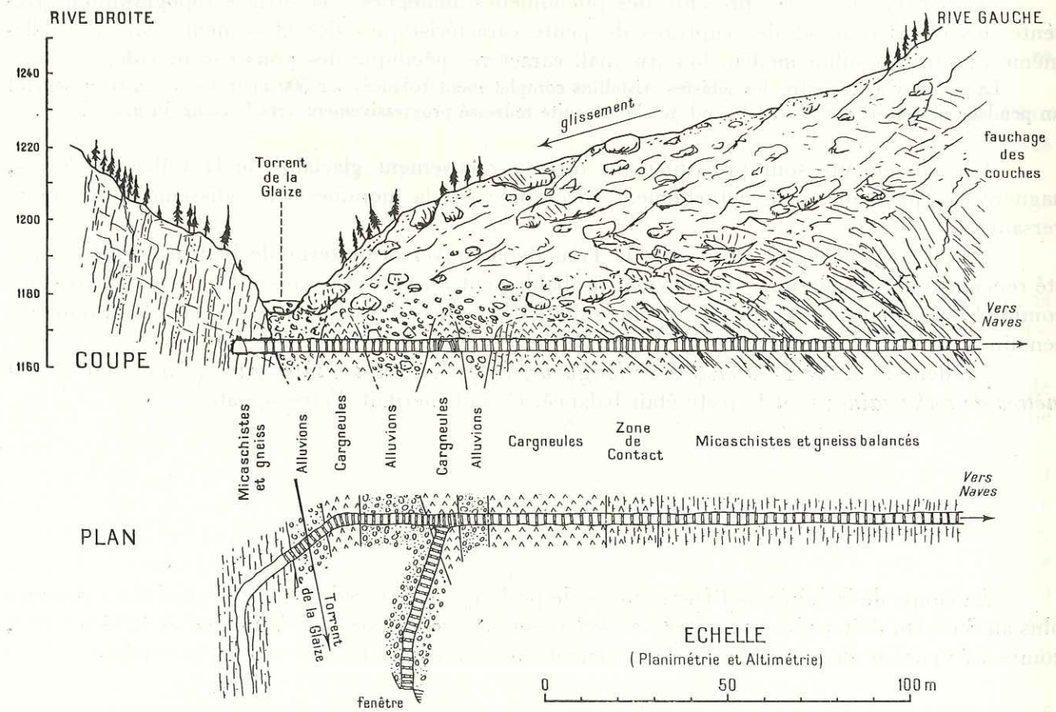


Fig. 21. — Géologie de détail du fond de la vallée de la Glaize, à hauteur de la prise d'eau E. D. F. (plan et coupe).

Le contact Trias–Cristallin, rencontré en galerie est formé par 7 mètres de brèche de schistes satinés à ciment de cargneules. Il est incliné à 45° SE et les schistes cristallins qui leur font suite sont balancés sur plus de 400 mètres : leur pendage oscille en moyenne entre 45 et 70° SE, mais tombe parfois jusqu'à l'horizontale. Ce n'est qu'au-delà de la verticale de la crête que les roches reprennent une compacité normale et un pendage de 70°, 75° SE, avant d'être déversés vers la vallée de Naves.

Les circulations d'eau dans l'intérieur de la masse de roches balancées se font avec une extraordinaire facilité. On a pensé qu'une venue d'eau de 40 litres par seconde, rencontrée au PK 367, était en relation avec la Glaize. 50 kilogrammes de bichromate ont été déversés dans le torrent à 1,5 kilomètre en amont de la prise, le 19 septembre 1955 entre 16 h 30 et 16 h 50. Le bichromate est apparu en galerie à 18 heures; la circulation de l'eau dans le terrain a été *aussi rapide* qu'à l'air libre sur une pente équivalente.

La seule poussée au vide du versant ne peut expliquer un fauchage aussi profond du Cristallin; en particulier elle ne saurait rendre compte du fait que certains bancs sont couchés à l'horizontale, à plusieurs centaines de mètres à l'intérieur du versant, et ceci à la cote du thalweg actuel.

Il semble que le Trias qui occupait l'emplacement de la vallée ait été dissous par les circulations souterraines jusqu'à une profondeur importante; c'est à partir de la limite inférieure de dissolution que le fauchage a commencé à se produire, le Cristallin n'étant plus soutenu latéralement.

Le Cristallin est donc vraisemblablement désorganisé sur plusieurs dizaines de mètres en dessous du niveau de la vallée et le Trias doit être plus large en profondeur qu'au voisinage de la surface.

Le versant de Naves présente des phénomènes analogues : la surface topographique présente des ondulations et des ruptures de pente caractéristiques des glissements. La crête elle-même montre un sillon médian longitudinal, caractère spécifique des poussées au vide.

La galerie y a rencontré des schistes cristallins complètement balancés sur 500 mètres environ et présentant un pendage moyen de 30° NW. Le pendage s'est ensuite redressé progressivement vers le cœur du massif.

Ces glissements sont probablement dus au creusement glaciaire de la vallée de Naves, naguère très profonde, mais actuellement encombrée par la moraine et les glissements des deux versants.

Enfin, au fond de la vallée passe le Trias de la couverture interne de Belledonne. Il n'a pas été rencontré par la galerie : ceci provient probablement du fait qu'ici aussi il est en partie dissous comme le suggère les fortes teneurs en ion sulfate des venues d'eau rencontrées dans les premières centaines de mètres de l'attaque de Naves (jusqu'à 1 340 mg/litre au PK 190).

En définitive, *sur 1400 mètres de longueur, la galerie n'a guère traversé que 100 à 200 mètres de roche saine*; tout le reste était balancé. Ce fait méritait d'être signalé.

C. RÉSUMÉ

La coupe de la vallée de l'Isère montre le prolongement vers le Nord des structures connues plus au Sud. On doit seulement noter une *réduction de l'importance* de l'anticlinal de la série verte, compensée par un *élargissement* de la largeur d'affleurement de la série satinée orientale.

* * *

IV. COUPE À HAUTEUR DU MONT MIRANTIN, DU COL DE LA BATHIE ET DU GRAND MONT

Située un peu au nord de la précédente, cette coupe traverse le massif cristallin perpendiculairement à ses directions structurales. Elle montre l'apparition de différents termes qui vont se poursuivre vers le Nord. En outre, l'érosion du massif ayant été moins profonde, on y trouve pour la première fois des joints tectoniques et des témoins de la paléosurface antétriasique, qui peuvent renseigner sur les déformations qui ont affecté le massif lors de l'orogénèse alpine.

A. DESCRIPTION GÉOLOGIQUE

Une coupe NW-SE de la vallée de l'Arly au col de la Louze passant par le col de la Bathie, rencontre les éléments suivants (P. et Cl. Bordet, 1953 *a*) (pl. 1 *b*, en pochette).

1. La couverture secondaire occidentale.

La base de la couverture secondaire, Trias et Jurassique à pendage Nord-Ouest, se trouve presque partout cachée sous les alluvions de l'Arly entre Albertville et Ugine.

Les grès de base du Trias sont visibles en un point sur la rive gauche de l'Arly, à 2 km en amont d'Albertville, derrière l'usine électrochimique de Venthon (Perrin, 1940). Les schistes du Jurassique affleurent sur la rive droite de la vallée de l'Arly.

2. Le rameau externe.

Il est entièrement constitué par des schistes de la série satinée. Ainsi qu'on l'a déjà dit, la partie externe des schistes satinés amorce une voûte anticlinale marquée par un plissotement intense des couches.

Le flanc oriental de cet anticlinal forme l'arête de la Roche Pourrie à la Pointe de la Grande Journée. Le pendage des couches qui n'excède pas 25° à 30° ESE dans la région de la Roche Pourrie se redresse progressivement jusqu'à 45° vers le Sud-Est.

Puis vient une *charnière synclinale extrêmement nette :* les couches changeant brusquement de pendage en un mètre environ, passant de 45° ESE à 60-70° NNW. Cette charnière est orientée N 30° E. Elle apparaît à la cascade de Lavouet, 1 kilomètre au sud-ouest de la Pointe du Lavouet. Elle passe à une centaine de mètres à l'est du Lac sans Fond, franchit la crête 350 mètres à l'est de la Pointe de la Grande Journée, traverse le cirque est du Mont Mirantin, passe près des chalets du Mirantin, et se dirige vers la combe du Passet au nord-ouest de la Roche Plane. Vers le Sud comme vers le Nord, elle disparaît dans des versants boisés, mais on la suit nettement sur plus de 5 kilomètres dans la partie haute du massif.

Le flanc oriental de ce synclinal est très redressé : le pendage des couches atteint la verticale et se déverse à l'approche du synclinal médian.

L'épaisseur de la série satinée, compte tenu de ce que l'on voit dans cette coupe, est certainement très forte — si toutefois, comme il est probable, elle ne présente pas de véritables redoublements tectoniques. On peut l'évaluer à 6 000 mètres au moins. Le flanc oriental visible du synclinal, par contre, ne mesure guère que 2 000 mètres d'épaisseur.

Notons enfin que dans le massif du Mont Mirantin, seules les arêtes montrent la structure originelle des schistes satinés. Partout ailleurs, celle-ci est en grande partie cachée par des balancements et des glissements, ou par des terrains de couverture : les schistes satinés constituent des montagnes qui se « tassent » sur elles-mêmes [1].

3. Le synclinal médian au col de La Bathie (Photo, Pl. III).

Au sud-ouest du col, le synclinal médian est presque entièrement caché par les moraines.

Il affleure sur le flanc sud de l'éperon de la Tête des Chappes, 1 kilomètre au nord-est de Bénétan, ainsi que le long du chemin d'accès aux ardoisières de Cevins; mais les schistes jurassiques qui le remplissent glissent sur le versant et cachent ses contacts. Une bande de cargneules de quelques dizaines de mètres le limite vers l'Ouest; on la retrouve à l'est et au sud-est des chalets de la Ravoire vers les altitudes 1 610 à 1 630 mètres [2].

Au nord-est du col, le synclinal médian, dégagé par l'érosion régressive du torrent du Planey d'Arèches, est beaucoup mieux visible.

On peut y lever la coupe suivante :

— schistes satinés du rameau externe.
— Trias : grès en dalles (quelques mètres), cargneules passant en profondeur à du gypse et de l'anhydrite, dans le haut du ravin du Planey d'Arèches (20 à 30 m), schistes versicolores associés au gypse.
— Jurassique : schistes et marnes noires à pendage 45-55° SE (500 à 600 m). Ces formations glissent dans le versant nord-est du col et lui donnent une morphologie en vagues. Des calcaires noirs à entroques sont visibles sur le sentier du col à l'est de la Croix.
— Trias : liseré de cargneules et gypse, visible localement sur le versant nord-est entre 1 200 et 1 600 mètres d'altitude. Les cargneules peuvent même injecter le Jurassique; ainsi sur le sentier du col, versant nord, entre 1 300 et 1 450 mètres. Le Trias n'est pas continu; en particulier, il n'affleure pas sur l'arête du col de la Bathie.
— schistes cristallins du rameau interne.

4. Le rameau interne.

Il présente une structure assez complexe par suite d'une interférence d'accidents hercyniens et d'accidents alpins. On y distingue :

a. Dans la coupe de l'arête est du col de la Bathie, une ***bande de schistes de la série verte supérieure*** (100 m).

b. ***Une première bande de schistes noirs et de grès du Houiller.***

Cette bande de Houiller paraît être en contact direct avec le Jurassique, tant vers le Sud-Est (coupe du chemin d'accès aux ardoisières de Cevins) que vers le Nord-Est (sentier du Planey d'Arèches au col de la Bathie) où le contact Lias-Houiller se fait par des schistes ardoisiers noirs, écrasés, plissotés, à schistosité NW-SE dirigée en travers des directions structurales. Ce fait indique un déplacement relatif NE-SW du contact synclinal médian-rameau interne. J'ai déjà signalé les indices d'un tel déplacement dans la vallée de l'Isère.

La distinction entre schistes du Houiller et du Jurassique est très difficile à faire. H. Schœller signale pourtant un gisement fossilifère de plantes houillères sur le versant nord-est du col [3].

c. Un mince liséré de ***calcaires dolomitiques*** du Trias (1 m), visible seulement dans la coupe à l'est du col de la Bathie.

---

[1] Des glissements importants sont particulièrement nets sur le flanc occidental de la Roche Pourrie, avec zones d'arrachement, crevasses, etc.

[2] Les travaux de dérivation du torrent du Dard dans la galerie de Roselend ont dégagé quelques affleurements nouveaux qui précisent dans ce secteur la position du synclinal médian.

[3] Voir carte géologique au 1/50 000, Bourg-Saint-Maurice.

d. ***Les schistes de la série verte supérieure (300 m).***

Ils paraissent faits principalement de matériaux d'origine volcanique. Les échantillons présentant les structures les plus typiques proviennent de l'arête entre col de la Bathie et col de la Grande Combe.

Vers le Sud-Ouest, au pied des ardoisières de Cevins, ces mêmes schistes sont transformés en embréchites œillées.

e. ***Les schistes houillers des ardoisières de Cevins-La Bathie (300 m d'épaisseur maxima).***

À ces schistes noirs sont associés des bancs gréseux ou psammitiques et des passées charbonneuses (escaillage). Des fossiles y ont été trouvés, qui assigne à la série un âge stéphanien moyen.

Cette bande apparaît au fond du ravin du Bénétan vers 1 100 mètres d'altitude. Elle a été exploitée dans les ardoisières de Cevins à 2 000 mètres d'altitude : elle présente là une remarquable homogénéité.

À 1 kilomètre plus au Nord, dans les ardoisières de la Bathie, une charnière synclinale de dolomie triasique est coincée entre les schistes noirs et la série verte.

Au col de la Grande Combe, la coupe est la suivante, d'Ouest en Est :

— schistes de la série verte (cote 2174),
— Houiller schisteux puis gréseux (20 à 30 m),
— grès du Trias (quelques décimètres),
— cargneules (quelques mètres),
— dolomie beige (10 à 20 m),
— schistes de la série verte (migmatites).

Dans le cirque au nord-est du col, la bande de Trias interne est jalonnée par des dolines.

Dans le ravin de Ner Char, à 150 mètres au nord-est du col, la coupe paraît être :

— schistes de la série verte,
— schistes houillers(?),
— schistes du Jurassique (50 m?),
— cargneules, dolomies et quartzites écrasés (50 à 70 m) [1];
— schistes houillers (20 à 50 m);
— schistes de la série verte (migmatites).

La bande de schistes houillers des ardoisières de Cevins est donc une bande pincée, d'âge hercynien qui a rejoué lors de l'orogénèse alpine [2].

f. ***La série verte migmatisée.***

Elle constitue l'ensemble de l'arête de la Légette du Grand Mont. Elle débute par des schistes verts à peine migmatisés, puis viennent des gneiss amphiboliques rubanés et des embréchites œillées. Vers 2 300 mètres, on observe une zone à allure granulitique. Le sommet de la Légette est constitué par un gneiss granitoïde à amphibole, biotite et calcite, d'un type assez particulier. Le pendage apparent des couches est de 40° SE (fauchage et schistosité oblique).

Il est possible que ces gneiss correspondent à la série verte moyenne migmatisée.

---

[1] Cette bande a été d'abord reconnue par sondages à partir d'une galerie de reconnaissance de l'aménagement de Roselend, et ensuite traversée avec difficulté par la galerie définitive (voir plus loin).

[2] On peut se demander si le Houiller ne présente pas déjà localement une tectonique de joints tectoniques comblés analogue à celle que présentent le Trias et le Lias.

Sur l'arête nord-ouest de la Légette, vers l'altitude 2 250, les grès de base du Trias forment un coin pincé sur une centaine de mètres de longueur. Leur pendage moyen est de 20° SE.

De même, sur l'arête Légette–Grand Mont entourant le haut de la vallée du Fornet, on retrouve, dans une position analogue, à 200 mètres au sud du point coté 2 473, deux petits fonds de fossés avec quartzites, dolomies capucin et dolomies gréseuses.

Au nord-est de ces petits affleurements de Trias, le fond de la combe, jusque vers la cote 2 250, correspond sensiblement à la surface structurale du claveau (claveau en contrefort de la Légette du Grand Mont). Cette surface est du reste jalonnée par quelques petits placages de grès triasiques.

g. *La double bande de Houiller du Chornais.*

Elle passe sur l'arête Légette–Grand Mont, entre le col 2 435 et le sommet 2 490,5. Elle se poursuit vers le Nord-Est en suivant approximativement le ravin du Chornais [1], jusqu'au Chornais, à 1 200 mètres au sud du Planey d'Arèches.

Sur l'arête, le Houiller mesure une centaine de mètres d'épaisseur, il est constitué par une alternance de bancs de schistes ardoisiers, de grès psammitiques et de conglomérats à dragées de quartz [2].

Il est encadré par des joints tectoniques, comblés de Trias.

La coupe est la suivante, d'Ouest en Est :

— migmatites	Série verte	Série normale.
— grès	Trias	
— cargneules (col 2435)		
— schistes et grès	Houiller	Écaille.
— dolomies jaunes	Trias	Série renversée.
— grès		
— schistes grès et conglomérats	Houiller	
— micaschistes légèrement transformés (sommet 2 490,5)	Série satinée	

L'ensemble Trias–Houiller mesure 120 à 150 mètres de puissance. Son pendage moyen apparent est de 45° SE (fauchage).

Cette double bande de Houiller se poursuit vers le Sud-Ouest, mais à partir de la vallée des lacs de la Tempête, le Trias n'y est plus visible.

h. *Une bande de schistes satinés légèrement transformés.*

Large de 600 mètres environ, elle passe sur la crête entre la cote 2 490,5 et le Passage du Dard. Elle constitue le fond du ravin du Fornet, au pied du Grand Mont.

Les schistes satinés sont souvent micacés, chloritisés et assez peu caractéristiques. Ils ont probablement subi le métamorphisme de bordure des migmatites situées plus à l'Est.

Cette bande est hachée par une série de joints tectoniques longitudinaux, comblés de Trias : cargneules, dolomies écrasées, localement même grès broyés (photo 1, pl. I).

L'accident le plus oriental, celui du *Passage du Dard*, montre, au pied du Grand Mont, outre le Trias, un coin de schistes marneux noirs à patine brune, à faible pendage vers le Sud-Est. Les fossiles qu'on y trouve indiquent un âge lotharingien supérieur [3]. Les schistes sont minéralisés (chalcopyrite, malachite, etc.).

---

(1) Ce ravin ne porte pas de nom sur la carte au 1/20 000.
(2) Au niveau de la galerie du Chornais, il ne mesure plus que quelques mètres de puissance.
(3) Renseignement inédit aimablement communiqué par R. Mouterde.

Bien que les conditions d'observation ne soient pas excellentes par suite des éboulis, je pense que ces schistes ne sont pas pincés dans un joint tectonique, mais forment un morceau de la couverture secondaire, conservé en position normale au fond d'un petit fossé en biseau.

i. *Les migmatites de la série satinée dans le massif du Grand Mont.*

Tout le massif, jusqu'à la bordure interne du rameau, au col de la Louze, est constitué par des migmatites de la série satinée.

La migmatisation est plus intense vers le centre du claveau que sur les bords. On y trouve surtout des gneiss granitoïdes à biotite chloritisée et amphibole (anatexites).

Quelques bancs de belles amphibolites à grenat et épidote sont visibles dans le fond de la vallée des lacs de la Tempête. Elles ont été autrefois décrites sous le nom d'éclogites (Ritter, 1897; Duparc et Ritter, 1894).

Des filons de microgranites sont visibles sur le flanc est du Grand Mont à 700 mètres du sommet.

Des filons minéralisés recoupent cette série : on les voit très bien sur le flanc ouest du Grand Mont où ils dessinent des lignes blanches irrégulières. Ils sont d'âge alpin, puisque le Jurassique du Passage du Dard est lui-même minéralisé. Ces filons, dont certains ont été autrefois exploités, sont constitués de quartz blanc ou rose contenant de l'oligiste, de la galène, de la pyrite et de la chalcopyrite (azurite, malachite), de la fluorine, de la barytine et de la calcite.

La couverture triasique adhérente est conservée, au sommet du Grand Mont, dans le fond d'un fossé en biseau. Elle y présente un pendage faible : 15 à 20° SE. Elle est constituée par 5 à 6 mètres de grès blancs supportant des dolomies à patine beige ou rousse. On observe en outre de petits joints comblés de dolomie et de cargneules dans les failles qui limitent au Sud-Est ce fossé. Celui-ci se poursuit vers le Nord-Est et passe à l'est du sommet de Tête Rouge, ainsi que nous le verrons plus loin.

5. La couverture secondaire orientale.

Elle débute au col de la Louze par les grès, dolomies et cargneules du Trias.

Le contact du Cristallin avec la couverture suit approximativement le fond des hautes vallées de la Glaize et du torrent de la Louze, respectivement au sud-ouest et au nord-est du col.

B. COMPLÉMENT À LA COUPE À LA HAUTEUR DU MONT MIRANTIN, DU COL DE LA BATHIE ET DU GRAND MONT

Coupe de la galerie Roselend–la Bathie

L'aménagement hydro-électrique de Roselend comprend une galerie en charge entre le barrage de Roselend et la conduite forcée de la Bathie [1].

La perforation de cette galerie est actuellement terminée. La coupe des terrains rencontrés est représentée par la planche 3, en pochette. Tous les éléments structuraux décrits ci-dessus ont été traversés.

---

(1) Voir annexe.

On a pu faire dans la galerie les observations suivantes :

1. **Le rameau externe.**

Les schistes satinés étaient aquifères de la sortie aval de la galerie jusqu'au PK 3 400 environ [1]. Le débit d'exhaure a atteint 300 litres par seconde, avec une nette variation saisonnière. Comme dans la galerie Isère–Arc, les teneurs en sulfates des venues d'eau étaient comprises entre 20 et 50 milligrammes par litre.

2. **Le synclinal médian.**

Le synclinal médian a été rencontré au PK 3 705. Le point de rencontre effectif ne s'est écarté que de 5 mètres du point prévu comme le plus probable, calculé par une méthode géométrique [2], ce qui montre la régularité des structures dans ce secteur.

Le flanc externe du synclinal médian est composé par du Trias, quelques mètres de cargneules terreuses et anhydrite (au total 170 mètres). Dans l'anhydrite, des lits d'argilolites vertes et violettes plus ou moins dolomitiques, ne dépassant guère quelques centimètres d'épaisseur, sont régulièrement interstratifiés. Les lits d'anhydrite translucide (albâtre), blanche ou grise, mesurent 5 centimètres à 1 ou 2 mètres d'épaisseur. On notera que ce faciès d'anhydrite et d'argilolites interstratifiées n'est pratiquement jamais visible en surface.

Le Lias est formé de schistes noirs plus ou moins marneux localement très plissotés. Des passées charbonneuses y ont été fréquemment rencontrées.

3. **Le rameau interne.**

La traversée de l'extrémité nord-est du *massif de la Légette du Grand Mont* a posé quelques problèmes.

Avant l'exécution des travaux définitifs, une *galerie de reconnaissance* a été attaquée sur le tracé de la galerie en charge à partir du *Chornais* pour vérifier la qualité technique du joint tectonique du ravin de Ner Char (prolongeant vers le Nord-Est la bande de Houiller des ardoisières de Cevins–la Bathie) et des joints tectoniques comblés de Trias de la vallée du Fornet.

Cette galerie et, plus tard, les travaux définitifs ont confirmé les prévisions et ont apporté les précisions suivantes :

a. L'accident de Ner Char présente en profondeur la coupe suivante, du Nord-Ouest au Sud-Est :

— schistes de la série verte,
— dolomies plus ou moins écrasées (épaisseur 20 à 30 m),
— dolomies, cargneules terreuses et quartzites broyés, gorgés d'eau sous pression (15 à 20 kg/cm²) [épaisseur 30 m] [3],
— schistes écrasés du Houiller (épaisseur 20 m),
— migmatites de la série verte.

b. Les migmatites de la série verte présentent un maximum de migmatisation vers le centre du claveau (gneiss à phénocristaux idiomorphes de feldspaths). Les bords du claveau sont constitués par des schistes verts à peine transformés.

[1] PK comptés à partir de la sortie aval de la galerie.
[2] Voir : « Géologie E.D.F. », traversée du synclinal de la Bathie par la galerie en charge, 30 avril 1958 (inédit).
[3] Le franchissement de ces terrains et des précédents par la galerie a nécessité des injections d'étanchement et de consolidation dont les modalités d'exécution sont décrites dans les revues techniques.

c. Le Houiller du Chornais est réduit au niveau de la galerie à quelques mètres de schistes noirs avec écaillage et charbon écrasé. Le passage aux schistes cristallins de part et d'autre du Houiller, se fait insensiblement.

d. Quatre joints tectoniques, comblés de Trias, ont été traversés sous la vallée du Fornet. Ils mesurent respectivement 15, 5, 1 et 10 mètres d'épaisseur [1] et sont remplis de dolomies rubanées, écrasées, bréchiques, de cargneules terreuses et localement de grès broyés. De belles structures de laminage à aspect fluidal ont pu y être observées. Ces joints sont mal visibles en surface.

Le franchissement de l'extrémité nord-est du *massif du Grand Mont* et du *soubassement de la Roche Parstire* n'ont pas posé de problèmes importants. Les gneiss de la série satinée interne, plus ou moins migmatisés, ont été rencontrés. De belles anatexites se trouvent sous la Roche Parstire.

Dans le massif de la Roche Parstire, la surface antétriasique paraît horizontale suivant la coupe de la galerie, parce que l'on a choisi pour celle-ci un tracé en ligne brisée qui garantit une épaisseur convenable de Cristallin au toit de la galerie [2].

Des venues d'eau notables ont été rencontrées le long des 1 500 premiers mètres à partir de la vallée du Poncel lamont. Leur haute teneur en sulfate (de l'ordre de 1 000 milligrammes par litre) conduit à penser que l'eau provient directement du Trias sus-jacent.

C. RÉSUMÉ

La coupe que nous venons d'étudier, à travers le massif du Mont Mirantin et du Grand Mont, apporte deux faits nouveaux : d'abord elle montre pour la première fois la *charnière synclinale* dans le rameau externe, ensuite, elle révèle une *complication croissante du rameau interne.*

Pourtant, la structure de celui-ci reste relativement simple.

Il est constitué par une bande de la série verte migmatisée sur son bord occidental (Légette du Grand Mont) et une bande de la série satinée migmatisée (massif du Grand Mont). Le Houiller est pincé sur les deux bords de la série verte : bande des ardoisières de Cevins-La Bathie à l'Ouest, bande du Chornais à l'Est.

L'orogénèse alpine n'a pas sensiblement modifié la structure hercynienne; le Trias et le Jurassique peuvent se trouver en deux positions tectoniques différentes : soit pincés dans des joints tectoniques parallèles aux directions hercyniennes (col de la Grande Combe–Fornet), soit en placages conservés au fond de fossés simples ou multiples (Légette du Grand Mont–sommet du Grand Mont).

* * *

[1] PK 185 à 200, 220 à 225, 232 à 233, 390 à 400, mesurés à partir du point triple de la fenêtre du Chornais (fond de la fenêtre).
[2] La position de cette surface a été déterminée à l'aide d'une étude structurale poussée dont on trouvera certains éléments ci-dessous. Elle a été vérifiée par procédé géophysique (sismique réflexion et réfraction Sünstrunk, *inédit*) au-dessus de la partie amont de la galerie. Les résultats de la géophysique concordent exactement avec ceux de la géologie structurale.

V. COUPE À LA HAUTEUR DES VALLÉES DE BEAUFORT ET DE ROSELEND

A. DESCRIPTION GÉOLOGIQUE (Pl. 1 *c*, en pochette)

Une coupe NW-SE passant par la vallée de l'Arly, le Signal de Bisanne, la vallée du Doron de Beaufort et les environs de Roselend rencontre successivement les éléments suivants :

1. La couverture secondaire occidentale.

Elle débute avec le Trias sur le versant droit de la vallée de l'Arly, au-dessus de la route d'Héry [1] qui suit à peu de chose près le contact du socle avec la couverture sur presque tout son parcours. C'est la série du massif des Aravis. Elle présente à la base un pendage Nord-Ouest de 30° environ.

2. Le rameau externe.

Il s'élargit à ce niveau et atteint 14 kilomètres de large. Il se divise en deux éléments séparés par un joint comblé de Trias : ce sont les schistes satinés, localement recouverts de Houiller, à l'Ouest, et le granite de Beaufort, à l'Est.

a. *Le Houiller de l'Arly.*

Je n'ai pas repris en détail l'étude des affleurements du Houiller de l'Arly, Pont du Flon, Héry-sur-Ugine, etc. (Goguel, 1956*b*).

Il est surtout gréseux et conglomératique, avec des passées de schistes. Sa discordance sur les schistes satinés est nette. Il présente un pendage général Nord-Ouest, assez peu différent dans l'ensemble de la pente de la paléosurface antétriasique.

On observe localement, associés à ce Houiller typique, des conglomérats, des grès et des schistes verts et violets. Je ne crois pas qu'il faille attribuer ces terrains au Permien (verrucano), mais au Houiller. Leur couleur anormale est due à l'altération antétriasique de la paléosurface du socle. Cette coloration se retrouve d'ailleurs à la fois sur les grès, schistes et conglomérats discordants et localement sur les schistes satinés eux-mêmes, comme le montrent les affleurements situés le long de la route d'Héry, de 2 à 3 kilomètres à l'aval du village.

b. *Les schistes de la série satinée.*

Ils forment le prolongement nord-est du massif du Mont Mirantin et mesurent 12 kilomètres de large. Vers l'Ouest, ils montrent une voûte anticlinale plissotée à grand rayon de courbure, en partie cachée sous la couverture occidentale à la hauteur de la coupe étudiée, et, vers l'Est, un synclinal à charnière pincée et à structure en éventail.

L'allure anticlinale des schistes satinés peut s'observer le long de la route d'Ugine à Queige par le col de la Forcle ainsi que sur les flancs du Mont Cornillon [2]. Les pendages sont très irréguliers : tantôt Nord-Ouest, tantôt Sud-Ouest avec une prédominance au Nord-Ouest sur les flancs de la vallée

[1] Route d'Ugine à Flumet par Héry.
[2] Éperon au sud-ouest du Signal de Bisanne, entre la vallée de l'Arly et celle du Doron-de-Beaufort.

de l'Arly ; l'observation y est d'ailleurs considérablement gênée par les glissements et les balancements généralisés. Dans la région du col de la Forcle, on observe de beaux plissotements dont les axes plongent vers le Nord-Est à 25° ou 30°. Dans la région de Queige, les couches ont des directions variables (NS à NE-SW) ; les pendages oscillent entre 30° et 70° ESE. Plus à l'Est, les pendages se redressent progressivement et atteignent 70° à 80° E à hauteur de la vallée de Hauteluce.

Dans la vallée de Beaufort, la charnière synclinale n'est pas visible, mais on y note une structure en éventail des schistes satinés. L'axe synclinal traverse la vallée à hauteur du Cudray ; on observe là, sur le versant droit de la vallée, un renversement de pendage, de 60° E à 75° W ; en amont, le pendage augmente progressivement puis passe à nouveau à l'Est.

Les schistes satinés sont plissotés, dans la région de la Pierre et en aval de Hauteluce ; ce phénomène est peut-être lié là aux conditions spéciales du métamorphisme (micaschistes albitiques à biotite).

Les schistes satinés forment un grand claveau voûté dont la paléosurface présente un très grand rayon de courbure. La couverture est encore conservée presque horizontale au signal de Bisanne, butte témoin constituée de bas en haut par la série redoublée Trias–Jurassique.

c. *Le granite de Beaufort.*

Il est séparé des schistes satinés par une lame verticale d'une dizaine de mètres d'épaisseur au moins de Trias (dolomies et cargneules). Ce joint tectonique est visible dans le fond de la vallée du Poncellamont et la partie basse du ravin des Curtillets, de part et d'autre de la vallée du Doron de Beaufort.

Le granite forme un claveau voûté allongé NE-SW, de 2 kilomètres de large et affleurant sur 3 kilomètres de long. C'est une roche à grain assez régulier, rose et verte, à biotite chloritisée et parfois amphibole. L'écrasement l'a rendue schisteuse. On peut l'observer le long de la route Beaufort–Roselend, à la traversée des gorges que le Doron y a creusées.

Les faciès de bordure du granite sont des diorites, des gneiss œillés verdâtres ou des schistes écailleux gris ou verts. Ces roches affleurent sur les deux versants de la vallée, juste à hauteur de Beaufort et dans les gorges du Doron à 1 500 mètres en amont de Beaufort. Elles diffèrent notablement des schistes de la série satinée, mais l'attribution du granite de Beaufort à cette série ne fait pourtant pas de doute. Cette attribution repose, d'une part, sur le fait qu'il diffère du granite du Roc Blanc, qui, lui, appartient indubitablement à la série verte, d'autre part, sur sa ressemblance avec les granites de la série satinée connus plus au Sud [1]. Enfin, sa position structurale en fait le prolongement du granite d'Épierre qui appartient à la série satinée.

Le granite de Beaufort est tranché par la surface antétriasique. Cette surface a été dégagée par l'érosion sur le dos du verrou glaciaire du Bersend et des Villes-dessus, de part et d'autre du Doron. Le granite, dégagé par l'érosion glaciaire, forme un magnifique verrou que le Doron a scié sur 300 mètres de hauteur, en amont de Beaufort. Les arkoses du Trias sont rarement visibles : elles ont été rabotées par le glacier ou sont couvertes de moraine. On les retrouve cependant dans le ravin des Îles à 900 mètres à l'est du Bersend ; elles reposent sur une zone de gneiss granitoïde altéré contenant des nodules de calcaire dolomitique. Leur pendage est de 40° SE. En outre, elles ont été recoupées à la cote 1010 environ par la galerie de l'aménagement hydro-électrique Fontanus-Domelin, une première fois à l'entrée dans le granite à 600 mètres ESE des Villes-dessus, une seconde fois à la sortie du granite 1 100 mètres plus loin (fig. 22).

3. Le synclinal médian.

Il n'affleure pas dans le fond de la vallée du Doron. La morphologie accuse pourtant son passage en amont du granite, dans la dépression des Cernix. Il est complètement couché et écrasé sur le dos et en arrière du claveau du granite de Beaufort.

[1] Granite des Sept Laux en particulier.

4. Le rameau interne.

a. *La série verte supérieure.*

Le rameau interne débute par la série verte supérieure : schistes verts, schistes gris avec bandes de schistes noirs : l'ensemble mesure environ 600 mètres d'épaisseur.

Rive gauche du Doron, tout est caché par les formations quaternaires; rive droite par contre, l'éperon au nord-est des Cernix montre les schistes verts avec, à leur base, une intercalation de schistes noirs large de 100 à 200 mètres. Cette bande fait bien partie de la série verte, comme le montrent les passées des schistes verts qu'elle contient.

b. *Le granite du Roc Blanc et son auréole (granite de la série verte).*

A 600 mètres en amont des Cernix, les schistes deviennent plus foncés et compacts : des feldspaths apparaissent et l'on entre progressivement dans une série de gneiss œillés, bien visibles le long de la route en aval des Fontanus. Ceux-ci encadrent le granite du Roc Blanc dont l'épaisseur, au fond de la vallée, ne dépasse pas 400 mètres. Il est caché sous des éboulis, mais on en trouve de beaux échantillons dans le cône débouchant en face des Cernix.

La schistosité des gneiss de l'auréole et du granite lui-même se redresse d'Ouest en Est : plongeant à 45° SE près des Cernix, elle est presque verticale dans la dépression de Fontanus.

Sur la figure 22, j'ai fait figurer une coupe partielle passant par l'Outray pour montrer la position du granite de l'Outray par rapport au granite du Roc Blanc.

La position du granite de l'Outray par rapport au synclinal médian pose des problèmes délicats d'interprétation. Il est en effet très difficile de faire la part entre le déversement de la série verte sur le granite de Beaufort, et les accidents subverticaux limitant le granite de l'Outray, et probablement le granite de Beaufort vers l'Est.

c. *Le joint tectonique col du Pré-Fontanus-col du Sallestet.*

Une lame, large d'une cinquantaine de mètres, faite de dolomies et cargneules triasiques, affleure à 150 mètres à l'aval du pont des Fontanus [1] : c'est un joint tectonique subvertical. Il jalonne un accident ayant rejoué durant les phases alpines, passant par le col du Pré et celui du Sallestet. Il est à l'origine de l'ombilic glaciaire des Fontanus.

Les deux cols, beaucoup plus élevés dans l'édifice structural, correspondent à des fossés dans lesquels le Jurassique est largement conservé.

Le joint tectonique s'est localisé au contact de la série verte du Roc Blanc et de la série satinée de Roselend.

d. *La série satinée de Roselend.*

Au droit de la vallée du Doron, entre le joint tectonique des Fontanus et la retombée de la couverture secondaire au bord oriental du rameau interne, la série satinée constitue un claveau voûté massif. Elle est légèrement migmatisée, de couleur gris foncé, et recoupée par de nombreux filons ou amygdales de quartz. Les migmatites franches n'apparaissent que plus au Sud, en direction du Grand Mont, ou plus au Nord, vers le massif des Enclaves.

La couverture secondaire recouvre entièrement ce claveau dans le massif de la Roche Parstire et se raccorde au remplissage du fossé du col du Pré. Cette région sera décrite ultérieurement. Des témoins d'arkoses existent encore à 1 750 mètres d'altitude sur l'épaulement de Comboutin–l'Entrus au sud de la vallée du Doron de Beaufort. De même, des placages de dolomies et de car-

[1] Des calcaires noirs jurassiques sont coincés dans ce joint dans la partie inférieure du ravin du Sallestet.

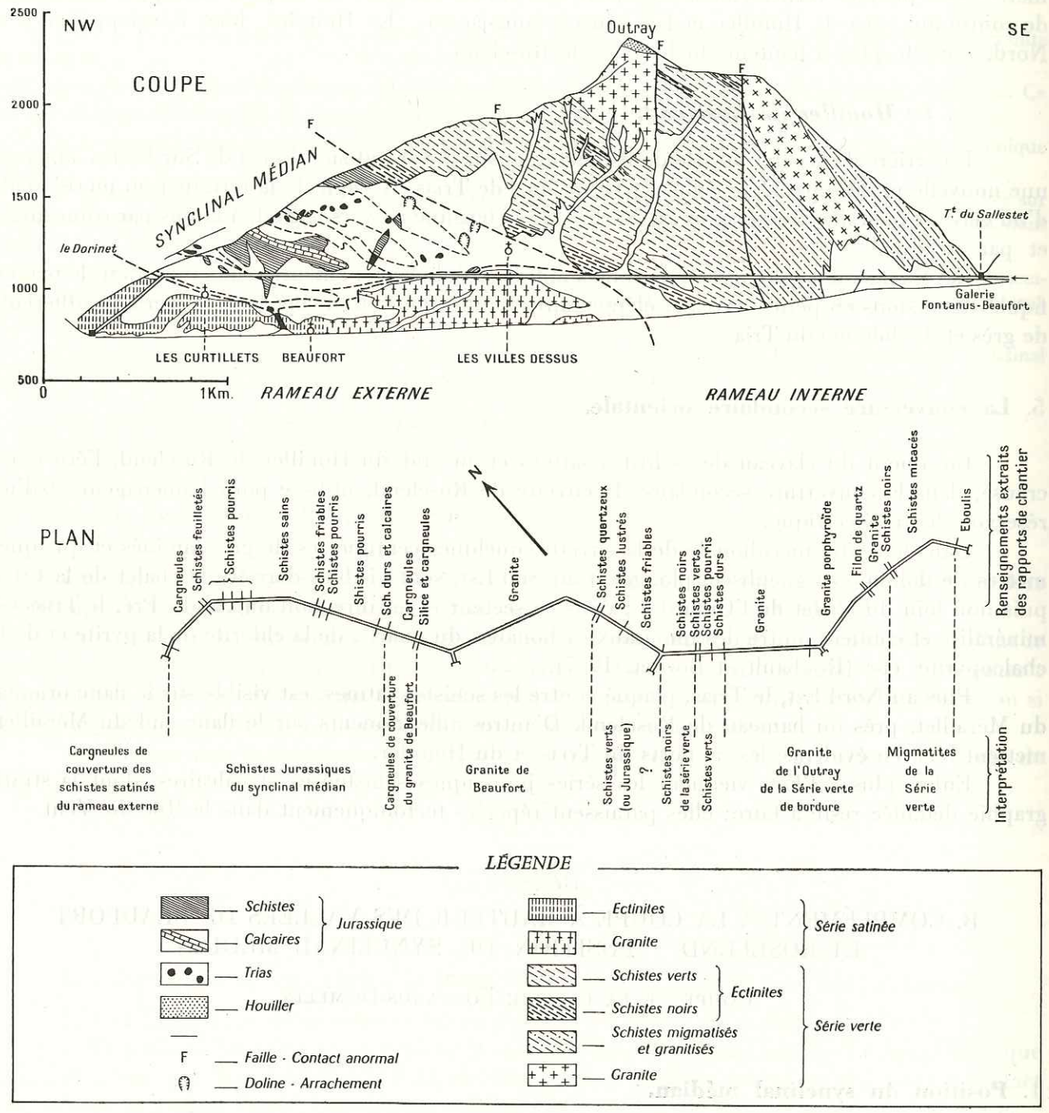


FIG. 22. — Projection sur un plan vertical de la rive droite du Doron de Beaufort à hauteur de Beaufort.

gneules sont conservés sur les schistes de l'éperon du Méraillet, à la faveur de petites failles; ils jalonnent la surface antétriasique à proximité du barrage de Roselend.

Dans la région du col de Sur Frêtes, des grès et des conglomérats houillers épais de quelques mètres sont plaqués verticalement en arrière des schistes satinés. On ne peut distinguer de solution de continuité entre le Houiller et les schistes sous-jacents. Le Houiller, bien développé vers le Nord, n'existe plus à hauteur du barrage de Roselend.

e. ***Le Houiller de Roselend.***

En arrière de la série satinée de Roselend, et sur le versant sud du col de Sur Frêtes, apparaît une nouvelle unité séparée de celle-ci par un joint de Trias. Il s'agit de la terminaison méridionale d'un claveau bien développée plus au Nord [1]. Il se termine ici vers le Sud, à la fois par coincement et par ennoyage.

Les travaux de construction de routes ont dégagé de beaux affleurements montrant de magnifiques distorsions en petits claveaux élémentaires voûtés, portant encore leur couverture adhérente de grès et de dolomie du Trias.

5. La couverture secondaire orientale.

En amont du claveau des schistes satinés et au sud du Houiller de Roselend, l'érosion a creusé, dans la couverture secondaire, la cuvette de Roselend, utilisée pour l'aménagement d'un réservoir hydro-électrique.

Dans la partie méridionale de la cuvette, quelques centimètres de grès laminés et quelques mètres de dolomie cargneulisée, plongeant au Sud-Est, sont visibles derrière le chalet de la Cula, puis non loin du chalet de l'Outard [2]; dans ce secteur et en direction du col du Pré, le Trias est minéralisé et contient, outre des minéraux carbonatés, du quartz, de la chlorite de la pyrite et de la chalcopyrite, etc. (Roubault et Bordet, 1947).

Plus au Nord-Est, le Trias, plaqué contre les schistes satinés, est visible sur le flanc oriental du Méraillet, près du hameau de Roselend. D'autres affleurements sur le flanc sud du Méraillet, mettent bien en évidence les rapports du Trias et du Houiller.

Enfin, plus à l'Est, viennent les séries jurassiques schisteuses et calcaires, dont la stratigraphie détaillée reste à faire; elles paraissent répétées tectoniquement dans le Roc du Vent.

B. COMPLÉMENT À LA COUPE À HAUTEUR DES VALLÉES DE BEAUFORT ET ROSELEND : POSITION DU SYNCLINAL MÉDIAN

Coupe de la galerie Fontanus-Domelin

1. Position du synclinal médian.

La principale question posée par la coupe, à la hauteur de la vallée du Doron de Beaufort, est celle de la position du synclinal médian. Les auteurs ont jusqu'à présent admis que le synclinal médian était situé dans l'axe de la vallée du Poncellamont et qu'il était représenté sur la rive droite du Doron, par la bande de Trias passant dans le fond du ravin sous le hameau des Curtillets.

[1] Claveau de la Grande Pierrière.
[2] Rive gauche du Treicol, dans la cuvette en amont du barrage de Roselend.

Cette interprétation est erronée, comme le montre la figure 22. Cette figure est obtenue en projetant sur un plan vertical les affleurements de la rive droite du Doron entre la vallée du Dorinet et le Moulin du Pont (500 mètres en amont des Cernix). De l'observation de cette figure, on tire les conclusions suivantes :

1. La surface antétriasique sur les schistes satinés externes se poursuit presque à la même hauteur sur le granite de Beaufort.
2. Cette paléosurface présente une disposition en fossés multiples peu accentués, en avant du granite. Ce dernier constitue un ensemble de claveaux en touches de piano de forme générale voûtée.
3. La lame de Trias, qui sépare les schistes satinés du granite, a tous les caractères d'un joint tectonique comblé.
4. La série verte est déversée *sur le dos* du granite avec un pendage moyen de 30°. Elle est de plus couchée sur un paquet de Trias et de Jurassique. L'ensemble de cette structure ressemble beaucoup à un fossé en biseau, dont le flanc interne serait complètement déversé.
5. Le Trias et le Jurassique sont tectoniquement répétés au moins trois fois. 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.
6. Cet ensemble vient se coincer en arrière du granite de Beaufort et forme le prolongement du synclinal médian. Le joint tectonique qui le prolonge en profondeur passe en arrière du granite de Beaufort.

En conséquence, le *granite de Beaufort* appartient bien *au rameau externe.*

2. La coupe de la galerie Fontanus - Domelin.

La coupe géologique de la galerie Fontanus–Domelin n'a pas été levée avec précision lors des travaux. Les seuls éléments dont nous disposions sont reportés sur la figure 22.

La partie aval est entièrement creusée dans les schistes jurassiques; la partie centrale dans le granite de Beaufort. La partie amont traverse des schistes dont la nature est difficile à déterminer : on ne sait pas si ce sont des schistes jurassiques qui descendent jusqu'au niveau de la galerie, ou si des schistes de la série verte sont appliqués directement contre le granite.

Dans ce secteur, la galerie ne paraît pas avoir rencontré de Trias, en dehors des grès de base [1].

C. RÉSUMÉ

La coupe à hauteur des vallées de Beaufort et Roselend apporte *trois faits nouveaux :*

1. La *réapparition du granite* de la série satinée au milieu du massif.
2. Sa position dans le rameau externe et non plus dans le rameau interne. Ce fait prouve que l'*accident alpin* qui constitue le synclinal médian *quitte l'accident hercynien* qui met en contact série satinée et granite satiné, pour suivre celui qui met en contact granite satiné et série verte.
3. Pour la première fois, nous constatons un *déversement* net du rameau interne par-dessus le rameau externe.

*
* *

[1] « Schistes quartzeux » dans les rapports de chantier.

VI. COUPE À LA HAUTEUR DU LAC DE LA GIROTTE ET DU COL DU BONHOMME

Cette coupe est sensiblement plus complexe que les coupes précédentes, car elle intéresse deux éléments nouveaux, en plus du massif de Belledonne; ce sont, d'une part, les écailles intermédiaires entre Belledonne et le Mont Blanc (Roselette, Roches Franches, La Pénaz). D'autre part, la terminaison méridionale du massif du Mont Blanc à l'est du col du Bonhomme.

A. DESCRIPTION GÉOLOGIQUE (Pl. 1 *d*, en pochette)

1. Le massif de Belledonne.

a. *La couverture secondaire occidentale.*

Elle recouvre en grande partie le rameau externe. Constituée par la partie sud-ouest de la série jurassique du Mont Joly, elle forme la lourde arête de l'Aiguille Croche au Chard du Beurre. Deux importants témoins de cette couverture reposent sur la surface antétriasique plus au Sud-Ouest. Ce sont : le Signal de Bisanne (déjà signalé dans la coupe précédente) et le Lachat.

Dans les zones où ces séries sédimentaires s'enracinent (vallée du Dorinet et col du Joly), le Trias est injecté en plusieurs lames séparant les séries répétées du Jurassique. En particulier, en face du lac de la Girotte, à la hauteur de la coupe étudiée, le Trias est répété quatre fois. C'est l'indice d'un écaillage de la couverture plutôt que la preuve de l'existence de grands plis couchés, tels que les concevait Ritter (E. Paréjas, 1925).

b. *Le rameau externe.*

1. *Les schistes de la série satinée.*

Leur affleurement mesure environ 9 kilomètres de large, mais la surface structurale du claveau qu'ils forment s'enfonce vers le Nord-Est sous la couverture secondaire dans la région de Flumet et du Mont Rouge.

Leur structure n'est pas aussi simple que celle qui a été décrite dans la coupe précédente : les axes des plissements habituellement orientés Nord-Sud à NNE–SSW paraissent s'infléchir et prendre localement une direction Est-Ouest (éperon entre le Nant Rouge et le Nant du Milieu).

Les derniers affleurements des schistes satinés se trouvent dans le fond de la vallée de l'Arly à 1 500 mètres en amont de Flumet, dans le versant nord de la vallée du Nant Rouge, dans la partie inférieure de son affluent le Nant du Milieu, au col des Saisies et dans le fond de la vallée du Dorinet à hauteur de Hauteluce.

Vers le Nord-Est, les schistes satinés reparaissent dans la boutonnière de Megève. Dans toute cette région, les premiers mètres de schistes satinés, sous le Trias, ont fréquemment une teinte rouge violacée, parfois verte, qui les a fait confondre avec le Permien. En réalité, les dépôts permiens n'existent vraisemblablement nulle part.

Cette coloration est due à une altération de la pénéplaine posthercynienne, antérieure aux premiers dépôts du Trias. Le toit des schistes satinés est fréquemment caverneux avec, par endroits, une patine noirâtre d'aspect scoriacé. Des vides sont remplis par un calcaire dolomitique jaune ressemblant à celui du Trias. Ce phénomène n'est pas propre à la région étudiée ici (Paréjas, 1921, p. 435). Il a été décrit récemment en Suisse avec beaucoup de précision par E. Niggli (E. Niggli et W. Bruckner, 1954).

En outre, ces formations peuvent avoir été affectées postérieurement par des phénomènes hydrothermaux. C'est ainsi que j'interprète en particulier les formations curieuses à jaspes rouges, visibles au contact Cristallin-Trias dans la célèbre carrière de Feug (Lugeon, 1918).

Ces phénomènes d'altération des schistes satinés peuvent être observés en outre :

— dans la boutonnière de Megève, le long de la route de Praz-sur-Arly à Megève, au pied du calvaire, à 1 500 mètres au sud-ouest de Megève;

— dans la vallée de l'Arly, aux derniers affleurements de schistes satinés, en amont du pont sur l'Arly;

— le long de la route de Flumet à Notre-Dame-de-Bellecombe, en particulier dans le premier virage à la sortie de Flumet;

— à l'extrémité sud-ouest du Signal de Bisanne, à mi-distance entre celui-ci et la Croix de Coste;

— le long de la route de Hauteluce au col des Saisies, vers l'altitude 1 350 (Les Pémonts);

— près du pont de la route de Hauteluce à Belleville, dans le fond du ravin, à 700 mètres en amont de Hauteluce, etc.

2. *Le granite de la Chaudanne.*

Il affleure uniquement en face du lac de la Girotte en bas du versant droit de la vallée du Dorinet, dans le fond du ravin de la Chaudanne, aboutissant à 400 mètres en aval de l'usine électrique de Belleville–la Girotte. Il est surmonté par un niveau peu épais de conglomérat houiller transgressif puis par le Trias et les schistes et calcaires jurassiques, en séries répétées, qui constituent le flanc sud-est de l'arête Mont de Vorès–Aiguille Croche (Letourneur, 1944).

Chose curieuse, le granite de la Chaudanne n'apparaît pas dans la morphologie; en amont et en aval de son affleurement, le versant est recouvert par d'épais placages de tufs de source provenant des circulations d'eau dans le Trias surmontant le granite. En dehors de cet affleurement, exploité en carrière, le granite n'affleure nulle part.

Seuls des gneiss de bordure du granite apparaissent localement dans le versant, à quelques centaines de mètres en amont.

D'autre part, un très petit affleurement de gneiss à biotite est visible dans le lit du Dorinet en amont du moulin d'Annuit [1]. Ces gneiss font vraisemblablement aussi partie des faciès de bordure du granite. Ils sont un jalon entre les affleurements du granite de Beaufort et celui de la Chaudanne.

Le granite de la Chaudanne présente un grain régulier, rose et vert, identique à celui de Beaufort; c'est le granite de la série satinée.

Nous ignorons tout de l'accident probable qui sépare, vers l'Ouest, le granite des schistes satinés. Cet accident se trouve entièrement caché sous la couverture secondaire du versant droit de la vallée du Dorinet.

c. *Le synclinal médian.*

Il se trouve sensiblement dans l'axe de la vallée du Dorinet, entre le granite et les gneiss de la Chaudanne et le bas du versant sous le lac de la Girotte, mais il est entièrement caché sous les formations quaternaires.

On le retrouve au Nord-Est dans le fond du ravin du col du Joly; il est constitué par une bande subverticale de cargneules et dolomies triasiques, de schistes et calcaires jurassiques. Mais dès qu'on s'élève dans le versant, on voit ces formations se coucher vers l'Ouest sur le rameau externe dont elles constituent la couverture. Au-dessus vient une deuxième série de Trias et Jurassique, visible dans le versant sud-est de l'arête Mont Vorès-Aiguille Croche et qui doit encore s'enraciner dans le synclinal médian. Par contre, les séries supérieures s'enracinent plus à l'Est.

---

[1] A 2 300 mètres à l'aval du granite de la Chaudanne.

d. ***Le rameau interne.***

1. *Claveau du verrou de la Girotte.*

Il comprend le verrou du lac de la Girotte et son revers nord-ouest.

Il est constitué par les schistes de la série verte supérieure, roches vert foncé, compactes ou litées, parfois plissotées, à pendage moyen de 45° SE (prasinites surtout). Quelques filons de microgranite les recoupent, tel celui qui a été rencontré à l'extrémité aval de la galerie d'accès à la chambre des vannes au pied du barrage (B.R.G.G. 1948, inédit).

Les schistes verts sont affectés par le phénomène de poussée au vide sur l'ensemble du versant dominant la vallée du Dorinet. La morphologie irrégulière, avec replats et crevasses, est caractéristique : le grand glissement des Revers des Près affecte le versant sur 600 mètres de haut. Des fissures ouvertes ont même été rencontrées par les galeries qui ont traversé le verrou au pied du barrage.

La surface antétriasique est voisine de la surface morphologique sur le versant nord du verrou de la Girotte. Des placages de grès sont encore conservés avec un pendage d'environ 20° N entre les cotes 1575 et 1675. Ils soulignent l'ennoyage périclinal du claveau qui disparaît définitivement sous la couverture dans le fond du ravin du col du Joly, au pied du chalet de la Ruelle, à 1 kilomètre au nord-est du Planay.

La surface antétriasique est aussi visible sur le flanc sud-est du claveau : elle s'enfonce juste en amont de l'appui rive gauche du barrage et a été recoupée par les fondations de celui-ci; plus au Nord-Est, elle suit l'ancien émissaire du lac. Elle est marquée par une dalle de grès surmontée de quelques mètres de cargneules. On retrouve les grès dans la vallée du Dorinet sous les chalets de Colombe. Ils ont un pendage faible vers l'Est.

2. *Les écailles du lac de la Girotte.*

Les deux versants du lac de la Girotte sont constitués par une série d'écailles assez compliquées qui s'enracinent en arrière du claveau du verrou du lac. Les conditions d'observation sur le versant nord-est sont relativement bonnes et permettent une interprétation très probable. Le versant sud-ouest, par contre, paraît sensiblement plus compliqué; il est recouvert de moraines, de glissements et de tourbières; aussi en est-on réduit à des hypothèses.

Versant nord-est du lac de la Girotte

Du Nord-Ouest au Sud-Est, la coupe rencontre les éléments suivants :

— schistes verts ..... } sous l'appui droit du barrage;
— quartzites, 1 à 2 mètres ..... } sous l'appui droit du barrage;
— dolomies et cargneules, quelques mètres } sous l'appui droit du barrage;
— schistes et calcaires noirs jurassiques, repliés en plis couchés très laminés; les charnières sont visibles sur la falaise au nord-est du barrage;
— cargneules, 10 à 20 mètres;
— Houiller, 350 mètres : il affleure au chalet du Berger et à la fenêtre 4 de la galerie de Colombe;
— dolomies et cargneules, 30 à 50 mètres;
— Houiller, 200 mètres, avec une petite écaille de schistes cristallins;
— cargneules, 200 mètres;
— schistes de la série satinée.

L'ensemble présente un pendage Sud-Est assez accusé de l'ordre de 45°.

On peut interpréter cette coupe ainsi :

— claveau des schistes de la série verte,
— série normale de couverture,
— deux écailles de Houiller emballées dans des cargneules,
— Trias : bourrage en avant et sur le toit des claveaux plus internes.

Cette interprétation est confirmée par la coupe de la galerie de Colombe, qui traverse en diagonale l'éperon séparant au Nord-Est le lac de la Girotte de la haute vallée du Dorinet (fig. 24).

Versant sud-ouest du lac de la Girotte

Autant qu'on puisse l'observer, la coupe est la suivante, du Nord-Ouest au Sud-Est :

— schistes de la série verte;
— quartzites : mal visibles sur le bord du versant;
— cargneules : à peu près sous le chalet E.D.F.;
— schistes noirs jurassiques : 150 mètres;
— cargneules;
— Houiller : 100 mètres, sur le versant nord de la croupe 1925,8, mais se pinçant vers le lac;
— schistes noirs jurassiques : 250 mètres, au sommet de la croupe 1925,8, mais se pinçant vers le lac;
— cargneules : 20 à 50 mètres, passant au chalet « Vers-le-Lac »;
— Houiller : 20 à 50 mètres;
— schistes jurassiques : 100 mètres, vers la cote 1800, mais se pinçant vers le lac;
— cargneules;
— séries de deux ou trois bandes de Houiller, portant par endroit leur couverture de grès de base du Trias, soit sur un flanc, soit sur l'autre, le tout emballé dans les cargneules;
— dernière bande de Houiller : 350 mètres, au niveau du lac, avec au milieu une pincée de Trias;
— cargneules et dolomies : 50 à 100 mètres, dans le ravin débouchant au fond du lac : c'est le remplissage de l'accident qui sépare la série verte de la série satinée;
— schistes satinés.

Cette coupe peut s'interpréter comme suit :

— claveau des schistes de la série verte,
— série normale de couverture,
— deux écailles présentant la succession Trias–Houiller–Lias,
— trois ou quatre écailles de Houiller emballées dans les cargneules,
— Trias remplissant l'accident entre séries verte et satinée (joint tectonique),
— claveau des schistes satinés (massif des Enclaves).

Le pincement des éléments en direction du lac indique qu'il n'y a probablement pas continuité entre les coupes fournies par les deux versants.

3. *Le massif des Enclaves*

Le claveau des Enclaves est constitué par les schistes de la série satinée légèrement migmatisés. On y observe des bancs à allure franchement gneissique à un ou deux micas, ainsi que quelques filons de granulite, de microgranite ou de pegmatite.

C'est un claveau complexe qui s'ennoie périclinalement vers le Nord-Est à la hauteur de la vallée du Dorinet. Il est divisé en trois éléments principaux, à hauteur du lac de la Girotte.

a. *Le petit claveau occidental des Enclaves.* — Il se distingue très bien au milieu des cargneules, surtout sur la rive droite du lac. Il mesure 150 à 200 mètres d'épaisseur; il est légèrement déversé vers l'Ouest.

Son toit, arqué en forme de voûte, est souligné par le liséré des grès de base de Trias; le « top » de la voûte se trouve vers la cote 1880.

Il est également visible sur l'autre rive : sa forme voûtée est encore soulignée par l'enrobage des grès triasiques sur l'éperon situé 500 mètres au sud de l'extrémité méridionale du lac, vers les cotes 2 000 à 2 050 mètres. La retombée externe des grès de base du Trias, à pendage Nord-Ouest, est presque parallèle à la pente topographique entre les cotes 1890 et 2000 (surface structurale).

b. *Le fossé du fond du lac.* — Au sud-est du petit claveau précédent, existe un fossé en biseau rempli de cargneules. Il est large de 250 mètres environ et se trouve recoupé par le cirque du fond du lac : ce cirque est entièrement entaillé dans les schistes satinés, car il se trouve plus bas que le fond du fossé.

Par contre, les sections nord-ouest et sud-est du fossé sont visibles assez haut sur les deux versants. Le fond du fossé est caché de chaque côté par les éboulis : il se situe vers la cote 1800 au Nord-Ouest et 1900 au Sud-Est.

De ce côté, de grosses résurgences en sortent; elles proviennent, à travers les cargneules, du petit Lac Noir, situé 1 kilomètre au Sud-Ouest, dont l'émissaire disparaît dans une profonde doline creusée juste sur le bord oriental du fossé.

c. *Le claveau oriental des Enclaves.* — À l'est du lac de la Girotte, il mesure 900 mètres de large, mais il va en s'amincissant du Sud au Nord pour s'ennoyer définitivement sous la couverture secondaire à hauteur de la vallée du Dorinet.

Les schistes satinés légèrement migmatisés qui le constituent ont des pendages moyens de 70 à 80° ESE. Ils sont recoupés par un certain nombre de cassures bien visibles dans la morphologie, suivant deux directions orthogonales : NE-SW et NW-SE; ces cassures sont vraisemblablement d'âge alpin.

Le claveau des Enclaves est voûté. La surface antétriasique est recoupée par un certain nombre de failles principalement NE-SW qui la décalent en escalier. Le Trias discordant affleure sur le bord oriental du claveau et présente là un pendage moyen de 45° à 55° ESE. Il est constitué par un à trois mètres de grès, surmontés par des dolomies et des cargneules.

4. *Le fossé d'Entre-Roches.*

La vallée du torrent d'Entre-Roches, orientée presque Nord-Sud, mesure 3 kilomètres de longueur depuis le col de la Gitte jusqu'au coude où elle rejoint la haute vallée du Dorinet, orientée SE-NW. Elle est creusée dans un grand fossé qui limite vers l'Est le claveau des Enclaves. Ce *fossé* [1], large de 200 mètres au moins, est rempli par des cargneules et dolomies triasiques, au milieu desquelles est coincée une longue et mince écaille d'une formation qu'il est difficile d'identifier. C'est *l'écaille* d'Entre-Roches. Celle-ci est composée de roches schisto-gréseuses, parfois conglomératiques qui ressemblent localement au Houiller (mais avec des couleurs vertes et violettes, au col de la Gitte), et ailleurs aux schistes de la série verte. Par continuité structurale vers le Sud, on sait qu'il s'agit de Houiller.

L'épaisseur de cette écaille varie de 0 à 150 mètres. Son pendage est compris entre 45° ESE au col de la Gitte et 70° ESE à son extrémité nord, près de la prise d'eau de la galerie de Colombe; elle est bordée localement sur l'un ou l'autre de ses flancs par les grès de base du Trias.

D'autres petites écailles pointent au milieu du Trias de part et d'autre de l'écaille principale : il en existe deux à hauteur de la Combe Durand; elles ne mesurent que quelques dizaines de mètres d'épaisseur et 100 à 200 mètres de longueur.

5. *Le claveau de la Grande Pierrière.*

La Grande Pierrière est un replat, couvert d'un « rock stream » sur le dos du claveau que nous étudions. Celui-ci est constitué principalement par une alternance de schistes, de grès et de conglomérats houillers, avec un pendage de 45° à 60° E.

Sous le Houiller affleure une autre formation, mais elle est mal visible. Il s'agit probablement des schistes et des conglomérats métamorphiques de la base de la série satinée. Ils apparaissent

[1] Qui peut être interprété comme la partie supérieure d'un joint tectonique comblé.

en quelques points au pied de la falaise occidentale. La limite entre Houiller et conglomérats métamorphiques reste très difficile à préciser : il s'agit dans les deux cas de sédiments grossiers de même nature pétrographique qui ne se différencient que par leur degré de métamorphisme; l'écrasement alpin vient de plus oblitérer les textures.

La série satinée a été rencontrée sous le Houiller par la galerie Bon Nant-Girotte. La surface de contact entre ces deux formations est soit ondulée, soit hachée de failles en escalier, car on a traversé plusieurs fois la succession Houiller-Cristallin.

6. *Le couverture parautochtone du claveau de la Grande Pierrière.*

Elle est constituée par les grès, dolomies et cargneules du Trias en placages plus ou moins gondolés et décalés par des failles NNW-SSE à NW-SE. Cette disposition en touches de piano est bien visible à l'est de la Combe Durand; elle montre nettement les distorsions et fracturations de détail de la surface antétriasique sur la voûte d'un claveau.

Le Trias est surmonté par les schistes jurassiques à faible pendage ESE, cachés sous le « rock stream » de la Grande Pierrière, mais visibles cependant au Nord (Tête du lac de Roselette) et au Sud (1 kilomètre au sud-ouest de la Tête de la Cicle).

2. **Les écailles intermédiaires entre Belledonne et Mont Blanc** (fig. 23).

a. ***La série sédimentaire charriée de Roselette.***

Au-dessus de la série parautochtone précédemment décrite, se trouve charriée une série sédimentaire visible surtout sur l'arête nord-ouest de l'Aiguille de Roselette. Le contact est souligné par un niveau de cargneules.

Cette série a été décrite en détail par R. Trumpy (1952) qui l'a comparée à celle des nappes helvétiques.

Elle débute à la base par le Trias et monterait au sommet jusqu'au Crétacé inférieur.

Épaisseurs	Nature	Âge probable
	Cristallin de Roselette.	
4 à 5 mètres	Calcschistes sombres	?
18 mètres	Calcaires grenus homogènes plus ou moins saccharoïdes; cassure et patine claires (petite paroi blanche).	Urgonien.
25 à 30 mètres	Calcschistes et calcaires marneux en plaquettes; cassure gris bleu; patine gris moyen (dépression topographique).	Berriasien-Valanginien.
11 mètres	Calcaire lité à grain fin; cassure gris bleu; patine beige (ressaut topographique).	Malm.
1,5 mètre	Calcaires en plaquettes bleus à taches d'ankérite	Argovien.
1,5 mètre	Schistes marneux tendres beige à séricite	Callovo-Oxfordien ?
1 mètre	Calcschistes sableux en plaquettes irrégulières	Dogger ?
1 mètre	Schistes argileux noirs, un peu ferrugineux	Aalénien ?
3 mètres	Calcaires gréseux rubanés	Lias moyen.
10 mètres	Schistes marneux et calcaires en plaquettes gris bleu foncé	Lias inférieur.
2 mètres	Calcaires bleutés, à lits sableux	Lias moyen ?
10 à 12 mètres	Schistes noirs mordorés avec lits de quartzites ferrugineux	Rhétien ?
	Cargneules Quartzites	Trias.

Cette série, très importante en ce qui concerne l'interprétation structurale des séries de couverture, forme le soubassement de la klippe cristalline de Roselette et de l'écaille cristalline du Plan de la Fenêtre.

Elle affleure sur le pourtour ouest, nord et est des lambeaux cristallins, et se trouve même coincée entre la klippe de Roselette et l'écaille du Plan de la Fenêtre.

La barre calcaire attribuable à l'Urgonien souligne parfaitement la base du Cristallin et peut s'observer pratiquement tout autour.

b. *Le massif cristallin de Roselette-Tête de la Cicle.*

Il est constitué par deux unités : la klippe de Roselette et l'écaille du Plan de la Fenêtre.

La klippe cristalline de Roselette repose dans un berceau, d'axe ENE-WSW constitué par la série sédimentaire charriée qui vient d'être décrite. Elle mesure 3,5 kilomètres de longueur, 500 à 700 mètres de largeur et 300 à 500 mètres d'épaisseur.

Sa position charriée sur les terrains sédimentaires a été signalée pour la première fois par Paréjas (1926) [1].

Le bord sud-est de la klippe est formé par un accident vertical orienté NNE-SSW passant par le col de la Cicle. Les couches de schistes et de calcaires des Roches Franches y sont rebroussées à la verticale contre le Cristallin de la Tête de la Cicle. En outre, sur le versant sud-ouest du col, les écailles de Cristallin de la Gitte (voir plus loin) viennent se coincer contre le Cristallin de la klippe. Ceci a pu faire croire à l'identité de la klippe de Roselette avec les écailles de la Gitte, identité qui paraît douteuse.

L'écaille du Plan de la Fenêtre affleure sur le Plan de la Fenêtre, au pied de l'arête Roselette–Tête de la Cicle, vers l'Est. Elle repose dans le même berceau de la série sédimentaire charriée que la klippe de Roselette. Bien que ses rapports exacts avec cette dernière ne puissent être établis en raison de l'abondance des terrains de couverture, son individualité est très vraisemblable comme le montre la fig. 25.

Le Cristallin de la klippe de Roselette et de l'écaille du Plan de la Fenêtre n'a pu être rapporté jusqu'à présent avec certitude à aucun des faciès des séries du socle. Il s'agit surtout de migmatites (gneiss rubanés) à texture cataclastique très poussée, dans lesquelles on reconnaît des zones granulitiques. Quelques échantillons sont des roches volcaniques métamorphiques semblables à celles que l'on connaît dans la série verte. L'ensemble des faciès évoque les migmatites de la série verte; mais cette attribution n'est qu'une hypothèse.

c. *Le massif des Roches Franches et de l'Aiguille de la Pénaz.*

Le massif qui prolonge vers le Sud l'arête de Roselette–Tête de la Cicle est constitué par un ensemble de schistes et de calcaires, d'âge encore non précisé, replié et déversé vers l'Ouest [2].

Deux importantes surfaces de contact anormal recoupent cet ensemble. Des écailles ou des noyaux de Cristallin s'y trouvent coincés; ils ont été arrachés au socle et participent à la tectonique de couverture.

---

[1] P. Petiteville et G. Noizet ont confirmé cette interprétation pour l'extrémité nord de la klippe en 1949 (inédit). Voir aussi Cl. Bordet, 1952 *a*.

[2] De très intéressantes études de J. Rosset, encore inédites, montreraient que, dans ce massif, comme dans la série charriée de Roselette, la série sédimentaire serait très complète et s'étendrait même jusqu'au Flysch.

Fig. 23.

a = Panorama géologique du flanc sud-ouest du massif de la Tête de la Cicle–Aiguille de la Pénaz, reconstitué d'après les levers et des photographies (projection des affleurements sur un plan vertical orienté N.L 127° E.);

b = Panorama géologique du flanc nord-est du massif de l'Aiguille de Roselette–Tête de la Cicle–Aiguille de la Pénaz, reconstitué d'après les levers et des photographies (projection des affleurements sur un plan vertical orienté N.L 125° E.).

Les éléments structuraux se succèdent d'Ouest en Est dans l'ordre suivant (fig. 23, *a*) :

1. *La série schisteuse du versant occidental de la vallée du torrent de la Cicle.*

Cette série est le prolongement de la série de couverture autochtone du claveau de la Grande Pierrière. Elle présente un pendage moyen de 20° ESE.

Le contact entre cette série et la série sédimentaire charriée de Roselette n'est pas visible dans le haut de la vallée au pied de la Tête de la Cicle.

Deux ou trois bandes de cargneules triasiques y sont injectées, notamment à l'aval du chalet du Coulond, dans la partie basse de la vallée de la Cicle.

2. *Les écailles cristallines de la Gitte, dans la vallée du torrent de la Cicle.*

Elles jalonnent une surface de chevauchement à la base du versant oriental de la vallée du torrent de la Cicle. Le long de celle-ci s'aligne un *chapelet de noyaux cristallins*, discontinus, épais d'une centaine de mètres au maximum. On les retrouve sous forme de *trois lambeaux de charriage* sur le versant occidental de la vallée, reposant sur la couverture autochtone :

— l'un près du chalet de Chavonne,
— le second forme l'éperon des Crêtets,
— le troisième constitue les abrupts à 800 mètres au SSW du col de la Cicle.

Cette disposition en lambeaux charriés avait déjà été remarquée par J. Goguel en 1947 (inédit).

3. *Les écailles cristallines de la Balme et des Roches Franches, au pied du versant nord des Roches Franches et de la Pénaz* (fig. 23, *b*).

Deux écailles cristallines affleurent de l'autre côté de l'arête, au pied nord des abrupts calcaires des Roches Franches et de la Pénaz. La première est peu visible : elle forme trois petits affleurements au milieu des éboulis des Roches Franches vers la cote 2100. Elle est directement surmontée par des schistes de la série sédimentaire. C'est l'*écaille des Roches Franches*.

La seconde est très visible et forme un gros noyau sombre au pied de la Pénaz; *c'est l'écaille de la Balme*.

Ces deux écailles sont dans le prolongement structural des écailles de la Gitte sous les Roches Franches et la Pénaz.

4. *La série sédimentaire des Roches Franches et de l'Aiguille de la Pénaz.*

Cette série forme des replis déversés vers l'Ouest. Elle paraît comporter un flanc plus ou moins étiré, reposant sur les écailles cristallines de la Cicle et des Roches Franches, avec un niveau calcaire compris entre deux niveaux schisteux.

Puis viennent deux anticlinaux formés par le niveau calcaire, déversés vers l'Ouest, visibles sur le flanc ouest de l'arête de la Pénaz. Ces deux anticlinaux présentent un axe qui s'enfonce vers le SSW. Ils s'ennoient tous les deux sous leur enveloppe de schistes, sur le flanc occidental de l'arête de la Pénaz.

Seul l'anticlinal oriental, qui forme le sommet de l'Aiguille de la Pénaz, réapparaît dans le fond de la vallée de la Gitte à 1 kilomètre à l'est du hameau de la Gitte. La charnière de cet anticlinal est visible sur les deux flancs de la vallée (fig. 23, *a*).

Enfin, le flanc nord-est de la Pénaz, constitué par l'anticlinal calcaire oriental montre un épaississement et des plissotements, avec deux charnières anticlinales et deux charnières synclinales (fig. 23, *b*).

Le synclinal schisteux situé sous le premier anticlinal s'amortit vers le NNE, et aboutit au sommet des falaises calcaires des Roches Franches au sud-ouest du col de la Cicle entre les points cotés 2467 et 2498.

Le second synclinal compris entre les deux anticlinaux passe au col des Chasseurs (200 mètres à l'ouest du sommet de la Pénaz), et se pince vers le Nord à quelques mètres au-dessus du sommet de l'écaille cristalline de la Balme (fig. 23, *a* et *b*).

5. *Les écailles cristallines de la Pénaz.*

Une surface de contact anormal à pendage ESE, très redressée, limite à l'Est la série sédimentaire plissée des Roches Franches et de la Pénaz. Cette surface est jalonnée par un chapelet de noyaux cristallins discontinus et généralement peu épais (0 à 50 m). Ces noyaux avaient été remarqués par Ritter sur le flanc nord-est de la Pénaz, au-dessus des chalets de Jovet (Ritter, 1897, p. 121). Ils se poursuivent vers le Sud-Ouest; ils franchissent l'arête à 500 mètres au sud du sommet de la Pénaz, la longent sur son flanc ouest (les Bancs), puis descendent dans la vallée de la Gitte qu'ils traversent vers l'altitude 1950, à 1 400 mètres à l'est du hameau de la Gitte.

6. *La série sédimentaire du col du Bonhomme.*

À l'est de la surface de contact anormal qui vient d'être décrite, existe une nouvelle série sédimentaire. Elle est isoclinale et son bord oriental est écrasé verticalement contre le Cristallin du claveau du Rocher du Bonhomme.

Deux niveaux calcaires sont compris entre des schistes. De plus, on y voit apparaître deux bandes de grès singuliers (Lias inférieur détritique), identiques à ceux de la couverture du claveau du Bonhomme. La bande orientale est visible sur 1 500 mètres entre les Cavets (600 m SSW du col du Bonhomme) et le bord sud du Plan des Dames (800 m au NNE du col). La présence de grès singuliers dans cette série indique qu'il s'agit vraisemblablement de la couverture décollée du Mont Blanc.

Enfin, des cargneules viennent s'injecter en bandes parallèles; près du contact avec le Cristallin, on en distingue deux entre le col et le Plan des Dames; par contre, il en existe cinq, recoupées par le sentier sur 150 mètres de largeur sur le flanc sud du col (300 m au nord des chalets de la Sausse).

3. La terminaison méridionale du massif du Mont Blanc : le claveau du Bonhomme (Pl. 1 *d*, en pochette et fig. 23, *a*).

Il constitue la terminaison sud-ouest du Mont Blanc (massif du Mont Tondu), qui disparaît sous les séries de couverture par un magnifique ennoyage périclinal souligné par l'enveloppe des grès singuliers du Bonhomme. Cette surface structurale convexe vers le Sud-Ouest, est à peine entamée par l'érosion; elle est bien visible à l'ouest du col de la Croix du Bonhomme.

Le claveau du Rocher du Bonhomme est constitué par des schistes, en partie migmatisés et très écrasés, appartenant vraisemblablement à la série verte.

B. COMPLÉMENT À LA COUPE DU LAC DE LA GIROTTE AU COL DU BONHOMME

Coupes de la galerie de Colombe et de la galerie Bon Nant-Girotte [1]

1. Galerie de Colombe (fig. 24).

Cette galerie dérive les eaux du torrent d'Entre-Roches (haut Dorinet) dans le lac de la Girotte à la cote 1730 environ [2].

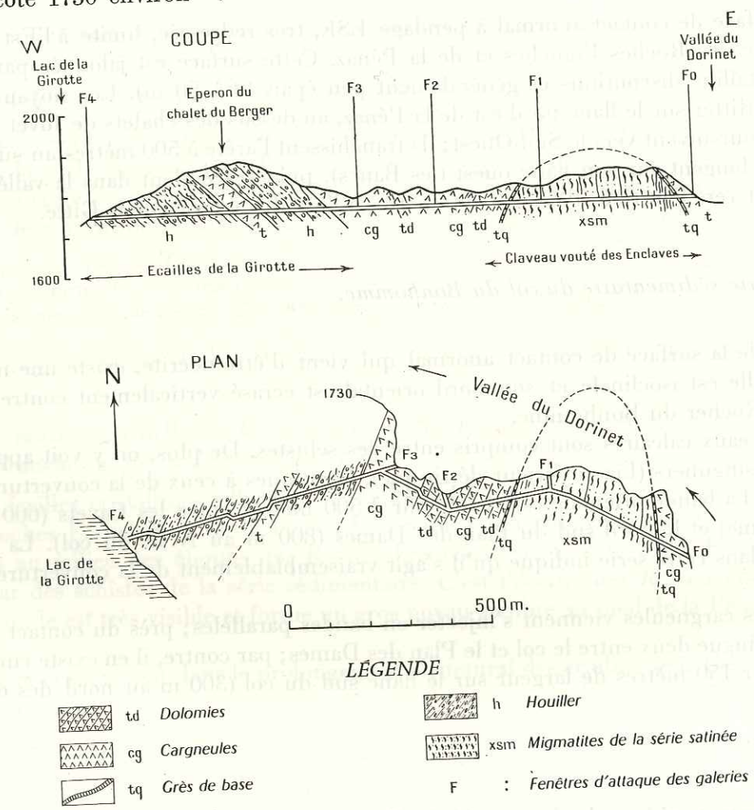


Fig. 24. — Coupe et plan géologiques de la galerie de Colombe.

D'Ouest en Est, d'aval en amont, la galerie a rencontré les terrains suivants :

— schistes et grès houillers (700 m),
— dolomies et cargneules (100 m),
— schistes et grès houillers (380 m),
— cargneules
— dolomies
— cargneules
— dolomies
} 720 mètres,
— grès de base du Trias,
— schistes satinés, plus ou moins migmatisés, avec des passées de granulites et de pegmatites (760 m),
— grès de base du Trias,
— cargneules (150 m).

[1] Voir annexe.
[2] Le tracé de cette galerie figure sur les cartes topographiques au 1/20 000, Saint-Gervais, 6 et 7.

Interprétation. — Les éléments structuraux traversés sont les suivants :

— les écailles de la Girotte, formées par deux masses de Houiller emballées dans le Trias,
— le Trias de bourrage, en avant des claveaux plus internes,
— le claveau voûté des Enclaves avec sa couverture adhérente de grès de base du Trias,
— les cargneules du fossé d'Entre-Roches.

2. Galerie Bon Nant-Girotte (fig. 25).

Le tronçon décrit ci-dessous dérive les eaux du Bon Nant dans le lac de la Girotte, à la cote 1900 environ [1].

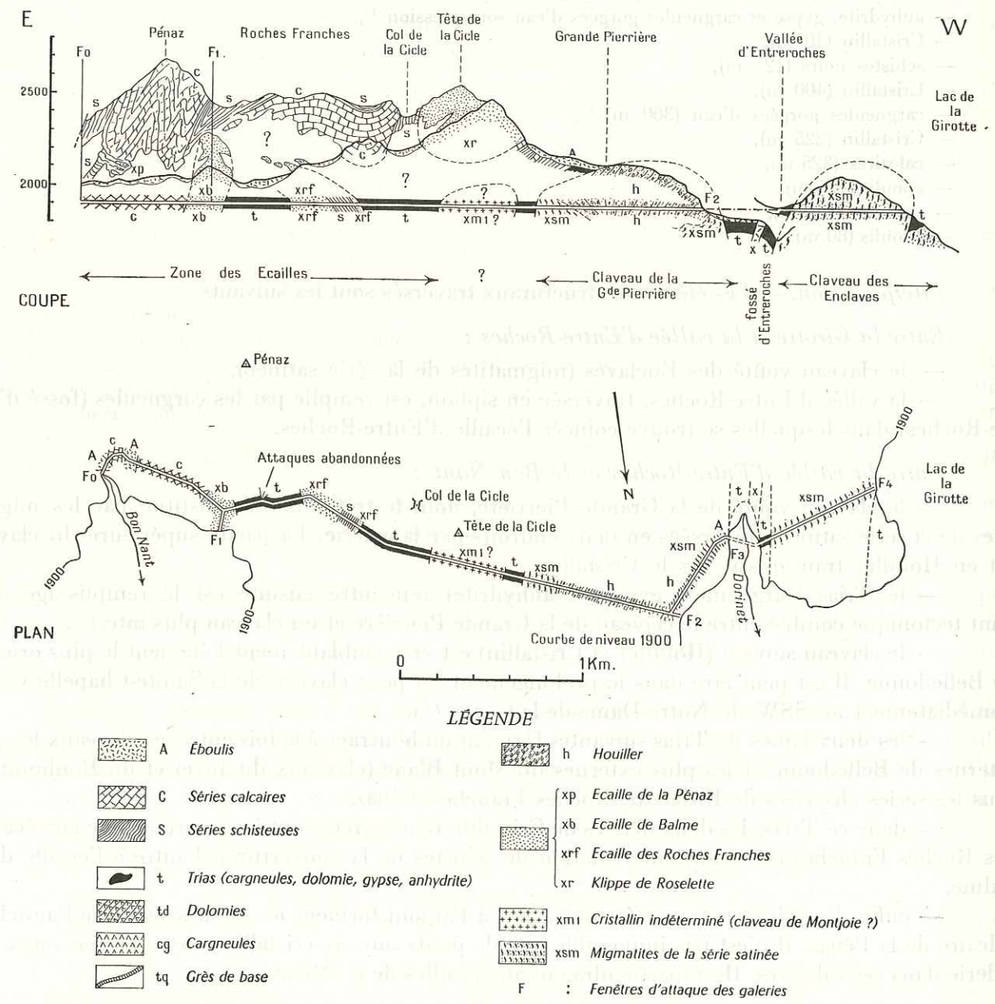


Fig. 25. — Coupe et plan géologiques de la galerie Bon Nant-Girotte.

N. B. — La coupe comporte sur la gauche le panorama géologique restitué du flanc nord de la Pénaz et des Roches Franches (voir fig. 23).

[1] Le tracé de cette galerie figure sur la carte topographique au 1/20 000, Saint-Gervais, 7.

D'Ouest en Est, d'aval en amont, la galerie a rencontré les terrains suivants :

Entre la Girotte et la vallée d'Entre-Roches :

— schistes satinés, plus ou moins migmatisés (600 m),
— cargneules (80 m).

Entre la vallée d'Entre-Roches et le Bon Nant :

— éboulis (65 m),
— schistes satinés migmatisés avec passées de granulite et de pegmatite (250 m environ),
— grès et schistes houillers (850 m),
— schistes satinés migmatisés (225 m),
— cargneules, gypse et anhydrite (125 m),
— schistes cristallins et Houiller (400 m),
— anhydrite, gypse et cargneules gorgées d'eau sous-pression [1],
— Cristallin (40 m),
— schistes noirs (125 m),
— Cristallin (400 m),
— cargneules gorgées d'eau (360 m) [2],
— Cristallin (225 m),
— calcaires (325 m),
— éboulis (125 m),
— calcaires (150 m),
— éboulis (80 m).

Interprétation. — Les éléments structuraux traversés sont les suivants :

Entre la Girotte et la vallée d'Entre-Roches :

— le claveau voûté des Enclaves (migmatites de la série satinée),

— la vallée d'Entre-Roches, traversée en siphon, est remplie par les cargneules (fossé d'Entre-Roches) dans lesquelles se trouve coincée l'écaille d'Entre-Roches.

Entre la vallée d'Entre-Roches et le Bon Nant :

— le claveau voûté de la Grande Pierrière, dont le tréfonds est constitué par les migmatites de la série satinée, traversées en deux endroits par la galerie. La partie supérieure du claveau est en Houiller transgressif sur le Cristallin,

— le Trias (cargneules, gypse et anhydrite) rencontré ensuite est le remplissage d'un joint tectonique comblé entre le claveau de la Grande Pierrière et un claveau plus interne,

— le claveau suivant (Houiller et Cristallin) est vraisemblablement l'élément le plus oriental de Belledonne. Il est peut être dans le prolongement du petit claveau de la Sainte-Chapelle visible immédiatement au SSW de Notre-Dame-de-la-Gorge (?),

— les deux lames de Trias suivantes forment un bourrage à la fois entre les claveaux les plus internes de Belledonne et les plus externes du Mont Blanc (claveaux du Jovet et du Bonhomme), sous les séries charriées de Roselette–Roches Franches–Pénaz,

— dans ce Trias, les deux masses de Cristallin rencontrées sont à rapporter l'une aux écailles des Roches Franches (avec une intercalation de schistes de la couverture), l'autre à l'écaille de la Balme,

— enfin, les calcaires traversés tout à fait à l'amont forment le soubassement de l'anticlinal calcaire de la Pénaz. Il n'est pas impossible que de petits noyaux cristallins aient été rencontrés en galerie dans ces calcaires. Ils appartiendraient aux écailles de la Pénaz.

[1] 80 mètres de galerie ont dû être abandonnés à la suite d'un débourrage dans les cargneules.
[2] Quatre galeries de reconnaissance totalisant 185 mètres de longueur ont dû être abandonnées dans ces cargneules.

C. RÉSUMÉ

Les conclusions suivantes se déduisent de la coupe levée à la hauteur de la Girotte et du col du Bonhomme :

1. *Le rameau externe* est très *surbaissé*. La surface antétriasique, très plate, ne dépasse guère 1 200 à 1 400 mètres d'altitude. Elle est pratiquement horizontale sur tout le centre du rameau. Ceci annonce l'ennoyage périclinal du rameau vers le Nord, à la hauteur de la vallée de l'Arve.

2. *Le granite de la Chaudanne* est le prolongement vers le Nord du granite de Beaufort. Ce claveau de granite appartient encore au rameau externe, mais l'accident qui le sépare des schistes satinés est caché par la couverture sédimentaire (Aiguille Croche–Chard de Beurre).

3. *Le synclinal médian* suit la limite entre série satinée et série verte; cet accident alpin s'est implanté sur un accident hercynien.

4. *Le rameau interne* est constitué par *cinq claveaux voûtés*, parallèles, se terminant vers le Nord par ennoyage périclinal plus ou moins brusque.

Les deux premiers claveaux sont en série verte (claveaux de *la Girotte* et du *Plan de la Mouille*). Les écailles de la Girotte cachent la partie septentrionale du second.

Les claveaux plus internes (Enclaves–Grande Pierrière) sont en série satinée migmatisée, en partie recouverts de Houiller discordant.

Le claveau principal des *Enclaves* s'ennoie vers le Nord à la hauteur de la vallée du Dorinet.

Le claveau de la *Grande Pierrière* passe en tunnel sous la couverture (cargneules) en direction du Sud. Il réapparaît peu après dans la vallée de la Gitte. Vers le Nord, il s'enfonce aussi sous la couverture pour ressortir à quelques kilomètres plus loin. Je l'ai appelé là claveau de Montjoie, mais il s'agit d'un seul et même élément structural.

L'élément le plus interne de Belledonne, très peu épais, est constitué par le petit claveau de la *Sainte-Chapelle*.

5. J'admets, à titre d'hypothèse, que les massifs de Roselette, Tête de la Cicle, Pénaz sont constitués par les éléments suivants, qui sont *charriés* au-dessus de la couverture du claveau de la Grande Pierrière :

A la base, la *série sédimentaire charriée* de Roselette, série en position normale, d'après R. Trumpy, dont nous ne connaissons pas exactement l'extension latérale. Cette série peut être interprétée comme une première nappe charriée sur la partie interne de Belledonne et sa couverture (série Mont Joly–col du Joly) [1].

Au-dessus, toute une série de *klippes, écailles et noyaux cristallins*, plus ou moins emballés dans la série sédimentaire supérieure et repliés avec elle. Ce sont la klippe de Roselette et les écailles du Plan de la Fenêtre, de la Gitte, des Roches Franches. Ces éléments formeraient la base d'*une nappe supérieure* essentiellement constituée par les séries sédimentaires des Roches Franches et de la Pénaz, dont la stratigraphie reste à préciser.

Le style tectonique de cette nappe est très différent de celui de la couverture de Belledonne. La nappe est repliée sur elle-même et cassée. Un important rabotage basal tronque localement sa partie inférieure.

Elle a glissé sur la couverture autochtone du Mont Blanc. Son allure évoque davantage le *style des Préalpes* que celui de la couverture dauphinoise ou helvétique.

L'extension de cette nappe vers le Sud est pour le moment inconnue. Elle paraît disparaître en se pinçant dans les replis isoclinaux de la couverture interne de Belledonne dans la région de Roselend. Mais son étude est à reprendre dans cette direction.

[1] Il reste à étudier les différences stratigraphiques qui peuvent exister entre la couverture de Belledonne (séries du Mont-Joly) et la série sédimentaire charriée de Roselette.

A quoi pouvons-nous *rapporter cet ensemble* de deux nappes superposées? Si nous admettons que le massif du Mont Joly et la couverture de Belledonne dans la région de Megève sont l'équivalent de la nappe de Morcles, c'est à la nappe des *Diablerets* qu'il faudrait comparer, au point de vue de sa position structurale, l'ensemble charrié de Roselette–la Pénaz.

Où l'enraciner? Nous connaissons en arrière du Mont Blanc des écailles cristallines dont la plus massive est le Mont Chétif [1]. Jalonnent-elles la cicatrice de départ d'une nappe dont un des lambeaux serait précisément notre ensemble Roselette–la Pénaz? La chose est possible. Mais rien ne peut être affirmé tant que la stratigraphie des séries sédimentaires du pourtour du Mont Blanc n'aura pas été étudiée en détail. Le problème est d'importance.

6. La *série sédimentaire du col du Bonhomme* est formée par la couverture du Mont Blanc, en partie décollée et *glissée en avant*. Elle se trouve maintenant coincée verticalement entre le Cristallin du Mont-Blanc et la nappe de Roselette–la Pénaz.

C'est la même série que celle de la couverture autochtone du Mont Blanc (série du Rocher du Bonhomme), décrite par Schœller (1928), caractérisée par la présence des grès singuliers dans l'Infralias.

7. Le *massif du Mont-Blanc* se termine vers le Sud-Ouest par ennoyage périclinal d'une *succession de claveaux* dont le plus remarquable est le claveau du Bonhomme.

* * *

Les diverses coupes que nous venons d'étudier donnent *une idée de la structure de la partie septentrionale du massif de Belledonne*. Elles ne peuvent évidemment pas remplacer l'examen de maquettes structurales dont la planche VII donne une idée, ni la lecture des cartes géologiques détaillées. Celles-ci montrent à quel point de complexité peuvent atteindre des détails dont il est impossible de donner une description complète. C'est donc aux maquettes et aux cartes que nous renvoyons le lecteur qui désirerait un complément d'information.

[1] Voir aussi les écailles cristallines du Val Ferret (Rabowski, 1917).

CHAPITRE IV

BELLEDONNE, AIGUILLES ROUGES ET MONT BLANC ÉTUDE DE LEURS RAPPORTS GÉOLOGIQUES

INTRODUCTION

Vers le Sud, le massif cristallin de Belledonne se prolonge au-delà de la vallée de l'Arc. Celle-ci constitue une limite purement artificielle. Le prolongement des éléments structuraux ne présente donc aucun problème.

Vers le Nord, il n'en est pas de même.

Le problème de la continuité de Belledonne d'une part, des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc d'autre part, a été souvent évoqué par les géologues [1], mais n'a jamais été étudié de manière systématique.

C'est ce que je me propose de faire dans ce chapitre après une rapide synthèse de la structure de Belledonne.

I. LA STRUCTURE HERCYNIENNE DES MASSIFS DES GRANDES ROUSSES, BELLEDONNE, AIGUILLES ROUGES ET MONT BLANC

L'existence d'éléments structuraux hercyniens communs aux massifs de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux a déjà été montrée [2].

L'établissement d'une *carte structurale au 1/200 000* de ces massifs (Pl. 4, en pochette) permet de comprendre la place qu'occupe la zone que j'ai étudiée dans les massifs cristallins externes des Alpes [3]. On y saisit l'unité de structure de la chaîne hercynienne dans le cadre alpin actuel.

[1] Voir par exemple : Duparc, 1894; Ritter, 1895; Offret, 1895.
[2] P. et Cl. Bordet, 1954; P. Bordet, 1956 *b*; Cl. Bordet, 1956.
[3] Levers P. Bordet : Grandes Rousses et Belledonne au sud de l'Arc. — Levers Cl. Bordet : Belledonne au nord de l'Arc. — Levers Corbin-Oulianoff : massif de Prarion-Pormenaz.

L'ensemble des massifs cristallins montrent sur la carte une continuité indiscutable. Les mêmes éléments se poursuivent d'un massif à l'autre. Il est ainsi possible de distinguer les cinq éléments majeurs hercyniens suivants :

— la série verte de Belledonne–Taillefer,
— la série satinée externe, qui constitue la totalité du rameau externe de Belledonne et qui s'ouvre vers le Sud pour passer de part et d'autre des massifs de Belledonne et du Taillefer,
— la série verte axiale de Grandes Rousses–Sept Laux–Belledonne septentrionale,
— la série satinée interne, visible dans les Grandes Rousses et Belledonne septentrionale.
— la série verte des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc.

Reprenons chacun de ces éléments.

A. LA SÉRIE VERTE DE BELLEDONNE–TAILLEFER (Pl. 4, en pochette).

Les massifs du Taillefer et de Belledonne *sensu stricto* forment un gros noyau anticlinal en série verte qui perce à travers la série satinée. Ce noyau, largement développé vers le Sud, se termine en coin vers le Nord. Il est recoupé en biais par l'accident de Fond de France.

B. LA SÉRIE SATINÉE EXTERNE

Au sud de la vallée de l'Arc, la série satinée externe présente une structure relativement complexe qui va en se simplifiant du Sud vers le Nord.

Elle existe de part et d'autre du noyau anticlinal de Belledonne–Taillefer.

A l'ouest de ce noyau, les schistes satinés forment l'ossature du rameau externe depuis le dôme de la Mure jusqu'à la région d'Allevard.

A l'Est, la série satinée présente une structure synclinale dont l'axe est jalonné par des granites. C'est, au sud de Bourg-d'Oisans, le granite de Villard-Notre-Dame, et plus au Nord, le granite des Sept Laux, longue bande étranglée par l'accident oblique de Fond de France, qui se termine en coin près du col de la Madeleine. Le flanc oriental du synclinal de la série satinée n'apparaît de l'autre côté du granite, qu'entre la vallée de l'Eau d'Olle et l'accident de Fond de France.

Au nord de la vallée de l'Arc, la structure de la série satinée est plus simple. Sa direction d'ensemble présente une grande inflexion vers le Nord, dans le Beaufortain et la boutonnière de Megève.

Nous retrouvons ici la même disposition hercynienne que plus au Sud; vers l'Ouest, un anticlinal longe la bordure occidentale du rameau externe. Cet axe anticlinal n'a été reconnu jusqu'à présent sur le terrain qu'au nord de la région d'Albertville. Son existence reste donc à vérifier plus au Sud pour que l'on puisse être sûr qu'il prolonge l'axe anticlinal Belledonne–Taillefer (série verte).

Vers l'Est, les schistes satinés présentent une disposition synclinale, avec charnière visible dans le massif du Mont Mirantin; celle-ci est jalonnée approximativement par le granite de Beaufort-la Chaudanne, équivalent du granite des Sept Laux.

Il est possible que le granite de Beaufort-la Chaudanne se prolonge vers le NNE. Ce serait une écaille de ce granite arrachée du socle sous le massif du Mont Joly et entraînée par la couverture, qui constituerait le granite de la Motte, visible sur le bord occidental de la boutonnière de Megève.

Le Houiller, discordant sur la série satinée se trouve conservé avec une assez grande extension dans le dôme de la Mure et à l'ouest du massif de Belledonne *sensu stricto,* au moins jusqu'à la vallée de l'Arc. On le retrouve dans la même position dans la vallée de l'Arly.

L'ensemble de ces gisements houillers jalonne vraisemblablement une zone déprimée au Stéphanien. Les sédiments y ont été conservés par la suite. Cette zone peut être appelée zone de la Mure–Arly, sans préjuger de son ancienne extension avant les mouvements de la phase saalienne. Nous ne connaissons pas la limite occidentale de ce bassin qui se trouve cachée sous la couverture secondaire externe de Belledonne (Goguel, 1956 *b*).

C. LA SÉRIE VERTE AXIALE : GRANDES ROUSSES–SEPT LAUX–BELLEDONNE SEPTENTRIONALE

Cet axe anticlinal s'étend depuis le Vénéon, au sud des Grandes Rousses, jusqu'à la Girotte, au nord de Belledonne.

1. Dans les Grandes-Rousses [1].

La série verte forme le flanc occidental du massif des Grandes Rousses.

La coupe transversale est schématiquement la suivante d'Ouest en Est :

— les amphibolites d'Huez, recoupées par le granite du pont Sainte-Guillerme (anticlinal),
— les schistes verts (synclinal),
— le granite de l'Alpetta (anticlinal),
— les migmatites de la série verte, recoupées par la granulite des Rousses,
— les schistes verts (flanc est de l'anticlinal précédent), dans lesquels se trouve coincé le synclinal houiller de l'Herpie.

Cette série est recoupée en biais par l'accident oblique qui sépare les Grandes Rousses de Belledonne.

2. Dans Belledonne, à l'est du massif des Sept Laux [1].

La série verte axiale présente la même structure que la série des Grandes Rousses : deux axes anticlinaux séparés par une zone synclinale. Ce sont d'Ouest en Est :

— la série verte inférieure et les amphibolites de la série verte moyenne, répétées tectoniquement plusieurs fois, et en partie migmatisées (anticlinal),
— les schistes verts et noirs de la série verte supérieure (synclinal),
— le granite de Saint-Colomban-des-Villars (anticlinal), qui souligne le même axe granitique que le granite de l'Alpetta des Grandes Rousses.

---

[1] P. Bordet, 1956 *b*.

L'accident oblique séparant Grandes Rousses de Belledonne a donc entraîné un décrochement apparent de plusieurs kilomètres de l'axe granitique de la série verte.

Vers le Nord, l'accident de Fond de France prend en écharpe et fait disparaître l'ensemble anticlinal occidental (séries vertes inférieure et moyenne) de la coupe précédente.

3. Entre Arc et Isère.

La coupe est relativement simple : le granite anticlinal de Saint-Colomban se poursuit en s'amincissant. Il est recoupé en biais par l'accident de Fond de France entre la vallée de l'Arc et le col de la Madeleine.

Le faciès même du granite se modifie. A Saint-Colomban et dans la vallée de l'Arc, c'est un granite d'anatexie. A son extrémité septentrionale, c'est une protogine (granite de la Pointe des Aveugles, granite de Cevins).

L'axe anticlinal fait un angle de 10 à 15° avec celui du rameau interne. Ainsi, le granite de Saint-Colomban qui était apparu sur le bord oriental du rameau interne au sud de l'Arc, traverse en biais tout le rameau pour disparaître en se pinçant vers le Nord contre le synclinal médian près de Cevins, sur la rive droite de l'Isère. L'accident de Fond de France entraîne un décrochement bien visible surtout sur le bord interne du granite.

Les flancs de l'anticlinal ne sont pas symétriques. *Le flanc occidental* comprend une épaisseur de migmatites croissante du Sud au Nord. Presque nulle à la hauteur de l'Arc, celle-ci est maxima au droit de la galerie Isère–Arc. Ces migmatites résultent là vraisemblablement de la transformation de la série verte inférieure (migmatites feldspathiques leucocrates, à biotite surtout).

Plus à l'Ouest encore, les schistes verts sont largement développés : ils prolongent les schistes verts situés, en position synclinale, à l'ouest du granite de Saint-Colomban.

Une bande principale de schistes carburés y est interstratifiée. Elle ne paraît pas continue mais mesure plus de 100 mètres d'épaisseur en face de Montsapey, vers 1 600 mètres d'altitude. Des passées moins importantes de schistes gris ou noirs, dont la cartographie détaillée est impossible, l'accompagnent. Nous en avons décrit un exemple dans la coupe de la vallée de l'Arc.

Le flanc oriental de l'anticlinal est essentiellement composé par les migmatites de la série verte moyenne et probablement supérieure (migmatites amphiboliques, schistes amphiboliques). Elles sont décrochées par l'extrémité de l'accident de Fond de France.

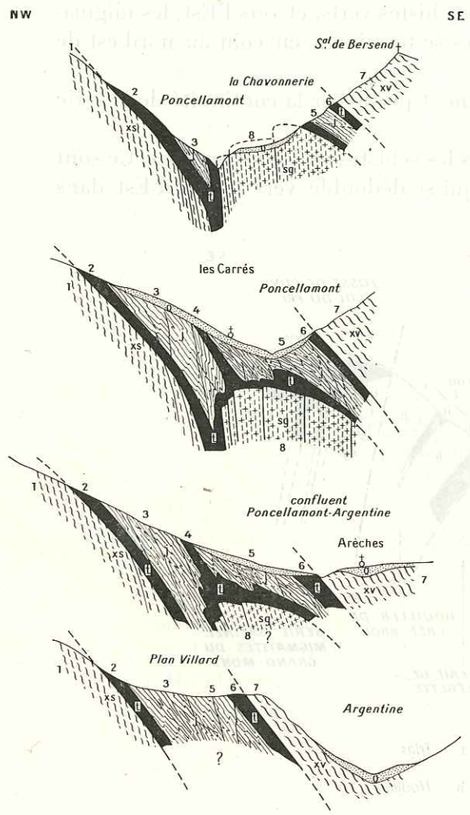
Les schistes verts sont réduits à une épaisseur très faible, par suite de la hauteur du front de migmatisation dans la série.

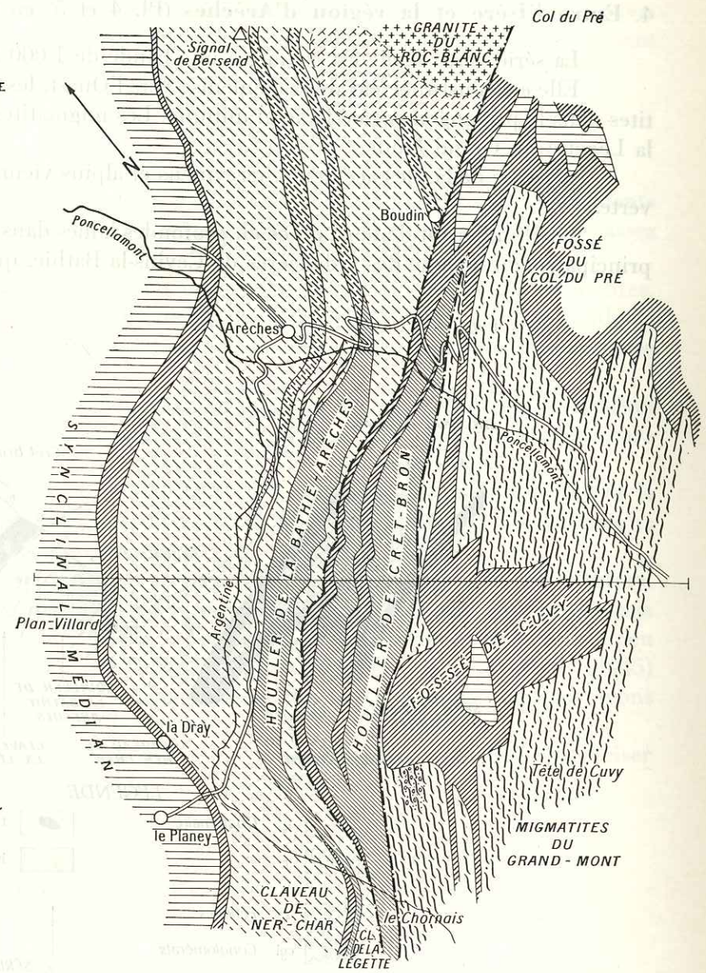
Ils peuvent être même réduits à quelque dizaine de mètres de schistes verts et de schistes carburés seulement. Ainsi ils forment une bande étroite, plus ou moins continue, depuis la vallée de l'Arc jusqu'à la vallée de l'Isère et au-delà. C'est à son niveau que se sont localisées des surfaces de glissements entre la série verte et la série satinée interne.

Je n'ai trouvé ni dans les schistes carburés de cette bande, ni dans ceux du flanc occidental, de flore ou de faciès caractéristiques du Houiller [1].

---

[1] Cette bande de schistes carburés, comme celle du flanc occidental de l'anticlinal, est attribuée au Houiller sur la feuille Albertville au 1/80 000. Le Houiller affleure par contre sur le bord interne du massif cristallin dans la région du col de la Madeleine.





LÉGENDE

- q Quaternaire
- j Jurassique
- t Trias
- } COUVERTURE SECONDAIRE
- xs Ectinites
- sg Schistes granitisés
- } SÉRIE SATINÉE
- xv Ectinites } SÉRIE VERTE

FIG. 26. — Coupes schématiques à travers le synclinal médian, entre le signal de Bersend et Plan Villard.

N. B. — Les numéros portés sur les coupes sont les mêmes que ceux qui servent dans le texte à décrire les divers éléments structuraux.

LÉGENDE

- Jurassique
- Trias
- Houiller
- Ectinites
- Conglomérats
- Migmatites
- } SÉRIE SATINÉE
- Schistes verts
- Schistes noirs
- Schistes granitisés
- Granite du Roc Blanc
- } SÉRIE VERTE
- —·— Accident séparant la série verte de la série satinée interne

FIG. 27. — Carte structurale schématique de la zone des écailles de Crêt Bron.

4. **Entre l'Isère et la région d'Arèches** (Pl. 4 et 5, en pochette).

La série verte axiale est réduite à une bande de 1 000 à 1 500 mètres de largeur.

Elle est constituée par deux éléments; vers l'Ouest, les schistes verts, et vers l'Est, les migmatites dans le prolongement de l'axe granitique. Les migmatites se terminent en coin au nord-est de la Légette du Grand Mont.

À partir de là, des accidents hercyniens et alpins viennent perturber la continuité de la série verte.

Le Houiller est d'abord pincé en profondes lames dans les schistes ou les migmatites. Ce sont principalement la lame des ardoisières de Cevins-la Bathie, qui se dédouble vers le Nord-Est dans

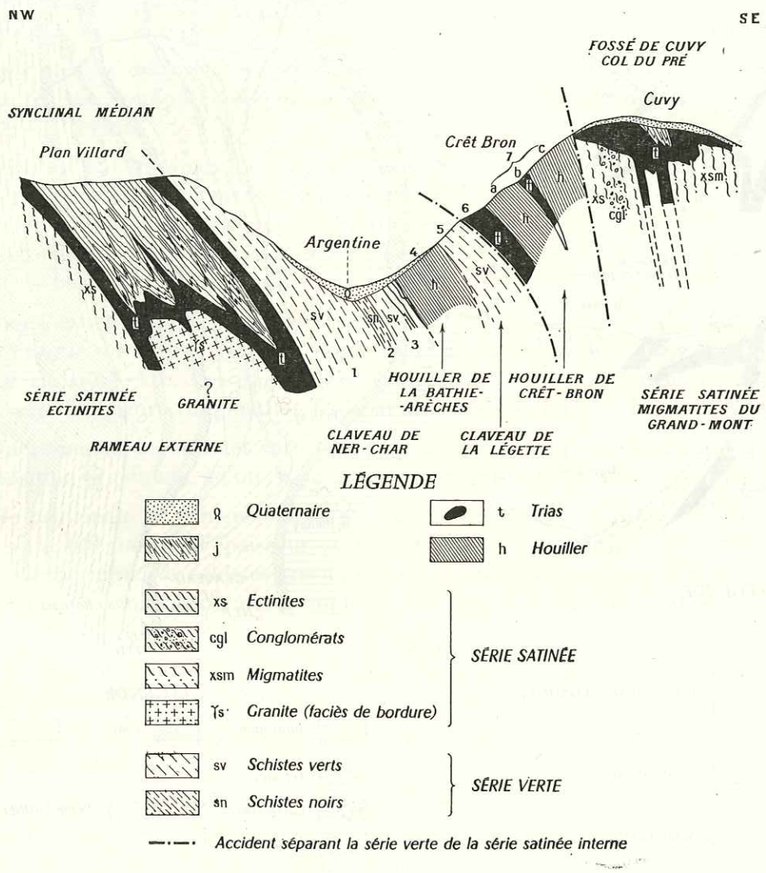


Fig. 28. — Coupe schématique à travers la zone des écailles de Crêt Bron. (Interprétation.)

la région d'Arèches (lame de Cevins-la Bathie et lame d'Arèches) et la lame très étroite qui vient s'insérer à l'est des migmatites entre série verte et série satinée interne. Cette dernière s'épaissit considérablement dans la région de Crêt Bron, près d'Arèches.

Le Trias et le Jurassique ensuite, sont parfois coincés dans des joints tectoniques, souvent localisés le long des lames de Houiller (Ner Char).

Dans la région d'Arêches, la série verte, fortement comprimée latéralement par les mouvements alpins, a été découpée en plusieurs claveaux déversés entre lesquels se trouvent maintenant coincés Houiller et Trias en séries répétées : c'est la zone compliquée des écailles de Crêt Bron.

5. **Entre Arêches et la Girotte.**

Par suite de l'interférence entre des directions tectoniques NE-SW, et le rejeu d'accidents anciens Nord-Sud durant l'orogénèse alpine, la série verte présente ici une allure en mosaïque assez particulière.

Le granite du Roc Blanc présente vers le Sud une épaisse auréole, à faciès de migmatites. Il vient se coincer vers le Nord en arrière du granite de l'Outray dont il est séparé par une bande de schistes verts. Ce dernier est en contact par failles avec les schistes verts et présente une curieuse forme en losange.

Les schistes verts entourent le granite de l'Outray, leur direction est souvent oblique (Nord-Sud à NNW-SSE) par rapport aux directions structurales principales. Ils comportent plusieurs niveaux de schistes carburés [1].

Vers le Nord, les schistes verts forment les claveaux du verrou de la Girotte et du Plan de la Mouille. Ces deux claveaux s'ennoient périclinalement non loin du lac de la Girotte. C'est ainsi que disparaît définitivement la série verte vers le Nord.

Le Houiller apparaît dans ce secteur en couverture discordante sur le granite de l'Outray. Ses affleurements (grès et conglomérats prédominants) sont gauchis ou cassés par des failles, mais dans l'ensemble, les pendages sont toujours faibles : les tectoniques post-stéphaniennes ont peu déformé le granite. Ce gisement s'apparente aux « chapeaux » de Houiller décrits par Moret (1945) dans le massif de Belledonne *sensu stricto*. Il est très différent des lames pincées que nous avons rencontrées dans les schistes verts de la région d'Arèches.

Le Houiller existe aussi dans les écailles de la Girotte, mais il n'est pas possible de préciser quels sont les rapports exacts entre ces écailles et le socle sous-jacent.

D. LA SÉRIE SATINÉE INTERNE

1. **Dans les Grandes Rousses** (Pl. 4, en pochette) [2].

La série satinée en partie migmatisée apparaît à l'est de la série verte axiale dans les Grandes Rousses. Elle y forme l'ossature de la chaîne.

Elle est redoublée et découpée en deux claveaux principaux, séparés par un synclinal médian. Le claveau occidental est traversé par la granulite des Rousses. Il supporte des placages importants de Houiller. Le Houiller se trouve aussi coincé le long du synclinal médian. Dans le claveau oriental il est encastré au fond de plusieurs fossés (Houiller du Grand Sauvage).

Les deux claveaux, constitués par la série satinée interne, disparaissent par ennoyage vers le Nord sous la couverture, à 6 kilomètres au NNE du col de la Croix de Fer [3].

---

[1] L'attribution à la série verte de *tous* les schistes noirs que l'on observe dans ce secteur reste douteuse. Certains appartiennent peut-être au Houiller schisteux.

[2] P. Bordet, 1956 *b*.

[3] J. Lameyre. — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6 mai 1957, p. 157.

La série satinée interne réapparaît à 30 kilomètres au nord des Grandes Rousses sur le flanc interne de l'anticlinal axial de la série verte à partir du col de la Madeleine.

Elle est recoupée vers le Sud-Est par l'extrémité de l'accident de Fond de France qui vient se confondre ici avec le bord du rameau interne.

La série satinée interne constitue le massif de la Pointe de Comborsier et du Grand Mont, et, au-delà de l'ensellement de la Roche Parstire, les claveaux des Enclaves et de la Grande Pierrière–Montjoie.

La continuité des structures dans la série satinée interne est remarquable entre les Grandes Rousses et Belledonne septentrionale.

La correspondance entre les divers éléments structuraux peut se schématiser ainsi :

2. **Dans Belledonne septentrionale** (Pl. 4 et 5, en pochette).

Grandes Rousses	Belledonne septentrionale
Claveau occidental des Grandes Rousses	Massifs Pointe de Comborsier, Grand Mont et claveau des Enclaves.
Granulite de Rousses	Granulite de Notre-Dame-de-Briançon.
Houiller de Veyrat	Houiller du col de la Madeleine et de Crêt Bron.
Synclinal médian	Accident d'Entre Roches.
Claveau oriental des Grandes Rousses	Claveau de la Grande Pierrière–Montjoie.
Houiller du Grand Sauvage	Houiller de Petit Cœur et de la Grande Pierrière.

En poussant le parallélisme plus loin, nous constaterons que le synclinal médian des Grandes Rousses comporte une bande de schistes verts et noirs dont l'attribution à la série verte reste douteuse. Cette bande évoque immédiatement l'écaille d'Entre Roches dont les faciès rappellent tantôt la série verte, tantôt le Houiller.

D'autre part, entre les Grandes Rousses et le claveau de la Grande Pierrière, la minuscule écaille de Petit Cœur, arrachée du socle, constitue un jalon qui plaide en faveur de la continuité du Houiller sous la couverture sédimentaire interne de Belledonne.

Comment la série satinée interne se poursuit-elle vers le Nord? Les derniers éléments qui lui appartiennent et font encore partie de Belledonne sont le claveau de Montjoie et le petit claveau de la Sainte-Chapelle, dans la vallée du Bon Nant, claveaux qui se coincent tous deux contre le synclinal de Chamonix.

Au-delà, le dernier témoin de la série satinée est constitué par le claveau de Saint-Gervais, au pied du massif du Prarion. Il est vraisemblablement en continuité hercynienne avec la série satinée interne des Grandes Rousses–Belledonne septentrionale. Mais il fait déjà partie d'une toute autre unité alpine : le massif Prarion-Aiguilles Rouges.

E. LA SÉRIE VERTE DES AIGUILLES ROUGES ET DU MONT BLANC (Pl. 4, en pochette)[1]

Les Aiguilles Rouges (en dehors du claveau de Saint-Gervais) et le Mont Blanc paraissent essentiellement constitués par la série verte (ectinites, migmatites et granite).

Cette énorme masse est l'élément hercynien le plus interne, et n'est en continuité avec aucun des éléments de Belledonne. Il serait donc dans le prolongement du Pelvoux et du petit massif cristallin du Rocheray.

[1] Depuis la rédaction de ce travail, nos connaissances sur la structure des massifs Aiguilles Rouges-Mont Blanc ont progressé. — Voir P. Bordet et Cl. Bordet, *in* Livre Jubilaire Paul Fallot (*note ajoutée en cours d'impression*).

Corbin et Oulianoff ont depuis longtemps remarqué la parenté chimique et pétrographique entre le granite de Vallorcine et celui du Mont Blanc, et entre les schistes cristallins et les gneiss des Aiguilles Rouges et ceux du Mont Blanc (Corbin et Oulianoff, 1924, 1925, 1927*b*). Il s'agit bien, dans les deux massifs, du même matériel hercynien, celui de la série verte. J'ai reconnu les schistes de la série verte supérieure dans les massifs du Prarion et de Pormenaz, les migmatites de la série verte dans le sud-ouest du Mont Blanc et le long du synclinal de Chamonix. Les gneiss, qui se trouvent à l'ouest du granite de Vallorcine dans les Aiguilles Rouges, présentent les caractères de la série verte inférieure migmatisée. Quant au granite du Mont Blanc, il présente des ressemblances très nettes avec le granite de la série verte axiale de Belledonne (granite de Saint-Colomban).

D'autre part, le Houiller se trouve conservé en deux zones du massif des Aiguilles Rouges, à l'extrémité sud-ouest du massif (zone du Prarion–Pormenaz) et dans le synclinal de Salvan entre Aiguilles Rouges et Arpille. Il y est associé à du Permien, apparemment concordant.

Les géologues ont attribué les deux grandes directions tectoniques visibles dans ces massifs aux deux orogénèses, hercynienne et alpine. La direction hercynienne serait comprise entre NNW-SSE et NNE-SSW, et la direction alpine serait approximativement NE-SW.

Ce que nous connaissons dans Belledonne conduit à poser les questions suivantes : les deux directions ne sont-elles pas toutes deux hercyniennes et l'une d'elle (NE-SW) n'a-t-elle pas été reprise et exagérée par de grandioses mouvements alpins qui masquent aujourd'hui son origine lointaine? Et n'attribue-t-on pas parfois à la tectonique alpine des effets pétrographiques ou structuraux qu'elle n'a que signés? Ces problèmes mériteraient d'être étudiés à nouveau dans cette perspective.

F. LES « ZONES » HOUILLÈRES DANS LES GRANDES ROUSSES, BELLEDONNE, AIGUILLES ROUGES ET MONT BLANC

On peut grouper les gisements houillers suivant leur position par rapport au socle antéhouiller, sans préjuger pour autant de leur extension à la fin du Stéphanien avant la phase saalienne. Ils forment sept « zones » allongées suivant les structures hercyniennes. Ce sont d'Ouest en Est :

1° La zone de *La Mure-Arly*, en couverture relativement peu déformée sur les schistes satinés du rameau externe, et dont nous ne connaissons pas la limite occidentale;

2° La zone de *Belledonne sensu stricto*, dont les restes sont constitués par les « chapeaux » houillers du sommet de Belledonne;

3° La zone de l'*Herpie–Arèches*, formée de lames de Houiller profondément coincées dans les schistes de la série verte axiale.

Il faut rapporter à cette zone le Houiller de l'Outray, et peut-être celui des écailles de la Girotte (?);

4° La zone *Veyrat–col de la Madeleine–Crêt Bron*, coincée entre la série verte et la série satinée interne;

5° La zone du *Grand Sauvage–Grande Pierrière*, en placages ou en fossés conservés sur l'élément oriental de la série satinée interne;

6° La zone du *Prarion–Pormenaz*, en rapport avec les schistes verts et le granite de Pormenaz;

7° La zone de *Salvan, entre Aiguilles Rouges et Arpille.*

La répartition de ces zones houillères montre d'abord que le Houiller s'est développé sur une surface d'érosion ayant très profondément attaqué l'édifice hercynien antéstéphanien : le Houiller est en contact avec n'importe quel terme de la série verte ou de la série satinée. D'autre part, la

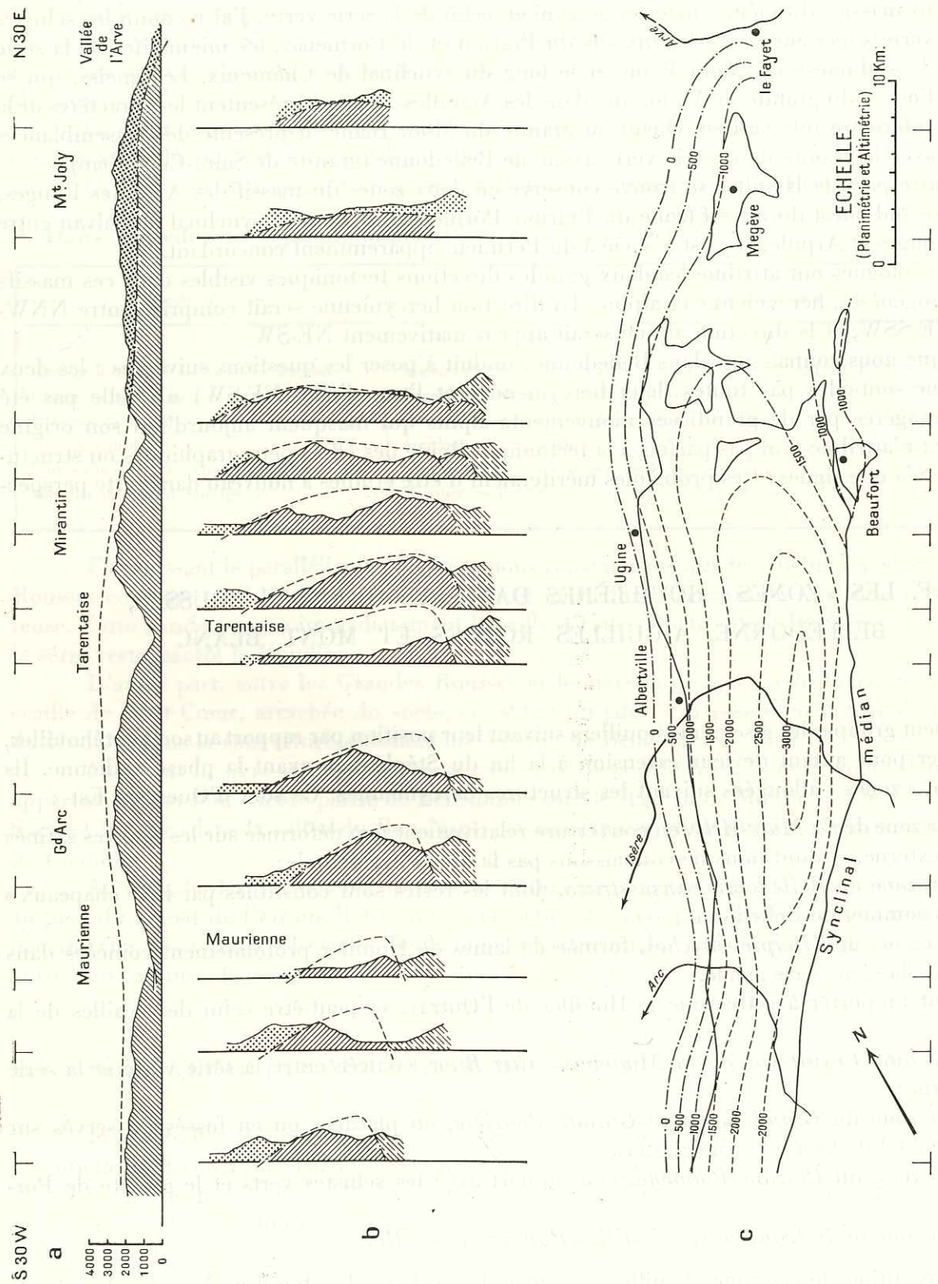


Fig. 29. — Essai de reconstitution de la paléosurface antétriasique sur le rameau externe entre la vallée de l'Arc et la vallée de l'Arve.
a = coupe en long montrant à la fois le profil des massifs et le profil de culmination de la paléosurface antétriasique;
b = coupes sériées;
c = carte hypsométrique de la paléosurface antétriasique.

répartition des « zones » houillères est commandée par les accidents antéstéphaniens. La phase saalienne ne comporte donc pas de direction originale, par rapport aux phases précédentes.

On remarque enfin que, d'une façon générale, les gisements conservés sur la série satinée sont moins déformés que ceux restés coincés en synclinaux étroits et profonds dans la série verte.

* * *

II. DÉFORMATIONS DE LA SURFACE ANTÉTRIASIQUE DANS LE NORD DU MASSIF DE BELLEDONNE ET LE SUD-OUEST DES MASSIFS DU MONT BLANC ET DES AIGUILLES ROUGES.

Le style des déformations de la surface antétriasique peut être analysé à l'aide de cartes hypsométriques.

La figure 29 est un schéma représentant la déformation d'ensemble de la surface antétriasique sur le rameau externe au nord-est de la vallée de l'Arc (équidistance des courbes de niveau : 500 m).

La planche 6, en pochette, est une *carte au 1/50 000*e en courbes de niveau (équidistance : 100 m) de la surface antétriasique entre la vallée de l'Isère et la vallée de l'Arve, partout où la reconstitution a pu être faite avec une certaine précision.

A. MÉTHODE DE CONSTRUCTION ET PRÉCISION DES COURBES HYPSOMÉTRIQUES

La surface antétriasique peut être reconstituée à partir de son intersection avec la surface topographique et des pendages mesurés dans les niveaux de base du Trias. Les courbes hypsométriques sont ensuite dessinées à l'aide de coupes en série établies d'après la carte géologique.

Les zones où la surface antétriasique (toit des claveaux) se raccorde avec les flancs des claveaux ont été hachurées sur la planche 6, en pochette, D'autre part, je n'ai pas tenu compte d'un certain nombre d'accidents secondaires (failles à rejet faible, petits fossés, etc.), pour ne conserver que les structures principales qui mettent en relief l'allure d'ensemble de la paléosurface.

La précision d'une telle reconstitution est inégale suivant les extrapolations qui doivent être faites lors de l'établissement des coupes en série. En certains points, j'ai même représenté la forme de la surface antétriasique suivant *l'interprétation* que je considère comme la plus probable (par exemple dans le raccord entre le claveau de la Grande Pierrière et celui de Montjoie). En d'autres endroits je n'ai pas dessiné les courbes hypsométriques lorsque les renseignements dont nous disposons actuellement sont trop imprécis (par exemple dans le socle du Mont Joly).

Les tracés des courbes sont différents pour souligner que la surface antétriasique est : soit au-dessus de la surface topographique, soit en dessous de celle-ci, soit hypothétique.

B. INTERPRÉTATION

1. Le rameau externe.

a. *Forme d'ensemble* (fig. 29).

Le rameau externe constitue un bloc bombé, cassé en arrière par le synclinal médian et déversé vers le Nord-Ouest. Sa partie la plus haute, qui a été portée vraisemblablement vers 3 000 mètres d'altitude, est située approximativement entre le massif du Mont Mirantin et le massif du Grand Arc.

Vers le Sud-Ouest, par suite d'un net abaissement d'axe [1], le rameau externe affleure sur une largeur moins considérable. La surface antétriasique n'a jamais dû dépasser beaucoup 2 000 mètres d'altitude au sud de la vallée de l'Arc.

Vers le Nord-Est, l'abaissement d'axe du rameau est prouvé par son ennoyage sous la couverture sédimentaire. Le plongement d'axe de la voûte est de 10° environ. Mais l'inclinaison vers le Nord-Ouest s'amortit. Il en résulte qu'à la hauteur du signal de Bisanne, l'axe de la voûte est déjà nettement déporté vers l'Ouest [2].

Il est possible que le socle du Mont Joly forme un bombement dont la boutonnière de Megève constituerait la retombée occidentale. Ce bombement très atténué, serait séparé de la zone d'ennoyage dans la région du Signal de Bisanne par un large ensellement, actuellement caché sous la couverture sédimentaire, sous l'arête Chard du Beurre–Aiguille Croche.

b. ***Le raccord entre la surface antétriasique et le flanc du synclinal médian.***

Il est certain que la surface antétriasique s'incurve pour se raccorder sans solution de continuité avec le flanc externe du synclinal médian. On en a pour preuve les placages du grès de base du Trias sur les schistes satinés au col de la Bathie. Il est également certain qu'à une profondeur suffisante, le synclinal médian est un joint tectonique [3].

Le raccord entre la surface antétriasique et le flanc du synclinal médian est identique au raccord entre le toit d'un claveau voûté et le flanc de celui-ci. La paléosurface s'arrête donc à une certaine profondeur sur le flanc du synclinal médian. La zone de raccord entre la paléosurface et le flanc du rameau externe a été hachurée sur la planche 6, en pochette.

c. ***Le granite de Beaufort- la Chaudanne.***

Le toit du granite présente un bombement qui culmine à hauteur de Beaufort vers 1 150 mètres. Mais ce toit est accidenté surtout vers l'Ouest par de nombreuses failles à faible rejet (quelques dizaines de mètres).

Il est très difficile de raccorder le toit du granite de Beaufort avec celui du granite de la Chaudanne dont la forme reste inconnue. Une certaine torsion du synclinal médian en arrière du granite se déduit pourtant de l'ensemble des structures.

d. ***L'ennoyage périclinal du rameau externe au nord-est de Megève.***

Au nord-est de la boutonnière de Megève, l'axe de la voûte plonge brusquement : le flanc nord du massif du Mont Joly, entre Combloux et Saint-Gervais, ne montre que la couverture jurassique. Les lignes de niveaux de la surface antétriasique s'incurvent complètement.

Il existe donc vraisemblablement un accident important dans le socle entre la terminaison du rameau externe et le Prarion. C'est la seule façon d'expliquer à la fois le glacis occidental du Prarion en pente nette vers l'Ouest et l'énorme accumulation de Trias (gypse, anhydrite, cargneules) de la rive gauche du Bon Nant entre Saint-Nicolas-de-Véroce et Saint-Gervais. Cet accident Nord-Sud se poursuivrait vers le Sud et passerait à peu près à la verticale de l'arête du Mont Joly.

---

[1] Rendu sensible par le rapprochement du glacis externe du rameau par rapport au synclinal médian, la pente du glacis restant à peu près constante.

[2] J'appelle axe de la voûte la ligne des points topographiquement les plus élevés de la paléosurface antétriasique.

[3] Ceci est net au niveau de la vallée de l'Isère ou de la vallée de l'Arc.

2. **Le rameau interne** (Pl. 6, en pochette).

a. ***La série verte.***

La surface antétriasique est impossible à reconstituer sur la quasi-totalité de la série verte.

Entre la vallée de l'Arc et le massif de la Pointe de Comborsier, aucune trace de cette surface n'est conservée, la paléosurface est partout plus haute que la surface topographique actuelle.

Au nord-est du massif de la Pointe de Comborsier et jusqu'à la vallée de Beaufort, la série verte est très écaillée et la surface antétriasique est tellement déformée que sa reconstitution est pratiquement impossible.

On sait seulement que la série verte constituait, au début des déformations alpines, une série de claveaux en dents de scie, et que l'exagération de cette structure a conduit à la formation d'écailles plus ou moins déversées sur le synclinal médian, entre lesquelles le Trias s'est trouvé coincé (zone des écailles de Crêt Bron).

Au nord de la vallée de Beaufort, la série verte forme des claveaux en losange qui s'ennoient vers le Nord-Est. Le déversement vers l'Ouest s'amortit. C'est pourquoi on peut reconstituer la forme de la surface antétriasique sur l'ennoyage périclinal du claveau de granite de l'Outray et des schistes verts du verrou de la Girotte. Mais les surfaces où la reconstitution est possible sont très réduites.

b. ***La série satinée interne.***

La reconstitution de la surface antétriasique est *impossible au sud du massif de la Pointe de Comborsier.* Nous connaissons seulement en certains points sa retombée orientale; mais elle se confond là avec la grande cassure qui limite le rameau interne vers l'Est.

A l'est du massif de Comborsier, la retombée de la surface antétriasique est accidentée par le joint du Trias de la Glaize. Le Cristallin de la rive gauche de la Glaize forme un claveau en contrefort.

Entre le massif de Comborsier et celui du Grand Mont le socle n'a jamais dû dépasser une altitude de 2 800 mètres environ.

Le massif du Grand Mont lui-même présente un profil transversal général de claveau voûté, mais des accidents secondaires altèrent la régularité de son plongement axial vers le NNE. Ce sont principalement l'accident complexe qui longe le bord occidental de la série satinée, jalonné par le Jurassique des fossés en biseau de Comborsier et du passage du Dard, le faisceau de joints tectoniques du Fornet, le fossé de la Tête de Cuvy et du col du Pré (Pl. 5, en pochette) ainsi que le fossé du Grand Mont–Tête Rouge. L'axe de ce fossé (NE-SW) est légèrement oblique par rapport à la direction générale du claveau (NNE-SSW), et présente un plongement de 12° vers le Nord-Est.

Entre le Grand Mont et les Enclaves la voûte s'abaisse jusque vers la cote 1600. Elle forme *un large ensellement sous la Roche Parstire.*

Le claveau des Enclaves est un bel exemple de claveau voûté en forme de losange; la surface antétriasique culmine un peu au-dessus de 2 400 mètres. Des petits témoins de Trias la jalonne. Les accidents qui l'affectent sur les deux bords ne modifient pas notablement son allure d'ensemble.

En arrière de celui-ci, *le claveau de la Grande Pierrière* culmine vers 2 300 mètres d'altitude. La reconstitution de son toit vers le Sud-Est est imprécise, le claveau se pince progressivement pour se terminer en écaille à Roselend. A son autre extrémité, vers le NNE, j'admets que la voûte du claveau s'abaisse lentement en profondeur et se raccorde avec celle du claveau de Montjoie, mais cette interprétation n'est pas absolument certaine.

On peut envisager une autre interprétation : le claveau de Montjoie serait le prolongement du claveau que la galerie Bon Nant–Girotte a rencontré à l'est du claveau de la Grande Pierrière.

Dans cette hypothèse, ce dernier devrait s'ennoyer rapidement au-delà de l'endroit où on le voit se terminer en surface sous l'arête Roselette–col du Joly. Le claveau de la Sainte-Chapelle serait un élément plus interne dont on ne connaîtrait pas de prolongement vers le Sud.

REMARQUES :

1° Il existe dans les massifs du Grand Mont et des Enclaves une relation entre le degré de migmatisation et la hauteur actuelle de la surface antétriasique. Les zones très migmatisées correspondent aux zones où la surface antétriasique a été portée le plus haut. L'ensellement du Cristallin sous la Roche Parstire correspond à une zone à migmatisation plus faible entre deux zones à migmatisation poussée (anatexites du Grand Mont et des Enclaves).

Cette remarque est aussi valable lorsque l'on étudie une coupe transversale de ces massifs. L'axe de la voûte du claveau correspond approximativement à la zone où la migmatisation est la plus poussée.

Ce curieux rapport entre deux phénomènes d'origine et d'âge très différents méritait d'être signalé et doit être la conséquence des propriétés mécaniques des roches soumises à des contraintes tectoniques.

2° On remarquera sur la planche 4 (en pochette) que tous les éléments de la série satinée interne viennent se coincer contre un accident alpin rectiligne entre le col du Sallestet (à l'est de l'Outray) et les Contamines. Cet accident n'est autre que la limite entre la série verte et la série satinée interne, et son prolongement vers le Nord-Est. L'accident alpin a donc une origine hercynienne.

3. La terminaison sud-ouest du massif des Aiguilles Rouges (Pl. 5 et 6, en pochette).

a. *Le massif du Prarion.*

L'arête Prarion–Tête Noire marque l'axe d'un claveau voûté en forme de losange. C'est le *claveau du Prarion.* Les directions des éléments du socle y sont comprises entre Nord-Sud et NNW-SSE.

L'extrémité nord du claveau du Prarion s'ennoie périclinalement sous l'éboulement de Servoz.

L'autre extrémité est recoupée en biais par la grande cassure qui forme le bord interne du massif Prarion–Aiguilles Rouges : c'est le flanc externe du synclinal de Chamonix.

Le flanc ouest du Prarion est affecté par un accident qui détermine le *claveau de Saint-Gervais* [1]. C'est un claveau en contrefort, constitué par la série satinée légèrement migmatisée. Son toit est dans l'ensemble incliné vers l'Ouest. Vers le Nord, il s'enfonce rapidement (terminaison périclinale). C'est sur le dos du claveau de Saint-Gervais et sur son ennoyage vers le Nord qu'est conservé le Trias du *fossé de Montfort.* Ce Trias forme une banquette qui se termine au Sud à la coupure de la vallée du Bionnassay vers 1 400 mètres d'altitude. Vers le Nord, il enveloppe complètement la terminaison périclinale du claveau à hauteur de Saint-Gervais.

Le bord occidental du claveau de Saint-Gervais constitue la base du versant gauche de la vallée du Bont Nant sous Saint-Nicolas-de-Véroce. Le toit du claveau est bien souligné par les grès et conglomérats de base du Trias, assez épais à cet endroit [2]. Il présente une allure de voûte remarquée depuis longtemps (Paréjas, 1925, p. 432).

On n'a pas d'indication sur la façon dont se termine le claveau de Saint-Gervais vers le Sud, dans l'axe de la vallée des Contamines. Les dépôts quaternaires recouvrent tout.

---

[1] Cet accident entraîne une simple flexure de la surface antétriasique vers le Sud (au dessus de Bionnay); par contre, c'est une véritable faille vers le Nord (en face de Chedde).

[2] Les grès et conglomérats ont un pendage général vers l'Ouest. Ils sont affectés par des failles nord-sud à faible rejet.

b. *Le fossé de Servoz.*

Vers l'Est, le claveau du Prarion est bordé par le *fossé de Servioz,* autrefois rempli par la couverture secondaire et actuellement déblayé par l'Arve. Des placages de grès du Trias soulignent encore le fond du fossé, notamment entre 1 000 et 1 200 mètres d'altitude au nord et au nord-est des Chavants [1].

L'existence de ce fossé dont l'axe plonge vers le Nord explique la dépression de Servoz et le coude de l'Arve à sa sortie de la vallée de Chamonix. La vallée de l'Arve quitte en effet le synclinal de Chamonix à hauteur des Houches pour traverser en surimposition l'extrémité sud-ouest des Aiguilles Rouges entre les massifs du Prarion et du Brévent.

Le fond du fossé de Servoz est constitué par le granite de Servoz–Les Houches. Cette protogine appartient à la série verte.

c. *Le massif du Brévent* [2].

A l'est du fossé de Servoz, se trouve le *massif du Brévent.*

Les éléments permettant de reconstituer la forme exacte de la surface antétriasique sur l'extrémité sud-ouest du Brévent font défaut. Il est possible qu'il se termine par un ennoyage périclinal dominant le fossé de Servoz.

Le massif du Brévent et le fossé de Servoz sont limités au Sud-Est par la grande cassure qui forme le flanc externe du synclinal de Chamonix. Comme dans le cas du Prarion, cette faille recoupe à la fois les structures du socle (série verte–granite–Houiller) et les structures de la surface antétriastique : l'axe du fossé de Servoz est en effet perpendiculaire au synclinal de Chamonix.

4. La terminaison sud-ouest du massif du Mont Blanc (Pl. 5 et 6, en pochette).

Le bord externe du massif du Mont Blanc contre le synclinal de Chamonix passe, au sud-ouest du col du Mont Lachat, par le col du Tricot, les chalets de Miage et les chalets du Truc.

Il est visible en bas de la Combe de Frasse et de la Combe d'Armancette. Au sud des Contamines, il longe la base du versant rive droite du Bon Nant [3] et il aboutit dans l'axe de la vallée du Bon Nant entre Notre-Dame-de-la-Gorge et la Sainte-Chapelle.

Le Trias qui sépare le petit claveau de Montjoie du claveau occidental de Notre-Dame-de-la-Gorge remplit un joint aligné sur le bord interne du synclinal de Chamonix. Suivant cette interprétation, les claveaux de Montjoie et du Bonhomme appartiennent donc à la terminaison sud-ouest du Mont Blanc.

Les deux claveaux de Notre-Dame-de-la-Gorge, dont les flancs sont très inclinés, sont limités par un toit peu incliné à peine entamé par l'érosion : en effet, dans leur prolongement vers le SSW, on ne trouve que les schistes jurassiques de la rive gauche du Bon Nant, bien visibles dans le ravin qui descend sur le flanc nord-est de Roselette vers le Nant Borrant. Le Trias de couverture de ces claveaux, s'il existe, est caché sur la rive gauche du Bon Nant, sous la moraine et sous l'éboulement du flanc nord-est de Roselette.

Le claveau du Jovet est séparé du claveau oriental de Notre-Dame-de-la-Gorge par le joint comblé de Combe Noire [4]. Il s'ennoie périclinalement vers le Sud-Ouest sous le massif de la Pénaz,

---

[1] Voir carte géologique 1/20 000 Servoz-les-Houches par N. Oulianoff. Une interprétation analogue est admise par Lugeon (1901) et par Corbin et Oulianoff (1927 *b*).

[2] Voir la continuation des courbes hypsométriques sur le massif des Aiguilles Rouges dans : Amberger (G. F.). L'Autochtone de la partie NW du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). Thèse, Univ. Genève, 1960.

[3] Presque partout caché par les éboulis.

[4] Vers le NNE, ce joint comblé de Trias se pince rapidement. Il en est de même pour le joint qui sépare les deux claveaux de Notre-Dame-de-la-Gorge : Trias vertical visible dans le torrent de Tré-la-Tête, immédiatement à l'amont du pont du chemin de Notre-Dame-de-la-Gorge au col du Bonhomme (chemin romain).

Vers le SSW, le joint de Combe Noire se poursuit en bordure du claveau du Jovet, dans l'axe de la vallée du Bon Nant jusqu'au pied de la Pénaz.

Les grosses résurgences situées en bordure R. D. du Non Bant, à 800 mètres au SSW du Nant Borrant, proviennent vraisemblablement du Trias coincé dans cet accident.

comme en témoignent les placages de Trias visibles à proximité des chalets de Jovet. La surface antétriasique est localement conservée sur le versant sud-est du Mont Jovet au-dessus des lacs. On peut y observer quelques lambeaux de Trias.

Les courbes de niveau de la surface antétriasique du claveau du Jovet ont été dessinées sur la planche 6, en pochette, en adoptant une interprétation en claveau voûté, mais nous n'avons pas beaucoup de précision sur la forme exacte du toit de ce claveau, en dehors des petits affleurements de Trias du Plan des Dames, au pied de la Pénaz.

L'accident qui sépare les claveaux du Jovet et du Bonhomme est, à hauteur des lacs Jovet, un fossé en biseau. Le fond de ce fossé est constitué par la retombée interne du claveau du Jovet. Le bord interne du fossé est le flanc libre du claveau du Bonhomme. Le remplissage du fossé est constitué par du Trias (dolomies et cargneules) et localement par des calcaires jurassiques.

Vers le Nord-Est, le fossé, dont l'axe se relève, disparaît à hauteur du petit col situé à 1 kilomètre au NNE du petit lac Jovet.

Vers le Sud-Ouest, par suite de l'ennoyage du claveau du Jovet, le fossé s'épanouit. Toutes les séries sédimentaires du col du Bonhomme et de la Pénaz viennent s'y coincer.

Le claveau du Bonhomme montre à son extrémité sud-ouest le plus bel exemple d'ennoyage périclinal de la région, avec son enveloppe de Trias et d'Infralias : grès singuliers du Bonhomme, soulignant la surface structurale. C'est un claveau voûté [1] dont le plongement périclinal est très rapide puisque l'axe de la voûte est à 2 800 mètres environ à hauteur de la Tête Nord des Fours pour s'abaisser au-dessous de 2 000 mètres à 2 kilomètres au Sud-Ouest dans la dépression de la Gitte (photo, pl. II).

Par contre, nous ne savons pas grand-chose de la remontée de l'axe de la voûte vers le Nord-Est. La pente de l'axe est certainement assez forte (supérieure à 10°) puisque la surface antétriastique enveloppe les sommets de l'arête du Tondu.

L'accident qui limite le claveau du Bonhomme vers l'Est n'est autre que la grande cassure du bord interne du massif du Mont Blanc.

* * *

III. RAPPORTS STRUCTURAUX ENTRE LES MASSIFS DE BELLEDONNE, DES AIGUILLES ROUGES ET DU MONT BLANC

Pour préciser les rapports entre ces massifs, il est nécessaire de rappeler brièvement leurs ressemblances et leurs dissemblances structurales (Pl. 4, en pochette).

A. BELLEDONNE

1. Rameau externe.

Il se termine par ennoyage périclinal vers le Nord sous la couverture secondaire de la rive gauche de l'Arve entre Combloux et Saint-Gervais.

Il est très probablement séparé du massif du Prarion par un accident nord-sud.

La direction des schistes satinés dans la boutonnière de Megève est Nord-Sud; c'est la direction générale du Cristallin dans toute la partie septentrionale du rameau externe.

[1] Il est accidenté par des torsions secondaires et des failles dont certaines sont orientées perpendiculairement à l'axe du claveau. Le rejet de ces failles (plusieurs dizaines de mètres) est bien visible sur la falaise de la Tête Nord des Fours (Trias et Lias) dominant le cirque du Plan des Dames.

2. Synclinal médian.

Il disparaît sous la masse des terrains de couverture près du col du Joly. On n'a aucun indice précis sur sa prolongation sous le massif du Mont Joly.

3. Rameau interne.

Il se termine par l'ennoyage périclinal, vers le NNE, de tous ses éléments. Les claveaux plus externes disparaissent plus tôt que les claveaux plus internes.

B. AIGUILLES ROUGES ET MONT BLANC

1. Aiguilles Rouges-Prarion.

La retombée sud-ouest du massif des Aiguilles Rouges est recoupée en travers par des structures alpines secondaires, orientées sur les directions hercyniennes (Nord-Sud ou NNW-SSE). Ce sont :

— l'ennoyage sud-ouest du massif du Brévent;
— le fossé de Servoz;
— les claveaux du Prarion et de Saint-Gervais.

La série verte et le Houiller constituent la majeure partie des massifs du Brévent et du Prarion, exception faite du claveau de Saint-Gervais, constitué par la série satinée.

2. Synclinal de Chamonix.

C'est un accident majeur qui recoupe en sifflet les structures qui le bordent.

a. ***Flanc externe.***

Il tranche obliquement les structures de Servoz et du Prarion.

Par suite de l'abaissement général d'axe de l'extrémité sud-ouest du massif des Aiguilles Rouges et de la retombée sud des claveaux du Prarion et de Saint-Gervais, le synclinal de Chamonix s'ouvre vers le Sud-Ouest à la hauteur du col de Voze–Mont Lachat et du Mont Vorassay. Il devient là un fossé biseauté [1].

b. ***Flanc interne.***

C'est la grande faille de bordure du massif du Mont Blanc. Elle présente un pendage moyen de 50 à 60° SE. Vers le Sud-Ouest, elle prend progressivement une direction NNE-SSW, se redresse jusqu'à la verticale, pour aboutir dans la vallée de Notre-Dame-de-la-Gorge. Elle se poursuit par un joint tectonique entre les claveaux de Montjoie et de la Sainte-Chapelle, d'une part, et de Notre-Dame-de-la-Gorge, d'autre part.

[1] Vers le Sud-Ouest, la position du flanc externe du synclinal de Chamonix peut être déterminée pour la dernière fois avec une certaine précision en bas de la vallée de Miage, immédiatement à l'amont du Houiller de la Gruvaz.
Au-delà, le terme de synclinal de Chamonix n'a plus de signification structurale.

c. ***Remplissage.***

Comme le synclinal médian de Belledonne, le synclinal de Chamonix est en profondeur un joint tectonique comblé.

3. Mont Blanc.

Le bord externe du massif est déversé sur le synclinal de Chamonix.

Vers le Sud-Ouest, les divers éléments du massif du Mont Blanc disparaissent successivement sous la couverture par ennoyage :

— des claveaux de Notre-Dame-de-la-Gorge, sous Roselette;
— du claveau du Jovet, sous la Pénaz;
— du claveau du Bonhomme, sous les Roches Merles.

A l'intérieur du massif, les structures du Cristallin (série verte) sont légèrement obliques par rapport au synclinal de Chamonix. Ce fait a été bien mis en évidence par Corbin et Oulianoff (1924, 1925).

C. RÉSUMÉ

De l'interprétation des éléments structuraux précédents, on peut tirer les conclusions suivantes :

1° Le rameau externe de Belledonne et le Massif des Aiguilles Rouges *sont distincts :*

— *par leurs structure hercynienne :* le rameau externe de Belledonne est constitué par les schistes satinés qui s'infléchissent vers le Nord, et le massif des Aiguilles Rouges situé plus au Nord-Est est essentiellement constitué par la série verte et le Houiller, orientés également Nord-Sud;

— *par leur structure alpine :* comme l'indique la reconstitution de la surface antétriasique, un accident Nord-Sud, situé sous le Mont Joly et le flanc gauche de la vallée du Bon Nant en face de Saint-Gervais, sépare l'extrémité du rameau externe de Belledonne du massif du Prarion-Aiguilles Rouges.

2° Le synclinal médian de Belledonne *ne se prolonge pas* dans le synclinal de Chamonix; il se poursuit vraisemblablement dans l'accident défini ci-dessus entre rameau externe et Prarion.

3° Le rameau interne de Belledonne *disparaît définitivement* sous le massif du Mont Joly; il se coince dans l'accident séparant le rameau externe du Prarion. Ceci implique une torsion de son extrémité qui est amorcée par les directions Nord-Sud des claveaux des Enclaves et de la Grande Pierrière.

4° Les claveaux de Montjoie et de la Sainte-Chapelle (série satinée) *se poursuivent peut-être* en profondeur, en s'écaillant plus ou moins, en direction du claveau de Saint-Gervais. Les affleurements cristallins de la base du flanc est du Mont Joly, visibles en bas des ravins des Meuniers et du Nant de l'Ile, en face du village de La Chapelle, formeraient dans ce cas un jalon intermédiaire entre Montjoie et Saint-Gervais.

5° Le synclinal de Chamonix présente une structure de joint tectonique comblé depuis Martigny, jusqu'aux Houches. Mais à partir de là, il s'ouvre vers le Sud-Ouest et présente alors une structure de fossé biseauté complexe déversé vers le Nord-Ouest. *Ce n'est pas plus un véritable synclinal* que le synclinal médian de Belledonne.

La faille qui forme son bord interne se poursuit au sud de Notre-Dame-de-la-Gorge. Elle recoupe en biais l'extrémité sud-ouest du massif du Mont Blanc et passe *en arrière* du rameau interne de Belledonne.

6° Le massif du Mont Blanc est donc *plus interne* que Belledonne : ceci résulte aussi bien de sa structure hercynienne que de la position des accidents alpins qui le limitent.

Belledonne, Aiguilles Rouges et Mont Blanc sont donc trois massifs distincts dans lesquels on retrouve les mêmes séries du socle et les mêmes types de structure. *Mais, malgré leur symétrie, il n'y a pas entre eux de continuités directes, ni hercynienne, ni alpine.*

CHAPITRE V

INTERPRÉTATIONS D'ENSEMBLE
RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

INTRODUCTION

Les chapitres précédents m'ont permis de définir les principaux types de roches rencontrées dans la partie septentrionale de Belledonne et de décrire les différentes séries lithologiques du socle métamorphique.

Quelques coupes caractéristiques relevées à travers le massif ont ensuite mis en évidence certains de ses caractères structuraux, tant hercyniens qu'alpins.

J'ai relié les coupes en montrant les rapports des éléments structuraux hercyniens dans le cadre alpin actuel, depuis les Grandes Rousses et Belledonne *sensu stricto* jusqu'aux Aiguilles Rouges et au Mont Blanc.

Il me reste maintenant à *coordonner* ces différentes notions puis à tenter de *reconstituer l'histoire* géologique de Belledonne, d'abord pendant le cycle hercynien, et ensuite pendant le cycle alpin. Ce sera l'objet du présent chapitre.

* * *

1. LA CHAÎNE HERCYNIENNE

A. LES SÉDIMENTS ORIGINELS DU SOCLE MÉTAMORPHIQUE

1. La série verte.

La *série verte inférieure,* composée de gneiss, de micaschistes et d'amphibolites, n'est pas représentée sous forme d'ectinites dans la région que j'ai étudiée.

La *série verte moyenne* présente des faciès qui évoquent déjà la série verte supérieure. Une partie des amphibolites qui la composent dérivent probablement de roches volcaniques.

La *série verte supérieure*, caractérisée par de grosses épaisseurs de *prasinites* et de *schistes chloriteux*, correspond à une ancienne série sédimentaire composée de schistes, de spilites, de pélites ou de grès, dans laquelle se trouvaient interstratifiées des coulées volcaniques, des passées de tufs ou de cinérites, dont les textures sont encore parfois reconnaissables.

La présence de quelques bancs calcaires, parfois liés à des serpentines, est peut-être en rapport avec l'existence de roches éruptives relativement basiques.

Il sera toujours difficile de définir la nature originelle exacte de la série verte : la composition et la texture pétrographiques des roches sédimentaires qui dérivent d'éléments volcaniques sont souvent confuses. A plus forte raison ces roches sont-elles difficiles à reconnaître lorsque le métamorphisme voile leur structure initiale, comme c'est le cas ici.

L'analyse chimique ne résout pas clairement le problème.

Les *schistes noirs* et les *schistes carburés* interstratifiés dans le haut de la série verte indiquent un important développement de la vie au moment de la sédimentation. Les traces sériciteuses, visibles sur certains schistes ardoisiers, évoquent des empreintes de végétaux, malheureusement incertaines.

Enfin, les *galets des conglomérats*, qui existent dans le Sud de Belledonne et les Grandes Rousses, sont les seuls témoins d'un cycle orogénique accompagné d'une phase de métamorphisme, *antérieur* au dépôt de la série verte.

2. La série satinée.

Avec la série satinée commence une sédimentation toute différente. Essentiellement schisto-gréseuse, légèrement calcaire, elle rappelle, tant par sa nature que par son épaisseur, les formations du Flysch ou des Schistes Lustrés. Série détritique, monotone, sans aucun repère stratigraphique, sauf un conglomérat de base local, elle est vraisemblablement discordante sur la série verte.

Il n'a pas été possible de déterminer si les niveaux prasinitiques qu'on y rencontre localement ont une origine volcanique ou sédimentaire. Je pencherais plutôt pour la deuxième hypothèse, en raison de l'existence de termes de passage aux schistes satinés normaux.

Les nombreux niveaux graphiteux interstratifiés dans cette série indiquent peut-être une sédimentation proche d'un continent émergé. L'origine de la matière organique, végétaux flottés ou Algues, reste pourtant inconnue.

Les *conglomérats de base* de la série satinée montrent des galets de roches cristallophylliennes et cristallines.

On pourrait être surpris de n'y point reconnaître en grande quantité des galets des ectinites de la série verte si celle-ci est antérieure à la série satinée.

Mais le même métamorphisme a agi sur les deux séries longtemps après leur dépôt; elles n'étaient donc pas encore métamorphiques, ni l'une ni l'autre, lors de la formation des conglomérats de la série satinée comme ceux des conglomérats de la série verte, ils proviennent en majeure partie d'une série antérieure.

On ne peut donc pas tirer argument de l'absence ou de la rareté des galets de schistes verts *reconnaissables* dans la série satinée pour contester l'antériorité de la série verte. D'ailleurs, il est bien difficile de rapporter *avec certitude* un galet de roche cristallophyllienne ou cristalline à la série dont il est issu en se basant uniquement sur son faciès pétrographique. Ceci est encore plus vrai lorsqu'un métamorphisme postérieur a pu faire évoluer différemment le galet et la série dont il provient (Wegmann, 1947).

B. ÉVOLUTION PÉTROGRAPHIQUE DES SÉRIES DU SOCLE

Analyse des différents phénomènes ayant affecté les séries du socle.

L'étude *pétrographique* montre que les deux séries du socle ainsi que le Houiller et, accessoirement, les séries de couverture ont subi une série complexe de phénomènes géologiques.

Première phase. — *Métamorphisme régional.*

Transformation des sédiments originels de la série verte et de la série satinée, par métamorphisme régional.

Les ectinites de la *série satinée* présentent les caractères métamorphiques des zones des micaschistes supérieurs et inférieurs. La répartition des faciès correspondant à ces zones paraît accidentelle sur le terrain.

Les ectinites de la *série verte*, en raison de leur composition pétrographique spéciale, sont plus difficiles à situer dans la classification zonéographique normale. Elles paraissent avoir subi un degré de métamorphisme analogue à celui de la série satinée, hormis les schistes carburés, particulièrement réfractaires à l'action du métamorphisme.

Nous ne connaissons donc *nulle part* de série présentant un *métamorphisme profond* : ce caractère différencie essentiellement les régions que nous étudions du Massif Central ou des Vosges [1].

Deuxième phase. — *Migmatisation et granitisation.*

Ces deux phénomènes sont connexes.

La migmatisation et la granitisation résultent de phénomènes analogues dans les deux séries : c'est une métasomatose, principalement potassique, avec, en contre-partie, départ d'éléments ferromagnésiens et peut-être de calcium.

Le granite ne paraît pas lié aux conditions physico-chimiques de profondeur puisqu'il a pu prendre naissance, dans un axe anticlinal, au-dessous des migmatites, comme l'a démontré la coupe de la galerie Isère–Arc.

Dans la *série verte*, les granites jalonnent les axes anticlinaux migmatisés : ce sont des granites d'anatexie.

C'est à la fin de la phase de granitisation que se sont mis en place les filons de microgranites en liaison avec des granites (Roc Blanc–Outray : granite de la série verte), ou avec des migmatites (Grand Mont : migmatites de la série verte), ainsi que les filons d'aplite, de pegmatites, etc.

Dans la *série satinée*, il faut distinguer : d'une part, *les granites* qui paraissent injectés dans les structures synclinales, vraisemblablement à la faveur de la rupture en profondeur des charnières et qui sont en rapports génétiques avec les granites de la série verte, quoique, peut-être, un peu plus tardifs; d'autre part, *les migmatites* qui sont indépendantes des granites et dues à une métasomatose potassique de la série satinée.

Le fait que l'on distingue ces deux types de roche n'implique pas qu'ils soient indépendants; bien au contraire, l'analyse chimique conduit à penser que la migmatisation dans la série verte et dans la série satinée n'est sans doute attribuable qu'à *un unique phénomène métasomatique.*

La formation de ces « *migmatites en coupoles* » est un phénomène très curieux qui unit des faciès pétrographiques de roches connues habituellement dans les séries de métamorphisme profond (embréchites, anatexites) avec des dispositifs structuraux voisins de ceux que l'on rencontre dans le métamorphisme de contact (coupoles de dimensions réduites avec faciès de contact). Elles se rapprochent des migmatites stratoïdes connues en diverses régions.

---

[1] Contrairement à plusieurs auteurs (Lameyre, Giraud, Tobi), je ne pense pas que les migmatites de la série satinée doivent être attribuées à une zone de métamorphisme plus profonde que les ectinites (A.-C. Tobi. — Sur les roches cristallophylliennes de la bordure ouest du massif de Belledonne (Isère). *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXXXVI, p. 104.

TROISIÈME PHASE. — *Écrasement et formation des structures isoclinales.*

Cette phase est directement liée à la précédente, sans d'ailleurs que l'on puisse établir entre elles un ordre de succession.

La formation des structures isoclinales a provoqué des contraintes mécaniques qui ont *à la fois* écrasé les minéraux anciens, orienté les minéraux en cours de cristallisation dans les migmatites et les granites et adapté les gisements de ces roches aux grandes structures tectoniques. Les migmatites et les granites sont donc syncinématiques.

Pour les granites, en particulier ceux de la série verte, le fait d'être à la fois granites syncinématiques et granites d'anatexie, mérite d'être souligné.

QUATRIÈME PHASE. — *Rétromorphose.*

Vraisemblablement, à la fin des deux phases précédentes, une rétromorphose a affecté d'une façon assez uniforme les roches cristallophylliennes et cristallines. Elle est caractérisée par une albitisation irrégulière [1], une chloritisation intense des micas, le déplacement ou le développement du sphène, de l'épidote, de la calcite, etc.

L'ensemble de ces phénomènes ne correspond pas à une métasomatose nouvelle, mais seulement à *une réorganisation* des assemblages cristallins et, dans certains cas, à une fin de cristallisation.

C'est pendant cette phase que les granites les plus évolués ont achevés de passer à l'état de protogine. Et c'est aussi à ce moment que s'est formée une partie des filons comportant l'association : quartz, calcite, chlorite, avec en moindre proportion feldspaths, épidote, clinozoïsite.

Cette rétromorphose est antérieure au Stéphanien qui n'est affecté par aucun métamorphisme comparable à celui qui a affecté les séries antérieures.

CINQUIÈME PHASE. — *Écrasements tardifs.*

Les dernières phases tectoniques antéstéphaniennes, poststéphaniennes et alpines ont produit un écrasement plus ou moins violent de toutes les séries anciennes du socle.

Elles ont engendré un grand développement des textures cataclastiques ou mylonitiques. En dehors des zones de remaniement hydrothermal, les phyllites paraissent être les seuls minéraux de néoformation datant de ces phases pendant lesquelles le quartz a souvent recristallisé.

SIXIÈME PHASE. — *Minéralisation.*

L'apparition de certains minéraux aberrants (phyllites spéciales, chlorites, clinozoïsites, etc.) au voisinage de la surface de contact entre le socle et les séries de couverture, et à l'intérieur de celles-ci (Roubault et Cl. Bordet, 1947; S. Caillère et S. Hénin, 1946), paraît liée à des minéralisations hydrothermales. Celles-ci sont donc d'âge alpin, *sensu lato*. Les plus courantes sont du type B.P.G.; l'oligiste n'est pas rare. Les gangues sont généralement formées de quartz, de calcite, d'ankérite, de sidérose, et de barytine. L'étude chimique a montré, qu'en profondeur, la mise en place de ces minéralisations pouvait entraîner une véritable métasomatose avec apport de fer et départ d'alumine.

On peut résumer l'action de ces diverses phases dans le tableau suivant :

a. Dans les *ectinites* de la série verte et de la série satinée, la structure initiale et une rétromorphose ont certains caractères communs (minéraux caractéristiques identiques). Il est souvent impossible de distinguer ces deux phases sur un même échantillon, spécialement dans la série verte. Par contre, des écrasements tardifs sont facilement visibles.

[1] Cette albitisation se superpose aux albites qui se sont développées à la fin de la cristallisation des orthoclases (2e phase) [J. WYART].

b. Dans les *migmatites*, la trame des ectinites est encore parfois décelable. La migmatisation sous contrainte mécanique orientée reste le phénomène majeur ; la structure des roches est ensuite modifiée par rétromorphose et écrasements tardifs.

C'est la superposition de ces phases distinctes qui explique les textures si diverses et si confuses des migmatites.

c. La *granitisation* plus ou moins orientée a totalement oblitéré les textures anciennes des roches dans lesquelles elle s'est développée. Mais une rétromorphose et des écrasements tardifs altèrent la texture granitique initiale (protogine, zones de mylonites dans les granites, etc.).

d. Le *Houiller* n'est affecté que par les écrasements hercyniens tardifs et alpins. Il présente localement une texture cataclastique dans laquelle ont pu se développer des minéraux phylliteux.

En résumé, la superposition d'un certain nombre de phases différentes se retrouve dans chaque catégorie de roches du socle. Chaque superposition est caractéristique.

Ces phases sont les suivantes :

	Ectinites	Migmatites	Granites	Houiller (et série de couverture)
1re phase : Métamorphisme régional	+	+	Oblitéré par la granitisation.	
2e phase : Migmatisation et granitisation		+	+	
3e phase : Écrasement ancien		+	+	
4e phase : Rétromorphose	+	+	+	
5e phase : Écrasements tardifs	+	+	+	+
6e phase : Minéralisation locale, principalement au voisinage de la couverture.	accidentelle	accidentelle	accidentelle	accidentelle
Somme des phases décelables	2 ou 3 phases (1re et 4e phase souvent confondues).	5 phases	4 phases.	1 phase

On voit que l'ordre croissant de complexité des textures des roches du socle hercynien est le suivant :

Houiller,
Ectinites,
Granites,
Migmatites.

L'étude *structurale* confirme ces faits et en explique la succession.

En conclusion, dans le Nord du massif de Belledonne, les différents métamorphismes (métamorphisme régional, migmatisation, granitisation et rétromorphose) sont *antéstéphaniens.* La mylonitisation majeure est, elle aussi, antéstéphanienne. Il n'y a pas de véritable métamorphisme poststéphanien ni alpin, mais seulement des écrasement parfois très poussés, accompagnés par une recristallisation du quartz, et une séricitisation des zones phylliteuses ou argileuses dans le Houiller et les séries plus récentes.

Dans les séries du socle, l'écrasement alpin est difficile à mettre en évidence, car il n'a *aucune originalité pétrographique propre,* par rapport aux écrasements plus anciens. Seuls des arguments de *géométrie structurale* permettent de le mettre en évidence; malgré son ampleur, il paraît moins violent et général que l'écrasement hercynien.

C. ÂGES GÉOLOGIQUES DES SÉRIES DU SOCLE

Dans le socle hercynien, seules les formations houillères et permiennes, non métamorphiques, ont pu être datées directement par des fossiles. Les âges reconnus sont le Stéphanien inférieur et moyen et le Permien inférieur et supérieur.

En ce qui concerne les séries cristallophylliennes, j'admets que la série verte est antérieure à la série satinée. Les arguments en faveur de cette succession ont été donnés au début de ce travail.

Si l'on tente de fixer indirectement l'âge de ces formations, deux méthodes sont possibles.

La première méthode consiste à chercher dans des massifs voisins une série datée présentant des faciès comparables à ceux de la série à dater, et à admettre une similitude d'âge : cette méthode peut conduire à des erreurs grossières, surtout lorsque l'on compare entre elles des formations métamorphiques. Je ne l'ai pas utilisée.

La seconde méthode, donne des résultats peu précis, mais plus sûrs : elle consiste à déterminer l'âge probable des granitisations et des migmatisations, chose assez simple en raison de la relative rareté de ces phénomènes dans l'échelle des temps géologiques. Les séries affectées par ces phénomènes sont plus anciennes que ceux-ci. On obtient donc par cette méthode un âge minimum probable des séries étudiées. Voici les résultats ainsi obtenus.

Les massifs hercyniens les plus proches des massifs cristallins externes des Alpes françaises sont le Massif Central, les Vosges, la Bretagne et les massifs axiaux pyrénéens. On y connaît des granitisations antécambriennes [1], ou échelonnées entre le Cambrien et le Carbonifère [2]. Il est vraisemblable que les migmatisations sont le résultat de processus de métamorphisme d'âges voisins de ceux des granites [3].

Les granites et les migmatites accompagnent donc les grands cycles orogéniques : Antécambrien, Calédonien et Hercynien.

En résumé, les âges possibles pour les granites et les migmatites de Belledonne paraissent être soit *antécambrien,* soit *silurien,* soit *carbonifère* (Dinantien ou Westphalien) [4]. Examinons ces hypothèses.

---

(1) Pour la Bretagne : Chauris, Dangeard, Graindor et de Lapparent, 1956.

(2) Massif Central : Chenevoy, 1957; Roques, 1941.

(3) En particulier : les migmatites récemment datées par méthode radioactive sont carbonifères.

(4) Des phénomènes métamorphiques plus récents ont été signalés dans les Alpes : permiens (Ellenberger, 1954) ou post-westphaliens (Sarrot-Reynauld, 1956), mais l'accord ne paraît pas encore totalement réalisé sur leur âge et leur signification.

Première hypothèse. — *Les granitisations et migmatisations de Belledonne seraient antécambriennes.*

Dans cette hypothèse, Belledonne ferait partie d'un socle très ancien, antécambrien, repris par l'orogénèse hercynienne, et sur lequel le Stéphanien est le premier terrain discordant.

Comme les accidents hercyniens, jalonnés par les synclinaux houillers, sont parallèles aux structures plus anciennes, il faut en déduire que les axes orogéniques antécambriens et hercyniens sont orientés suivant la même direction générale. Orogénèse antécambrienne et orogénèse hercynienne auraient été superposées de façon plus rigoureuse encore que l'orogénèse hercynienne et l'orogénèse alpine : cela semble bien surprenant.

Deuxième hypothèse. — *Les granitisations et migmatisations de Belledonne seraient siluriennes ou d'âge voisin.*

La critique qui vient d'être faite à l'hypothèse d'un âge antécambrien des migmatites de Belledonne est également valable pour l'hypothèse d'un âge silurien.

En outre, ainsi qu'on le sait, l'orogénèse calédonienne paraît se réduire généralement, en Europe moyenne, à une discordance accompagnée ou non de lacune. Les migmatisations correspondantes n'accompagnent pas de phase tectonique majeure; elles se différencient donc essentiellement de celles que nous connaissons dans Belledonne.

Troisième hypothèse. — *Les granitisations et migmatisations de Belledonne seraient dinantiennes.*

Cette hypothèse me paraît la plus probable.

Les phénomènes magmatiques qui ont accompagné la phase orogénique majeure hercynienne (phase sudète) datent de la fin du Dinantien. Série verte et série satinée seraient donc dinantiennes ou antérieures.

On peut se demander si la série satinée ne serait pas l'équivalent du Culm. Elle serait alors dinantienne et la série verte, dévonienne. Dans cette hypothèse, Belledonne ferait partie d'une aire de la chaîne hercynienne où métamorphisme régional, migmatisation et granitisation seraient montés très haut dans la série stratigraphique, comme on le constate par exemple dans le Lyonnais ou le Sud des Vosges [1].

Poussant plus loin la comparaison, on peut supposer que le conglomérat de base de la série satinée est la trace de la phase bretonne (Tournaisien inférieur).

Quatrième hypothèse. — *Les granitisations et migmatisations de Belledonne seraient westphaliennes.*

On pourrait admettre que les granites et migmatites de Belledonne sont westphaliens par analogie avec certains granites du Massif Central (A. Demay, P. Lapadu-Hargues). Ils ne peuvent pas être plus récents : le Stéphanien est discordant sur le granite de l'Outray.

Dans ce cas, la série satinée pourrait être westphalienne. Cette hypothèse paraît peu vraisemblable : en effet, Westphalien et Namurien ne sont pas métamorphiques dans le Briançonnais. Le passage du Westphalien au Stéphanien n'y est marqué par aucune phase orogénique importante (Fabre, Feys et Greber, 1955).

---

(1) On en déduit alors que tout le Paléozoïque antéstéphanien des Alpes occidentales (celui des massifs cristallins externes, ainsi que celui qui forme les noyaux des nappes penniques) est affecté par le même métamorphisme hercynien sur lequel s'est surajouté le métamorphisme alpin dans le domaine pennique.

Cette aire à métamorphisme hercynien stratigraphiquement élevé s'arrête dans les Alpes autrichiennes, puisque, dans les nappes austro-alpines, on trouve du Silurien et du Dévonien intacts et discordants sur un socle métamorphique précambrien (Jung, 1953.) Peut-être est-ce la raison de la différence de style tectonique entre nappes penniques et nappes austro-alpines.

Il serait bien étonnant que la phase tectonique majeure des massifs cristallins externes, accompagnés de phénomènes magmatiques, ne soit pas décelable dans le Briançonnais.

Il paraît plus vraisemblable que le début du comblement de la fosse houillère briançonnaise, ait coïncidé avec l'érection et la destruction de la jeune chaîne hercynienne, immédiatement après sa formation lors de la phase sudète, ce qui ramène à l'hypothèse précédente.

L'absence de sédiments westphaliens dans les massifs cristallins externes serait due à l'érosion intense qui y régnait à cette époque.

D. CONCLUSIONS

1. Résumé de l'histoire hercynienne du socle de Belledonne.

En admettant les hypothèses les plus probables parmi celles qui sont énoncées ci-dessus, on peut résumer ainsi les principaux traits de l'histoire géologique du socle de Belledonne et des massifs voisins.

1. Existence d'un socle antécambrien ou paléozoïque inférieur, plissé, granitisé, érodé, inconnu dans le massif de Belledonne, autrement que par les galets des conglomérats des séries plus récentes.

2. Dépôt de la *série verte*, série sédimentaire à caractère volcanique.

3. Mouvements tectoniques peu prononcés d'âge peut-être dévonien supérieur : érosion de la série verte.

4. Dépôt en faible discordance de la *série satinée*, débutant localement par un conglomérat de base : sédimentation épaisse essentiellement schisto-gréseuse à faciès flysch (Culm ?).

5. Métamorphisme régional de la série verte et de la série satinée.

6. Orogénèse hercynienne majeure : phase sudète de Stille, phase ségalaunienne de Lugeon :
— plissements intenses;
— migmatisation et granitisation.
} Formation des grandes structures isoclinales.

7. Érosion importante pendant le Westphalien, se poursuivant pendant le Stéphanien.

8. Mouvements tectoniques probables de faibles amplitudes, décelés dans le bassin briançonnais voisin. Phase orogénique asturienne.

9. Dépôt en discordance du Stéphanien (inférieur et moyen) peut-être du Stéphanien supérieur et du Permien inférieur (synclinal de Salvan).
Activités volcaniques dans la région des Grandes Rousses.

10. Phase tectonique saalienne.

11. Dépôt du Permien (grès d'Allevard).

12. Peut-être léger gauchissement (phase palatine ?).

13. Dépôt du Trias.

L'ensemble de cette histoire est résumé dans le tableau ci-après.

Séries stratigraphiques	Épaisseurs approximatives	Discordances	Phénomènes de métamorphisme	Phénomènes orogéniques	Observations
Lias	...	...	...	Mouvements posthumes.	Invasion progressive de la mer secondaire.
Trias	...	...	...	...	Dépôts continentaux et lagunaires.
		Discordance faible (?)	...	Phase palatine.	Formation de la pénéplaine antétriasique.
Permien récent	300 m	...	...	...	Permien d'Allevard.
		Discordance.	...	Phase saalienne.	Phase allobrogienne (Lugeon). Pincement des synclinaux houillers et permien ancien : synclinal de Salvan, activité volcanique.
Permien ancien Stéphanien supérieur.	300 m				
Stéphanien moyen et inférieur.	4 à 500 m	...	...	...	Activité volcanique (Grandes Rousses).
Westphalien	Inconnu.	...	...	Phase asturienne (probable).	Phase asturienne dans le Briançonnais.
		Discordance majeure.	Granites et migmatites carbonifères.	Phase sudète (majeure).	Phase ségalaunienne (Lugeon). Style isoclinal.
Série satinée	5 000 m	...	Métamorphisme régional.	...	Flysch légèrement calcaire et schistes carburés. (Culm ?)
		Discordance.	...	(Phase bretonne ?)	Conglomérat de base local.
Série verte — Supérieure	3 000 m	...	...	...	Schistes verts, carburés et roches volcaniques (Dévonien supérieur?)
Série verte — Moyenne	100 à 500 m	...	...	...	Série à caractères volcaniques (Dévonien moyen ?)
Série verte — Inférieure	?	...	...	...	Série migmatisée.
Série primitive antécambrienne ou paléozoïque inférieur.	...	Discordance probable (calédonienne ?)	Granites antécambriens ou calédoniens ?	...	Galets dans les conglomérats verts et satinés; n'existe pas en affleurement.

2. Caractères de la tectonique hercynienne.

La tectonique hercynienne est au moins double : sudète et saalienne. La phase sudète, de beaucoup la plus importante, accompagnée des grands phénomènes de métamorphisme, a créé la véritable architecture hercynienne. La phase saalienne l'a simplement parachevée.

Les structures isoclinales, les granites et les migmatites.

L'étude du massif de Belledonne a montré que les séries cristallophylliennes du socle se présentent sous l'aspect de grands anticlinaux et synclinaux, d'habitude sans charnière visible, dont les flancs, parfois laminés ou au contraire répétés, sont redressés à la verticale.

Les grandes structures isoclinales datent de la phase hercynienne majeure.

La tectonique alpine n'a pas modifié sensiblement la disposition relative des éléments du socle. Les structures isoclinales sont donc un des traits essentiels de la tectonique hercynienne de Belledonne et des massifs cristallins voisins.

P. Bordet (1956 *a*) a tenté d'interpréter ces structures isoclinales en admettant qu'il a existé un rapport entre phénomènes tectoniques et phénomènes métamorphiques, à l'intérieur d'une même orogénèse.

Je reprends ses arguments :

a. *Caractères structuraux du socle.*

Les séries cristallophylliennes de Belledonne, affectées par un métamorphisme régional, sont disposées en grandes structures isoclinales, anticlinales, ou synclinales, orientées NNE-SSW, qui peuvent se suivre sur plus de 100 kilomètres (P. et Cl. Bordet, 1954).

Les anticlinaux de la série verte sont jalonnés par du granite ou des migmatites (*granites anticlinaux*). L'anticlinal de la série verte entre les vallées de l'Arc et de l'Isère en est un excellent exemple [1].

Granite ou migmatites ont des caractères pétrographiques et chimiques voisins. Ils appartiennent à la même phase de métamorphisme. De plus, ils sont syncinématiques. Leur position dans les axes anticlinaux laisse supposer que la série verte, lorsqu'elle s'est plissée, reposait déjà sur des migmatites ou du granite.

Les granites de la série satinée se sont mis en place dans des structures synclinales (*granites synclinaux*). Ils sont plus tardifs que les granites de la série verte et ne sont pas directement associés aux migmatites satinées.

La tectonique alpine masque malheureusement les rapports exacts du granite de Beaufort-La Chaudanne avec la série satinée. Mais cette position synclinale apparaît dans le granite des Sept Laux qui se poursuit vers le Nord jusqu'à la vallée de l'Arc (granite d'Épierre).

b. *Interprétation.*

On est conduit à penser que la formation des structures isoclinales, caractéristiques de Belledonne et de beaucoup de massifs cristallins anciens, est due, lors des mouvements tectoniques majeurs, à la présence sous les séries d'ectinites relativement rigides d'une masse de migmatites plastiques, plus ou moins granitisées.

Il y a donc eu plissement d'une série qui se déformait non pas en glissant sur un socle rigide, mais avec réduction simultanée de la largeur des migmatites et des granites sous-jacents encore plastiques. C'est peut-être en définitive ce caractère qui oppose les plis de fond aux plis de couverture.

Les migmatites et les granites se sont trouvés pincés dans les charnières anticlinales des ectinites, tandis qu'ils s'élevaient dans les synclinaux à la faveur de la rupture des charnières en profondeur.

Une fois les structures isoclinales mises en place et les processus magmatiques arrêtés, l'édifice a acquis une très grande rigidité.

L'architecture du bâti due à la phase hercynienne majeure ne s'est plus sensiblement modifiée depuis.

Lors des orogénèses postérieures, les grands accidents verticaux du socle sont les seuls à avoir rejoué. Les synclinaux stéphaniens s'y sont localisés.

L'orogénèse alpine, elle non plus, malgré son ampleur apparente, n'a pas eu beaucoup d'originalité.

* * *

[1] Ce sont les « granites stratiformes » de Ch. Lory, 1878 *d*.

2. LA CHAÎNE ALPINE

A. LE STYLE DES DÉFORMATIONS ALPINES

Les déformations alpines du socle hercynien sont le *résultat de mouvements différentiels essentiellement verticaux*. Il en est résulté :

— un débitage du socle, par des failles, en blocs allongés que j'ai appelés claveaux;

— une déformation intime des claveaux par glissements ou écrasements suivant la schistosité. L'association de claveaux en forme de voûte est l'élément structural dominant;

— une ouverture des accidents verticaux lors d'une phase de détente en relation probable avec un bombement d'ensemble du socle. C'est ainsi que s'explique la pénétration d'éléments plastiques de la couverture dans certaines fractures du socle [1];

— localement, un écaillage de la partie supérieure de certains claveaux, avec déversement par-dessus des claveaux moins élevés. Des éléments de la couverture secondaire peuvent avoir été coincés entre eux.

Les déformations alpines sont localisées dans de *grands accidents* qui ne coïncident pas rigoureusement avec les directions hercyniennes. Il existe 10 à 20° d'écart entre les axes hercyniens et alpins dans l'ensemble du massif de Belledonne, avec des variations locales plus importantes (massif de l'Outray). Ceci est particulièrement visible, dans le rameau interne entre Arc et Isère.

Mais il est fréquent que les accidents alpins se soient *adaptés* aux directions hercyniennes. C'est pour cette raison qu'ils ne sont souvent que des rejeux d'accidents plus anciens.

L'ensemble des profils en travers du massif de Belledonne présente une asymétrie caractéristique de la tectonique alpine, dont les conséquences sont les suivantes (fig. 30) :

— le rameau externe est compact et présente un bombement unique à grand rayon de courbure. Il est limité en arrière par un accident majeur : c'est le synclinal médian;

— le rameau interne est débité en claveaux étroits. L'ensemble de ces claveaux parallèles en profondeur, présente vers le haut une structure en éventail, avec déversement plus accentué vers l'Ouest que vers l'Est [2];

— la limite interne de Belledonne est une grande fracture à rejet vertical très important (plusieurs milliers de mètres).

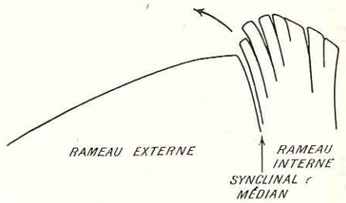


Fig. 30. — Schéma de l'asymétrie de la tectonique alpine dans les profils en travers du massif de Belledonne.

L'asymétrie d'un tel profil ne paraît pas commandée seulement par une compression transversale suivie d'une surrexion verticale. Elle est le résultat de phénomènes orogéniques de grande profondeur dont nous ne connaissons pas jusqu'à présent le mécanisme.

[1] Si l'on admet que les déformations décrites ci-dessus sont le résultat d'une tectonique essentiellement verticale, un calcul simple montre qu'un bombement de 4 000 mètres de flèche, du type de celui que l'on observe actuellement dans le Nord de Belledonne, entraîne une extension de la partie supérieure du socle, de 200 à 1 000 mètres suivant l'hypothèse géométrique adoptée.

[2] Ce caractère avait déjà été signalé par Ch. Lory, 1873 *a*.

Le style tectonique du Nord de Belledonne est *intermédiaire* entre le style en horst et graben du type vosgien (tectonique de cassures verticales) et celui de l'Aar où le déversement du massif sur son « rameau externe » conduit à une apparence de tectonique tangentielle souple (K. Rohr, 1926). Dans ce dernier cas, les déformations du socle suivant la schistosité s'exagèrent, prennent le pas sur les cassures et donnent au Cristallin une allure plastique [1].

Le style de Belledonne est donc *un stade embryonnaire du style à apparence plastique.* Il explique bien des détails des structures plus évoluées dont le mécanisme restait peu compréhensible jusqu'ici.

B. L'ORIGINALITÉ DU BÂTI ALPIN

1. Le rameau externe.

Le rameau externe est un bloc compact, largement bombé dans la partie septentrionale de Belledonne. Plus au Sud-Ouest, il est étroit et basculé vers le Nord-Ouest.

Cette disposition est comparable à celle des Aiguilles Rouges.

La tectonique alpine a tenté de faire de ces deux massifs un ensemble unique situé à l'extérieur des synclinaux médians. Mais elle s'est heurtée à une hétérogénéité des éléments du socle : schistes satinés dans le rameau externe de Belledonne avec des lambeaux de couverture houillère, éléments divers de la série verte et synclinaux houillers dans les Aiguilles Rouges.

L'ensemble des éléments du socle présentait, avant les mouvements alpins, une vaste torsion en S. La série satinée amorce une inflexion au nord de l'Isère. Elle devient Nord-Sud dans la boutonnière de Megève, et parallèle aux éléments anté-houillers du massif Prarion-Pormenaz. La direction générale NE-SW se rétablit ensuite progressivement sur toute la longueur des Aiguilles Rouges qui présentent de ce fait un plan en éventail très net.

La région de Saint-Gervais correspond à cette zone de torsion des accidents hercyniens.

La solution de continuité entre le rameau externe de Belledonne et les Aiguilles Rouges est *due à cette zone hercynienne oblique* par rapport aux grandes directions alpines.

2. Le synclinal médian.

Un des éléments essentiels de la structure alpine de Belledonne est la présence, sur toute sa longueur, du synclinal médian qui sépare le massif en deux rameaux.

On retrouve d'ailleurs ce trait de structure dans la plupart des massifs cristallins externes des Alpes, de forme allongée : Grandes Rousses (synclinal des Lacs), Mont Blanc, Aiguilles Rouges (synclinal de Chamonix), massif de l'Aar.

Je rappelle que les déformations qui sont à l'origine des synclinaux médians, n'ont rien à voir avec des plissements synclinaux ordinaires. Elles ne sont pas la conséquence d'un rétrécissement notable de la largeur du socle par suite de poussées tangentielles, mais au contraire de son ouverture en phase de détente. Les synclinaux médians s'apparentent aux joints tectoniques comblés. *Il n'y faut donc point chercher la zone initiale de dépôt de larges pans de la série de couverture secondaire* (*patrie sédimentaire* au sens de P. Fallot, 1956).

---

[1] C'est aussi le style des noyaux cristallins des nappes penniques. Cette opposition a été bien mise en évidence depuis longtemps par Stille, 1924, p. 230 :

Es ergibt sich also folgendes Schema

Zustand des Untergrundes	Form der Orogenese
Mobil	Alpinotyp
Konsolidiert	Germanotyp
Vollkonsolidiert	Germanotyp

Le tracé du *synclinal médian de Belledonne* n'est pas original sur toute sa longueur.

Vers le Sud, entre l'accident de Fond de France et la vallée de l'Arc, il recoupe en sifflet la série satinée. C'est alors un accident typiquement alpin. Son décalage vers l'Ouest par l'accident de Fond de France n'implique pas nécessairement un coulissage alpin, mais peut-être un simple décrochement dû à la rencontre d'un accident préexistant (l'accident hercynien de Fond de France).

Dans sa partie septentrionale, il se confond avec l'accident qui sépare la série satinée externe de la série verte : c'est un cas très net de rejeu d'accident hercynien.

Le *synclinal de Chamonix* prolonge presque exactement le synclinal médian de Belledonne. Ces deux accidents correspondent à une seule et même fracture *profonde* de l'écorce terrestre d'âge alpin.

Mais nous avons vu qu'au regard des structures anciennes du socle, le synclinal de Chamonix est plus interne que le synclinal médian de Belledonne.

Corbin et Oulianoff (1924, 1925, 1926 *a*, 1928 *d*) ont remarqué l'obliquité des directions structurales du socle par rapport au synclinal de Chamonix, en particulier dans le Sud-Ouest des Aiguilles Rouges, et l'ont interprété comme une torsion du massif Prarion-Pormenaz sous la poussée tangentielle du Mont Blanc. Cette interprétation me paraît erronée : le synclinal de Chamonix recoupe en biais des structures hercyniennes préexistantes. Les directions sont d'ailleurs les mêmes dans le Sud-Ouest des Aiguilles Rouges et dans le bord externe du Mont Blanc.

3. Le rameau interne.

La tectonique alpine a élevé le rameau interne de Belledonne plus haut que le rameau externe.

Dans la partie septentrionale du massif, le rameau interne a été brisé en nombreux claveaux, poussés plus ou moins haut les uns par rapport aux autres. Cette structure évoque une compression transversale importante à grande profondeur.

Au sud de l'Isère, le bord oriental du rameau interne de Belledonne est une grande fracture alpine à rejet vertical très important. Elle recoupe en sifflet les éléments du socle : série verte au sud-ouest du col de la Madeleine, série satinée au nord-est de ce col. Cet accident se poursuit au nord de l'Isère, mais n'est plus visible en surface; le bord oriental de Belledonne correspond alors à la retombée sud-est de la voûte de différents claveaux. Il est possible que sur une partie de sa longueur cette grande fracture corresponde à un accident oblique hercynien, comme cela paraît probable entre Grandes Rousses et Belledonne.

La solution de continuité entre le rameau interne de Belledonne et le Mont Blanc est due, comme nous l'avons vu, à la zone accidentée de Saint-Gervais.

Les claveaux du rameau interne (Enclaves-Grande Pierrière) prennent une direction Nord-Sud à l'est de la Girotte et présentent la même torsion hercynienne que les schistes satinés du rameau externe.

Mais l'éclatement alpin du socle, et l'importance des affleurements de la couverture sédimentaire, par suite de l'abaissement d'axe de cette zone, ne permettent pas d'estimer la part exacte qui revient à la tectonique alpine.

Enfin, la faille qui limite le massif du Mont Blanc vers le Sud-Est présente exactement les mêmes caractères structuraux que la faille bordière de Belledonne.

Notons, sans y revenir, que c'est dans l'ensellement situé entre le rameau interne de Belledonne et le massif du Mont Blanc que sont conservés des fragments de *nappes de charriage* comportant des éléments arrachés au socle cristallin : certains ont une origine proche, d'autres viennent de plus loin (nappe Roselette–la Pénaz), sans qu'il soit encore possible de préciser leur origine exacte.

De tout ce qui précède, nous retiendrons ceci : la tectonique alpine a *tenté d'établir une unité de structure* entre Belledonne et Mont Blanc–Aiguilles Rouges. Cette unité *n'a pu se réaliser* entièrement : les axes alpins NE-SW ont buté contre la zone hercynienne Nord-Sud de Saint-Gervais. Au passage de cette zone, tous les éléments alpins se sont plus ou moins infléchis ou ont subi des décrochements notables pour s'adapter aux structures antérieures. Telle est l'origine à la fois de la *discontinuité* entre ces massifs et de leur *remarquable équivalence.*

C. L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE ALPINE DU MASSIF DE BELLEDONNE

Il est intéressant de chercher à retracer l'histoire de la partie septentrionale du massif de Belledonne et des régions voisines durant le Secondaire et le Tertiaire, depuis la période d'arasement antétriasique jusqu'à nos jours. Cette reconstitution peut être tentée à partir de l'étude des sédiments de la couverture.

1. Pendant le Trias.

Après la longue période d'érosion continentale qui dure depuis la formation de la chaîne hercynienne, le massif de Belledonne est progressivement réduit à l'état de pénéplaine à peine ondulée. Les dénivellations ne dépassent pas quelques dizaines de mètres, comme en témoignent les variations d'épaisseurs des grès de base du Trias.

Puis la pénéplaine se couvre de lagunes où l'évaporation est intense. Des dolomies, puis des gypses et des anhydrites se déposent.

2. Pendant le Jurassique inférieur.

La mer envahit Belledonne au début du Lias. Il s'y dépose des vases plus ou moins calcaires.

Localement, des mouvements posthumes hercyniens se font sentir, notamment au début du Lias. Une partie du massif Aiguilles Rouges–Mont Blanc s'exonde et une érosion brutale entraîne vers le Sud-Ouest des sédiments détritiques très grossiers : ce sont les grès singuliers et les conglomérats du Bonhomme [1].

Des mouvements d'âge analogue se font sentir dans les parages du massif du Rocheray où le Lias (conglomérats à galets cristallins) est transgressif sur le socle (Barbier, 1944), ainsi que dans la région du dôme de la Mure [2].

Mais les zones exondées sont à nouveau envahies par la mer entre le Lias (Rocheray) et le Jurassique moyen (Aiguilles Rouges) [3].

---

[1] Cette zone exondée a été parfois interprétée comme un vestige de la chaîne vindélicienne. Il est plus vraisemblable que le Trias et l'Infralias se soient déposés sur l'ensemble des massifs cristallins externes et que ces terrains aient été ensuite localement érodés. Ainsi s'expliquent la superposition stratigraphique des grès singuliers à un Trias et à un Rhétien normaux, et la lacune entre le Trias et le Jurassique moyen ou supérieur, visible sur le bord occidental des Aiguilles Rouges (notice de la feuille de Finhaut).

[2] Sarrot-Reynauld, 1957. — Sarrot-Reynauld admet une «sédimentation synorogénique» sur le dôme de la Mure, resté émergé du Trias au Toarcien.

[3] Le Dogger est transgressif sur le Houiller du synclinal de Salvan non loin du col de Balme (frontière franco-suisse) [notice de la feuille de Finhaut].

3. Pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé.

Pendant la plus grande partie du Secondaire, Belledonne reste enfouie dans le fond d'une mer lentement comblée par des sédiments dont l'épaisseur peut être estimée à plus de 2 000 mètres : c'est la série du rebord subalpin, et celle de la zone helvétique qui la prolonge (Goguel, 1951). Nous pouvons en effet admettre que les chaînes subalpines constituaient à l'origine la couverture des massifs cristallins externes.

Cette mer ne paraît subir aucun contre-coup des vicissitudes qui compliquent tellement à cette époque la géologie des zones plus internes des Alpes (Subbriançonnais et Briançonnais).

Dans ces zones, des conglomérats à galets cristallins se sédimentent localement. Ils dateraient de l'Urgonien [1]. Ce seraient les plus anciens sédiments datés démontrant l'émersion d'une partie du socle hercynien. Ce socle n'appartient certainement pas aux massifs cristallins externes : ceux-ci étaient à l'époque entièrement enfouis sous leur couverture secondaire.

Les autres conglomérats anténummulitiques subbriançonnais (Barbier, 1948) ne comportent pas de galets cristallins.

L'influence des mouvements antésénoniens du Dévoluy n'est pas sensible dans le Nord de Belledonne; la sédimentation est continue et régulière dans les massifs subalpins les plus voisins (Bornes et Bauges) [Moret, 1934].

4. À l'Éocène inférieur.

Au début de l'Éocène, les massifs cristallins externes et leur avant-pays se soulèvent légèrement et font émerger leur couverture. L'érosion et l'altération continentale marquent le Crétacé supérieur subalpin (Sidérolithique).

Au Nord-Est dans la partie septentrionale des Aiguilles Rouges, l'érosion entame la couverture secondaire jusqu'au Trias, peut-être jusqu'au Cristallin dans le massif de l'Arpille (?) [Lugeon, 1947].

5. À l'Éocène moyen et supérieur.

Dans le Sud, les massifs du Pelvoux et du Mercantour se soulèvent. L'érosion démantèle leur couverture et attaque bientôt le socle [2].

Dans la zone ultra-dauphinoise à l'est de Belledonne, le soulèvement est également important, accompagné de plissements, voire d'écaillages. Les termes supérieurs de la série secondaire sont largement érodés. L'érosion met à nu localement le Permien (Barbier, 1948).

La zone située sur Belledonne s'enfonce à partir de l'Éocène moyen. La transgression marine du Lutétien gagne d'Est en Ouest. Après une légère régression, la mer priabonienne recouvre le Nord de Belledonne et la zone du Mont Blanc-Aiguilles Rouges.

L'ensellement entre Belledonne et Mont Blanc–Aiguilles Rouges s'amorce lentement : c'est à sa hauteur que se produit la plus grande avancée vers l'Ouest de la mer nummulitique.

Les conglomérats à galets cristallins du Flysch [3] montrent qu'à cette époque de vastes étendues du socle hercynien étaient émergées et en voie d'érosion intense. Où se trouve ce socle? Il n'appartient certainement pas à la partie septentrionale de Belledonne : la mer du Flysch est trans-

---

[1] Barbier et Trümpy, 1955 (conglomérats de la Combe d'Aroley dans la zone de Ferret).

[2] Conglomérat sannoisien de Saint-Antonin à galets cristallins (A.-F. de Lapparent, 1938).

[3] Schœller, 1929; Moret, 1934; Barbier, 1948. — Flysch autochtone helvétique (Morcles), ultra-dauphinois (Aiguilles d'Arves), du Subbriançonnais *sensu lato* (digitations du Nièlard et de Moutiers, zone des brèches de Tarentaise), de la nappe moyenne de Sulens (conglomérats du Bouchet).

gressive sur sa couverture secondaire, encore bien en place [1]. Les Aiguilles Rouges n'étaient pas davantage émergées.

Le Mont Blanc a-t-il percé sa couverture à cette époque et formé une île attaquée par l'érosion? Ceci est peu vraisemblable : les séries secondaires helvétiques voisines porteraient des traces de cette érosion.

Vers le Sud, le Pelvoux est en partie émergé puisque, sur son flanc interne, le Nummulitique est directement transgressif sur le Cristallin. Mais cela suffit-il à expliquer l'extension des conglomérats à galets cristallins très loin vers le Nord? Je ne le pense pas.

Il faut donc supposer qu'il existait alors, dans la zone briançonnaise ou plus en arrière, des cordillères cristallines émergées. Leur démantèlement par l'érosion aurait alimenté en galets et en blocs cristallins la mer du Flysch, en direction de l'Ouest.

Bref, l'origine des galets cristallins des conglomérats du Flysch, au moins dans la région de la Tarentaise, ne peut être rapportée au massif de Belledonne ainsi qu'on le supposait jusqu'à maintenant. Celui-ci est encore caché au fond de la mer sous sa couverture secondaire.

6. Pendant l'Oligocène.

Des mouvements tectoniques se font sentir au début de l'Oligocène; la mer du Flysch comblée par les grès de Taveyannaz s'assèche.

Les principaux éléments structuraux des Alpes internes, ébauchés au Secondaire et à l'Éocène, se mettent en place. C'est à cette époque que commence à arriver la masse des Préalpes sur l'arrière de la zone helvétique (et de la partie septentrionale de la zone dauphinoise).

Les répercussions de ces grands mouvements tectoniques se font peu sentir sur l'avant-pays. Un étroit bras de mer où se sédimente la molasse rouge persiste en avant de ce qui deviendra les massifs subalpins, puis il est rapidement vidé et transformé en lagune et en lacs (Chattien-Aquitanien).

7. Pendant le Miocène inférieur (Burdigalien-Vindobonien)

A cette époque se creuse à l'extérieur des Alpes la dépression envahie par la mer de la molasse. Elle mord sur le bord des chaînes subalpines non encore soulevées. Cette dépression se trouve rapidement comblée par des sables, des grès et des molasses.

Pendant ce temps, le soulèvement des massifs externes se prépare, tandis que le front des nappes des Préalpes atteint progressivement la place qu'il occupe aujourd'hui (Fallot, 1956).

8. Pendant le Miocène supérieur (Pontien) et le Pliocène.

C'est de cette époque récente que date la grande surrection qui porte brusquement les massifs cristallins externes à leur altitude actuelle : entre 2 000 et 5 000 mètres. En sommeil depuis leur aplanissement posthercynien, ils renaissent grâce à l'action d'une tectonique essentiellement verticale. Ils crèvent leur couverture secondaire et tertiaire où la tectonique oligocène a déjà empilé des nappes (Préalpes).

Le rameau interne de Belledonne et le massif du Mont Blanc, comprimés en profondeur, sont poussés vers le haut à une altitude plus élevée que les régions plus externes. Ils s'épanouissent en éventail et se déversent sur le synclinal médian et le synclinal de Chamonix. Cet épanouissement favorise l'injection de matériel plastique provenant de la couverture dans les accidents verticaux.

Les zones dauphinoises internes et ultradauphinoises sont fortement redressées le long des grandes fractures qui limitent ces massifs vers l'intérieur.

---

[1] Moret, 1934. — Rappelons d'autre part, que les conglomérats de la base du Nummulitique sont uniquement à galets de calcaires crétacés tout le long de la rive occidentale de la mer.

La couverture dauphinoise et helvétique et les paquets plus internes qu'elle supporte se mettent à glisser sur le glacis incliné formé par les flancs externes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Cette énorme masse se replie sur elle-même, se déverse en avant en nombreux festons. Les différentes nappes helvétiques prennent progressivement la place qu'elles occupent aujourd'hui.

Pendant ce temps, l'érosion fait son œuvre. Les grandes vallées, déjà esquissées au Miocène (Rhône, Arve, Isère, Arc), s'enfoncent dans les chaînes qui s'édifient. Elles apportent des masses d'alluvions qui forment à l'aval dans la plaine, les grands cônes de piémont du Pontien.

9. Pendant le Quaternaire.

La surrection des grands massifs cristallins externes s'achèvent.

L'érosion poursuit son œuvre. Le réseau hydrographique s'installe tel qu'il est encore aujourd'hui. Le climat se refroidit et les glaciers envahissent les Alpes. Ils confèrent à la morphologie ses traits actuels. Les vallées s'élargissent en forme d'auge, d'importants surcreusements se forment. Lors de la fusion des glaciers, moraines et terrasses comblent le fond des vallées. Des lacs remplissent les zones surcreusées. Les versants des montagnes, n'étant plus étayés par la glace, cherchent un nouvel équilibre : des éboulements et des glissements se produisent. L'érosion météorique reprend, tempérée par la végétation qui est remontée très haut dans la montagne à la faveur du réchauffement climatique.

Alors l'homme commence à intervenir dans l'histoire géologique des Alpes en détruisant parfois sans discernement la végétation, et aussi en exploitant les richesses minérales, en rectifiant ou en détournant les rivières, en construisant des barrages, en creusant des tunnels. Il scrute cet édifice lentement construit sans lui pour en connaître l'histoire.

« Alors, toute la chaîne des Alpes m'apparaîtra, jouant sous mes yeux l'immense drame que nous avons peu à peu, mes amis et moi, reconstitué et fait revivre. »

P. Termier,
L'Alpe de Sarenne.

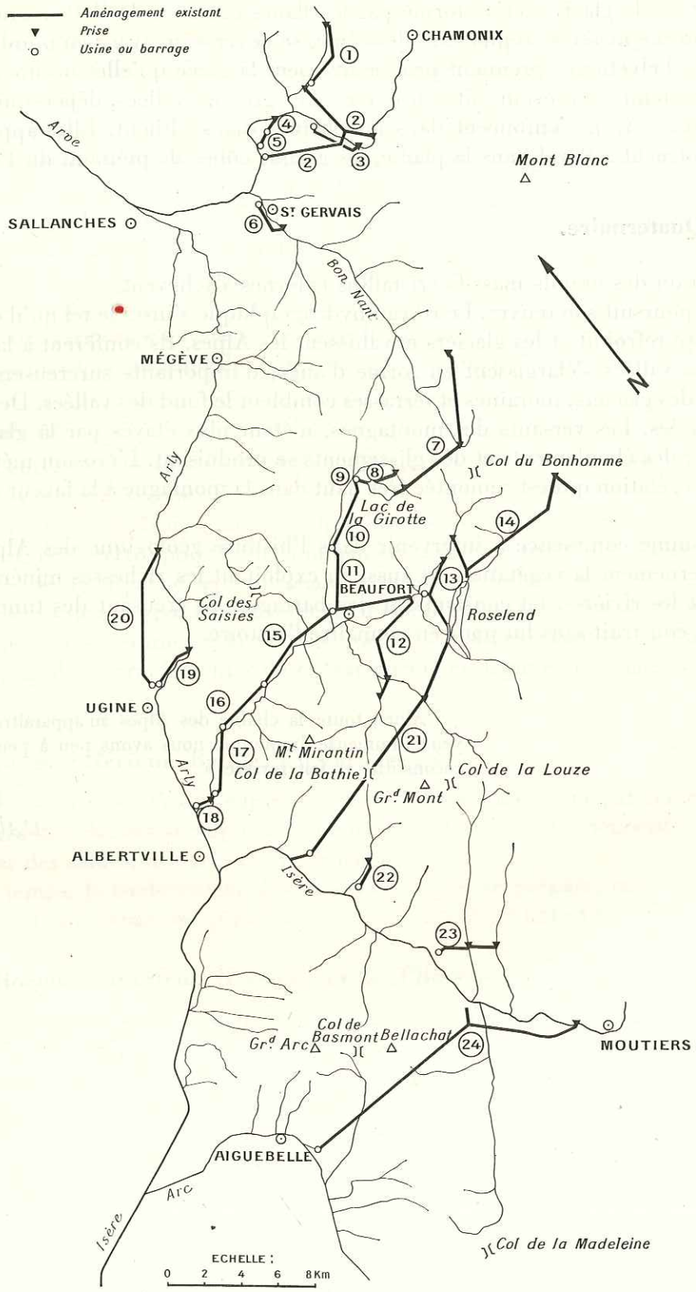


FIG. 31. — Implantation des galeries des aménagements hydroélectriques entre la vallée de l'Arve au Nord et la vallée de l'Arc au Sud.

ANNEXE

LISTE DES AMÉNAGEMENTS HYDROÉLECTRIQUES SITUÉS ENTRE L'ARC ET L'ARVE [1]

BASSIN DE L'ARVE

(Les numéros des aménagements sont les mêmes dans la liste ci-dessous et sur la figure 31)

1. Aménagement de MONT VAUTHIER (en projet).

— dérive la Diosaz.
— galerie : longueur approximative : 4 200 m.
section minima.

2. Aménagement de PASSY (1951).

— dérive les eaux de l'Arve (prise des Houches) et les eaux de la Diosaz.
— galerie : longueur totale : 9 100 m.
dérivation de la Diosaz : 3 400 m.
section du tronçon commun : 15 m².
dérivation de la Diosaz : section minima.

3. Aménagement des CHAVANTS (1901).

— dérive les eaux de l'Arve.
— galerie : longueur : 2 150 m.
section : 7,20 m².

4. Aménagement de SERVOZ (1902).

— dérive les eaux de l'Arve.
— galerie : longueur totale : 800 m.
section : 25 m² sur 250 m (dessableur).
6 m² sur 550 m.

5. Aménagement de CHEDDE (1896).

— dérive les eaux de l'Arve, à la suite de l'aménagement de Servoz.
— galerie : longueur totale : 672 m.
puits de chute : 40 m.
section : 6 m².

[1] Les aménagements hydroélectriques portent normalement le nom de la commune sur le territoire de laquelle la centrale est construite. Il existe des exceptions, en particulier pour les aménagements anciens. La date de mise en service est marquée pour chacun de ces aménagements.

6. Aménagement du FAYET (1908).

— dérive les eaux du Bon Nant.
— galerie : longueur totale : 1 800 m.
section : 6 m².

BASSIN DU DORON DE BEAUFORT

7. Galerie du BON NANT (Bon Nant, 1932; Tré-la-Tête 1943).

— dérive les eaux du Glacier de Tré-la-Tête et du Bon Nant dans le lac de la Girotte.
— galerie : longueur du tronçon :
— Tré-la-Tête–Bon Nant : 5 420 m environ.
— Bon Nant–Girotte : 4 813 m.
sections variables, mais généralement minima.

8. Galerie de COLOMBE (1925).

— dérive les eaux du torrent de Colombe dans le lac de la Girotte.
— galerie : longueur : 1 471 m.
section minima.

9. Aménagement de BELLEVILLE (1923).

— dérive les eaux du lac de la Girotte dans le Doron de Belleville.
— galerie : à travers le verrou du lac de la Girotte : 320 m.
section minima.

10. Aménagement de HAUTELUCE (1931).

— dérive les eaux du Doron de Belleville.
— canal de 1 km.
— galerie : longueur : 3 400 m.
section : 5,60 m².

Aménagement de BEAUFORT (1922).
— dérive :

11. *a.* les eaux du Doron de Hauteluce.

— galerie : longueur : 2 680 m.
section : 6 m².

12. *b.* les eaux de l'Argentine, du Poncellamont et du Doron de Beaufort.

— galeries :
— tronçon Argentine–Doron, longueur : 6 000 m.
— tronçon Doron–Beaufort, longueur : 5 500 m.
section : 6 m².

13. Aménagement de FONTANUS (1940).

— dérive les eaux de la Gitte et du Doron de Roselend.
— galeries :
— tronçon Gitte, longueur : 1 060 m.
— tronçon Roselend, longueur : 2 607 m.
section variable, généralement minima.

14. Galerie des CHAPIEUX (1952).

— dérive les eaux du torrent des Glaciers et les eaux du torrent de la Gitte dans le Doron de Roselend.
— galerie :
— tronçon torrent des Glaciers, longueur approximative : 9 200 m
— tronçon torrent de la Gitte, longueur approximative : 800 m.
section du tronçon torrent des Glaciers : 9 m².

15. Aménagement de QUEIGE (1909).

— dérive les eaux du Doron de Beaufort.
— galerie : longueur : 3 100 m.
section minima.

16. Aménagement de ROENGERS (1919).

— dérive les eaux du Doron de Beaufort à l'aval de l'aménagement précédent.
— galerie : longueur : 3 646 m.
section minima.

17. Aménagement de VENTHON (1896).

— dérive les eaux du Doron de Beaufort, à l'aval de l'aménagement précédent.
— galerie : longueur : 1 942 m (galerie en pente parallèle au thalweg).
section minima.

BASSIN DE L'ARLY

18. Aménagement d'UGINE-MOLLIÈRES (n'est plus en service).

— dérive les eaux de l'Arly.
— galerie : longueur : 2 300 m.
section minima.

19. Aménagement de l'ARLY-UGINE (1950).

— dérive les eaux de l'Arly.
— galerie : longueur : 7 340 m.
section : 6,25 m².

BASSIN DE L'ISÈRE

20. Aménagement de ROSELEND–LA BATHIE (en construction).

— dérive les eaux de la retenue de Roselend [1], du Poncellamont (retenue de Saint-Guérin) [2], dans l'Isère (centrale souterraine à La Bathie).
— galerie : en charge (130 m de pression d'eau).
longueur : 12 780 m.
section (non revêtue) : 18,5 m².

21. Aménagement de LA BATHIE–ARBINE (1895).

— dérive les eaux du torrent d'Arbine.
— canal, longueur : 1 100m.
— galerie : longueur : 700 m.
section minima.

22. Aménagement de FEISSONS-SUR-ISÈRE (1956).

— dérive les eaux des torrents de Naves et de la Glaize dans l'Isère.
— galerie : longueur : 2 500 m.
section minima.

---

[1] La retenue de Roselend est elle-même alimentée par une dérivation en galerie des affluents rive droite de l'Isère (Nant Saint Claude, Reclus, Versoyen), par l'intermédiaire de la galerie des Chapieux.

[2] La retenue de Saint-Guérin (barrage en construction) est alimentée par une dérivation en galerie de l'Ormente et du torrent du Cormet d'Arèches, en plus du bassin versant du Poncellamont.

23. Aménagement de RANDENS (galerie Isère–Arc) [1] (1954).

— dérive les eaux de l'Isère (barrage des Échelles d'Annibal à 3 km à l'aval de Moutiers) dans l'Arc (centrale souterraine à Randens près d'Aiguebelle).
— canal en béton armé parallèle à l'Isère, longueur : 2 549 m.
— galerie : Isère–Arc : longueur : 13 695 m.
section : 45 m².
(en plus, fenêtre d'accès à Notre-Dame-de-Briançon, longueur : 1 000 m).

Convention de repérage topographique dans la galerie Isère-Arc.

Le repérage d'un point quelconque de la galerie se fait par la distance en mètres (appelé improprement PK = point kilométrique) à partir de points origines. Les trois points origines choisis sont (fig. 32) :

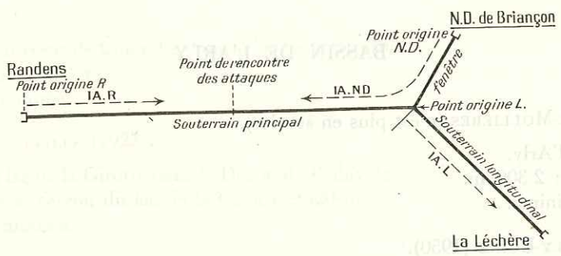


FIG. 32. — Repérage topographique dans la galerie Isère–Arc.

— l'entrée de la galerie côté Randens (R) pour la galerie exécutée depuis Randens jusqu'au PK 5 487.
— l'entrée de la galerie de Notre-Dame-de-Briançon (ND) pour la fenêtre (longue de 1 000 m) et la galerie exécutée depuis Notre-Dame-de-Briançon jusqu'au PK 6 202 [2].
— le fond de la fenêtre de Notre-Dame-de-Briançon (L) pour la galerie exécutée vers la Léchère (appelée, sur le chantier, souterrain longitudinal).

Numérotation des échantillons prélevés en galerie.

Les échantillons prélevés en galerie sont numérotés de la façon suivante :

Exemple : IA. R. 4 480,
IA = galerie Isère-Arc,
R = point origine : entrée de la galerie côté Randens,
4 480 = PK du point de prélèvement à partir de l'origine R.

* * *

Remarques.

1° Les aménagements hydroélectriques ne comportant pas de travaux souterrains (galeries) ne sont pas compris dans la liste ci-dessus.

Ce sont les aménagements de Bionnay et des Rateaux sur le Bon Nant, en amont de Saint-Gervais, et l'aménagement du Villard sur le Doron de Beaufort, entre la centrale de Beaufort et la prise de Queige.

[1] On appelle fréquemment cet aménagement « Isère–Arc »; j'ai maintenu dans mon texte cette dénomination comme étant plus évocatrice, en particulier pour la galerie qui constitue la pièce maîtresse de l'aménagement.
[2] Ces deux PK correspondent au point de rencontre des deux attaques ayant progressé l'une vers l'autre (Pl. 2, en pochette).

2° Les levers géologiques des galeries citées n'existent pas tous, surtout pour les galeries anciennes. Certains renseignements (documents de chantier) ont été retrouvés dans les archives d'Électricité de France, et parfois collationnés par le B.R.G.G.M. Ils sont généralement fragmentaires; certains recèlent de graves erreurs de détermination (grès houillers confondus avec du granite, par exemple). Leur utilisation doit donc être faite avec beaucoup de prudence.

Quelques galeries ont été visitées par le B.R.G.G.M., et les levers faits dans les tronçons restés sans revêtement (galerie du Bon Nant, galerie de Colombe, etc., par exemple).

Enfin, d'autres galeries ont été levées par moi-même lors des travaux (galeries Isère–Arc, Roselend, Feissons-sur-Isère).

3° En plus des galeries des aménagements hydroélectriques, il existe des galeries de recherche ou d'exploitation minière, en particulier dans la région du lac de la Girotte et près d'Arèches. J'ai utilisé les renseignements géologiques fournis par ces travaux dans la mesure où j'ai pu en avoir connaissance.

BIBLIOGRAPHIE

BARBIER (R.), 1944. — Sur l'existence d'un « dôme » émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand Chatelard (Rocheray), près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 38.

BARBIER (R.), 1948. — Les zones ultra-dauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*

BARBIER (R.), 1956. — Découverte du Tithonique dans la zone ultra-dauphinoise au nord du Pelvoux. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXXII, p. 395.

BARBIER (R.) et TRÜMPY (R.), 1955. — Sur l'âge du Flysch de la zone des brèches de Tarentaise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. V, p. 207.

BEAUMONT (Élie DE), 1828. — Notice sur un gisement de végétaux fossiles et de Bélemnites, situé à Petit-Cœur, près de Moutiers, en Tarentaise. *Ann. Sc. nat.*, t. XVI, p. 113.

BELLAIR (P.), 1948. — Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*

BELLIÈRE (J.), 1949. — Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont Blanc. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXII, p. B. 195.

BELLIÈRE (J.), 1951. — Les équilibres minéralogiques alpins dans le massif du Mont Blanc. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXIV, p. B. 143.

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.), 1900. — L'extrémité du Mont Blanc et le Mont Joly. *Livret-guide 8e Congr. géol. intern.* Paris. Excursion 13 *a*.

BERTRAND (M.) et RITTER (E.), 1896. — Sur la structure du Mont Joly, près de Saint-Gervais (Haute-Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXII, p. 289.

BERTRAND (P.), 1926. — Les gisements à *Mixoneura* de la région de Saint-Gervais–Chamonix. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXVI, p. 381.

BERTRAND (P.), 1930. — Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. I. Flore fossile, 1er fascicule : Neuroptéridées. *Études des gites minéraux de la France.*

BERTRAND (P.), 1935-1937. — Tableau des Flores successives du Westphalien supérieur et du Stéphanien. *2e Congr. Avancement Stratigr. Carbonifère*, Heerlen, t. I, p. 73, Maestricht.

BLANCHARD (R.), 1943. — Les Alpes occidentales. T. III, Les Grandes Alpes françaises du Nord. Grenoble, Arthaud.

BORDET (Cl.), 1952 *a*. — 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 sud-ouest du Mont Blanc. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXIV, p. 450.

BORDET (Cl.), 1952 *b*. — Sur l'interprétation, comme diapirs descendants, de certaines bandes de terrains secondaires pincées dans les massifs cristallins externes des Alpes. *C.R.Ac. Sc.*, t. CCXXXV, p. 732.

BORDET (Cl.), 1954. — Sur quelques particularités de la géologie de l'extrémité septentrionale du massif cristallin de Belledonne dans la région du Beaufortain (Alpes françaises). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVIII, p. 494.

BORDET (Cl.), 1955. — Sur la géologie de la galerie Isère–Arc (Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. V, p. 349.

BORDET (Cl.), 1956. — Coupe géologique de l'Arc dans sa traversée du massif de Belledonne (*sensu lato*). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 250, p. 17.

BORDET (Cl.) et CROSNIER LECONTE (J.), 1952. — Précisions sur le synclinal triasique fermé entre le massif du Grand Arc et le massif du Mont Bellachat (Savoie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 159.

BORDET (P. et Cl.), 1952. — Sur la géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXIV, p. 1187.

BORDET (P. et Cl.), 1953 *a*. — Sur la présence de Carbonifère anté-stéphanien dans la série cristallophyllienne du massif de Belledonne (Alpes françaises). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVI, p. 500.

BORDET (P. et Cl.), 1953 *b*. — Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes françaises. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVI, p. 500.

BORDET (P. et Cl.), 1953 *c*. — Remarques sur l'orogénèse hercynienne dans les Alpes. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVI, p. 722.

BORDET (P. et Cl), 1954. — Sur l'existence d'un élément structural commun aux massifs de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux (Alpes françaises). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVIII, p. 830.

BORDET (P.), 1956 *a*. — Répétitions isoclinales et granitisation dans deux séries cristallophylliennes anciennes (Alpes françaises et Maures). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXXII, p. 387.

BORDET (P. et Cl.), 1956 *b*. — Les formations cristallophylliennes des massifs externes entre l'Arc et la Bonne. *Bull Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, nº 250, p. 17.

BOUROZ (A.) et CORSIN (P.), 1950. — Sur l'âge du Houiller du Bassin de la Mure (Isère) et de la zone externe des Alpes. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXX, p. 2035.

BUNGE (E.), 1932. — Étude géologique de la zone synclinale de Cevins en Tarentaise. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XVI, p. 1.

CAILLÈRE (S.) et HÉNIN (S.), 1946. — Nouvelles observations sur le minéral d'Allevard, type de palygorskite très alumineuse. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXII, p. 328.

CAILLÈRE (S.) et HÉNIN (S.), 1950. — Sur un nouveau silicate phylliteux : l'allevardite. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXX, p. 668.

CAILLÈRE (S.), MATHIEU-SICAUD (A.) et HÉNIN (S.), 1950. — Nouvel essai d'identification du minéral de la Table près d'Allevard : l'allevardite. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, p. 193.

CHAURIS (L.), DANGEARD (L.), GRAINDOR (M.-J.) et LAPPARENT (A.-F. DE), 1956. — Les principaux batholites granitiques du Bocage normand sont antérieurs à la transgression cambrienne. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXXIII, p. 77.

CHENEVOY (M.), 1957. — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.* (Thèse, Paris).

CLARAZ (J.), 1957. — Une région de contact entre massifs centraux et zone intra-alpine. Le bord droit de la Tarentaise, d'Aime à Notre-Dame-de-Briançon. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXXXV, p. 43.

COLLET (L. W.), 1925. — Aperçu sur la géologie du massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, *dans :* Guide Vallot du massif du Mont Blanc, 1925, partie 1 de la description générale.

COLLET (L. W.) et PARÉJAS (E.), 1920. — Le chapeau sédimentaire des Aiguilles Rouges et le Trias du massif des Aiguilles Rouges–Gastern. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (5), t. II, p. 60.

COLLET (L. W.) et REINHARD (M.), 1934. — Guide géologique de la Suisse. Bâle. Excursion 16.

COQUEBERT, 1795. — Mémoire pour servir à la description géologique du département du Mont Blanc.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1923 *a*. — Sur le Mésozoïque du Prarion. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXVI, p. 1171.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1923 *b*. — Recherches géologiques sur la partie sud-ouest du massif des Aiguilles Rouges (environs de Chamonix–Servoz). *C. R. 13e Congr. géol. intern.*, Bruxelles, p. 435.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (P.), 1923 *c*. — Sur certains caractères de plissement hercynien dans la région de Servoz–Les Houches. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXVI, p. 1561.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1924. — Relations entre les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXVIII, p. 1015 et p. 1296.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1925. — Continuité de la tectonique hercynienne dans le massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXV, p. 541.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1926 *a*. — La chaîne des Aiguilles Rouges dans le mouvement orogénique alpin. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXII, p. 530.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1926 *b*. — Deux types de contact de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont Blanc. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 65.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1926 *c*. — Sur les éléments des deux tectoniques hercynienne et alpine observables dans la protogine du Mont Blanc. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXII, p. 935.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1926 *d*. — Les contacts éruptifs et mécaniques de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont Blanc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXVI, p. 153.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1926 *e*. — Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont Blanc. *Bull. Soc. Vaudoise. Sc. nat.*, vol. 56, p. 101.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1927 *a*. — Sur les bésimaudites du Prarion. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXIV, p. 892.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1927 *b*. — De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXVII, p. 267. — *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXV, p. 291.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1928 *a*. — Les roches basiques de la région du lac Coran (Aiguilles Rouges) et la question de leur origine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXVIII, p. 43.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1928 *b*. — Le massif du Prarion et le synclinal complexe de Chamonix. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVI, p. 244.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1928 *c*. — Métamorphisme de contact produit par la protogine du Mont Blanc. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVII, p. 51.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1928 *d*. — Nouvelles observations sur l'influence du plissement alpin sur le substratum des Aiguilles Rouges. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 178.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1929. — Zone mylonitique à orientation hercynienne dans le massif du Mont Blanc. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVIII, p. 642.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1930 *a*. — A propos de la note de M. Albert MICHEL-LÉVY intitulée « Débris microscopiques de végétaux silicifiés dans les séricitoschistes du Prarion (Haute-Savoie) ». *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 53.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1930 *b*. — Observations sur le métamorphisme de contact produit par la protogine du Mont Blanc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXX, p. 563.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1933. — Sur l'inclinaison des lames de granite dans le massif du Mont Blanc. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXCVI, p. 1136.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1934. — Signification tectonique des filons de quartz dans les massifs granitiques. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 102.

CORSIN (P.) et TOBI (A.), 1954. — Nouvelles données sur l'âge des grès d'Allevard (massif de Belledonne–Isère). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXIX, p. 984.

DEICHA (G.), 1948 *a*. — Quelques observations sur les voies de minéralisation post-triasique en bordure SW du massif du Mont Blanc. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 230.

DEICHA (G.), 1948 *b*. — Feldspathisation alpine en bordure SW du massif du Mont Blanc. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 327.

DEICHA (G.), 1948 *c*. — La faille de l'Arve au viaduc Sainte-Marie (Les Houches, Haute-Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XVIII, p. 583.

DEICHA (G.), 1949 *a*. — Sur les modalités du métamorphisme alpin au cœur du massif du Mont Blanc. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 88.

DEICHA (G.), 1949 *b*. — Séricitisation dans le sédimentaire du synclinal de Chamonix. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 247.

DHELLEMMES (R.), 1956. — Étude géologique du massif cristallin des Aiguilles Rouges (Alpes de Savoie). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXXII, p. 67.

DOUXAMI (H.), 1910. — Observations géologiques aux environs de Saint-Gervais-les-Bains. *Rev. Savoisienne*, t. LI.

DUPARC (L.), 1890. — Protogine des Alpes de Savoie. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXIV, p. 430.

DUPARC (L.), 1880 et 1891. — Sur la protogine du Mont Blanc. *Congr. Assoc. Fr. Avanc. Sc.*, Marseille, 1re partie, p. 205, et *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXVII, p. 5.

DUPARC (L.), 1892. — Structure de la protogine. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXVII, p. 594.

DUPARC (L.), 1894. — Prolongement supposé de la chaîne de Belledonne. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXXI, p. 608.

DUPARC (L.), 1896 *a*. — Sur les roches éruptives de Belledonne. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXII, p. 634.

DUPARC (L.), 1896 *b*. — Le Mont Blanc au point de vue géologique et pétrographique. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (4), t. I, p. 478.

DUPARC (L.), 1896 *c*. — Recherches sur le massif du Mont Blanc. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (4), t. II, p. 284.

DUPARC (L.), 1897. — Les roches éruptives basiques et les amphibolites de la chaîne de Belledonne. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, p. 1.

DUPARC (L.), 1898. — Sur le massif du Mont Blanc. — *Eclog. geol. Helv.*, t. V, p. 39.

DUPARC (L.), 1900. — Schistes cristallins des Alpes. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (4), t. IX, p. 487.

DUPARC (L.), 1906. — L'âge du granite alpin (Alpes occidentales). *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (4), t. XXI, p. 297.

DUPARC (L.) et MRAZEC (L.), 1891. — Roches étrangères enfermées dans la protogine erratique du Mont Blanc. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (4), t. XXV, p. 74.

DUPARC (L.) et MRAZEC (L.), 1892. — Recherches sur la protogine du Mont Blanc et sur quelques granulites filonniennes qui la traversent. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXVII, p. 659.

DUPARC (L.) et MRAZEC (L.), 1893 *a*. — Coupe transversale des Aiguilles Rouges et du massif du Mont Blanc (la structure du Mont Blanc). *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXIX, p. 98.

DUPARC (L.) et MRAZEC (L.), 1893 *b*. — Sur les éclogites du Mont Blanc. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXVI, p. 1312.

DUPARC (L.) et MRAZEC (L.), 1893 *c*. — La structure du Mont Blanc. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXIX, p. 74.

DUPARC (L.) et MRAZEC (L.), 1893 *d*. — Note sur les roches amphiboliques du Mont Blanc. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXX, p. 197.

DUPARC (L.) et MRAZEC (L.), 1895. — Nouvelles recherches sur le massif du Mont Blanc. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXXIV, p. 312 et 413.

DUPARC (L.) et MRAZEC (L.), 1898 *a*. — Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont Blanc. *Mém. Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (1), t. XXXIII, p. 227.

DUPARC (L.) et MRAZEC (L.), 1898 *b*. — Sur les phénomènes d'injection et de métamorphisme exercés par la protogine et les roches granitiques en général (région du Mont Blanc). *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (4), t. V, p. 450.

DUPARC (L.) et RITTER (E.), 1892 *a*. — Note préliminaire sur la géologie et les roches éruptives de Beaufort. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXVII.

DUPARC (L.) et RITTER (E.), 1892 *b*. — Pointements granitiques du massif de Beaufort. — *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXVIII, p. 498.

DUPARC (L.) et RITTER (E.), 1893. — Les massifs cristallins de Beaufort et de Cevins. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXX, p. 5.

DUPARC (L.) et RITTER (E.), 1894 *a*. — La formation du Carbonifère et les quartzites du Trias dans la partie nord-ouest de la 1re zone alpine. *Mém. Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXXI, nº 4.

DUPARC (L.) et RITTER (E.), 1894 *b*. — Nature pétrographique du Carbonifère de la zone du Mont Blanc. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXXI, p. 99.

DUPARC (L.) et RITTER (E.), 1894 *c*. — Sur les éclogites et amphibolites du massif du Grand Mont, dans la région de Beaufort. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXXI, p. 402.

ELLENBERGER (F.), 1954. — Migmatites d'âge permien dans la zone houillère briançonnaise (Alpes occidentales). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 64.

FABRE (J.), FEYS (R.) et GREBER (Ch.), 1955. — L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. V, p. 233.

FALLOT (P.), 1944. — Tectonique hercynienne et tectonique alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIV, p. 99.

FALLOT (P.), 1953. — Du rôle des décollements en tectonique. *Scientia*, (5), juin.

FALLOT (P.), 1956. — Promenade d'hypothèse en hypothèse. *Overdruck uit het Gedenkboeck. H. A. Brouwer.*

FAURE MURET (A.), 1955. — Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Serv. Carte. géol. Fr.*

FAVRE (A.), 1867. — Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc. Paris, Masson (3 vol. et atlas).

FORESTIER (P.-H.), 1957. — Caractère des migmatites du socle métamorphique en Haute-Loire. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 19.

GAGNEBIN (É.), 1925. — Une lame de gneiss parautochtone à la base de la Dent du Midi (écaille du Jorat). *Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat.*, t. LVI, p. 57.

GIDON (P.), 1950. — L'âge des grès d'Allevard (massif de Belledonne–Isère). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXI, p. 974.

GIDON (P.), 1952. — Les embûches des massifs cristallins. Écailles et synclinaux inapparents. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXX, p. 127.

GIGNOUX (M.), 1930. — La tectonique des terrains salifères. Son rôle dans les Alpes françaises. *Liv. jub. Centenaire Soc. géol. Fr.*, t. II, Paris.

GIGNOUX (M.), 1946. — Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs cristallins de la zone alpine externe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XVI, p. 631.

GIGNOUX (M.), 1947. — Observation à une communication de M. ROUBAULT sur la géologie alpine. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 31.

GIGNOUX (M.), 1948 *a*. — La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XVIII, p. 739.

GIGNOUX (M.), 1948 *b*. — Le Permien des zones externes des Alpes françaises. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXVI, p. 853.

GIGNOUX (M.), 1950. — Géologie stratigraphique. 4e édit. Paris, Masson.

GIGNOUX (M.), 1951. — Discontinuité dans le Houiller et le Permien des Alpes françaises. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 89.

GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1929. — Observations à propos de deux notes récentes de géologie alpine : grès singuliers du col du Bonhomme et Trias briançonnais. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 17.

GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1952. — Géologie dauphinoise. Initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble. Paris, Masson.

GLANGEAUD (L.), 1944. — Le rôle des failles dans la structure du Jura (pincées, failles, plis et gouttières). *Bull. Soc. Hist. Nat. du Doubs*, nº 51, p. 17.

GLANGEAUD (L.), 1947. — Le rôle du socle dans la tectonique du Jura. *Soc. Géol. de Belgique, Session Extraordinaire Besançon*, t. LXXIII.

GOGUEL (J.), 1951. — Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. I, p. 439.

GOGUEL (J.), 1952. — Traité de Tectonique. Paris, Masson.

GOGUEL (J.), 1956 *a*. — Le glissement des gorges de l'Arly. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 158.

GOGUEL (J.), 1956 *b*. — Observation sur le Houiller de la vallée de l'Arly. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, nº 250, p. 13.

HAUDOUR (L.) et SARROT-REYNAULD (J.), 1956. — Sur l'âge et l'extension des terrains houillers dans la terminaison sud de Belledonne (dôme de la Mure et régions annexes). Leur rapport avec le socle cristallin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. VI, p. 335.

HAUG (É.), LUGEON (M.) et CORBIN (R.), 1902. — Sur la découverte d'un nouveau massif granitique dans la vallée de l'Arve entre Servoz et Les Houches. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXV, p. 1379.

JONGMANS (W. J.), 1952. — Some problems on Carboniferous stratigraphy. *3e Congr. Avancement Stratigr. et Géol. Carbonifère*, C. R., t. I, p. 295, Maestricht.

JOUKOWSKY (E.), 1901. — Sur les éclogites des Aiguilles Rouges (Mont Blanc). *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXIII, p. 1312.

JOUKOWSKY (E.), 1902. — *Idem.* Genève, Soc. gén. imp. (Thèse).

JOUKOWSKY (E.), 1902. — *Idem. Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (4), vol. 14, p. 151 et 201.

JUNG (J.), 1953. — Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. III, p. 329.

JUNG (J.), 1955. — Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations régionales de laves. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXL, p. 799.

JUNG (J.) et ROQUES (M.), 1938. — Les schistes cristallins du Massif Central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXIX, p. 120.

JUNG (J.) et ROQUES (M.), 1952. — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. L, nº 235 p. 1.

KILIAN (W.), 1924. — Observations, études et révisions effectuées au cours de la campagne 1924. — Révision de la feuille d'Albertville. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXIX, nº 158 (C. R. Collab. 1924), p. 79.

KILIAN (W.) et RÉVIL (J.), 1904. — Études géologiques dans les Alpes occidentales. Contribution à la géologie des chaînes intérieures des Alpes française. T. I : description orographique et géologique de quelques parties de la Tarentaise, de la Maurienne et du Briançonnais septentional. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*

LAPADU-HARGUES (P.), 1945. — Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XV, p. 255.

LAPADU-HARGUES (P.), 1952. — Considérations sur l'origine des amphibolites. *Trav. Lab. Géol. et Minér. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, t. CCXXXIV, p. 352.

LAPADU-HARGUES (P.), 1959. — A propos des massifs d'amphibolites du Limousin et de la Haute-Vienne (Massif Central français). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 10.

LAPPARENT (A.-F. DE), 1938. — Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XL, nº 198.

LETOURNEUR (J.), 1944. — Observations sur la région comprise entre Ugine et le Mont Joly. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XLV, nº 216.

LORY (Ch.), 1859. — Note sur l'anomalie stratigraphique de Petit Cœur, en Tarentaise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), t. XVI, p. 825.

LORY (Ch.), 1864. — Essai d'une nouvelle explication stratigraphique de Petit Cœur, en Tarentaise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), t. XXII, p. 48.

LORY (Ch.), 1866. — Essai sur les structures géologiques de la partie des Alpes comprise entre le Mont Blanc et le Mont Viso. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), t. XXIII, p. 482.

LORY (Ch.), 1873 *a*. — Note sur quelques faits de la structure des massifs centraux des Alpes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. I, p. 397.

LORY (Ch.), 1873 *b*. — *Idem. Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (2), t. XLIX, p. 89.

LORY (Ch.), 1878 *a*. — Sur la reproduction des dislocations des différentes époques suivant les mêmes directions, et les effets qui en sont résultés dans les Alpes (observations sur la structure des Alpes). *1er Congr. géol. intern.* Paris, p. 39.

LORY (Ch.), 1878 *b*. — Sur l'unité de composition et de structure de divers massifs primitifs des Alpes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. VI, p. 546.

LORY (Ch.), 1878 *c*. — Sur les massifs cristallins des Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. LXXXVI.

LORY (Ch.), 1878 *d*. — Profils géologiques de quelques massifs primitifs des Alpes. *C. R. Ac. Sc.*, t. LXXXVII, p. 996.

LORY (Ch.), 1880. — Détails sur la protogine et sur la structure en éventail dans les grands massifs alpins. *Bull. Soc. Scient. de l'Isère*, (3), t. X, p. 317.

LORY (Ch.), 1881 *a*. — Observations sur le rôle des failles dans la structure géologique des Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. XCIII, p. 821.

LORY (Ch.), 1881 *b*. — Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. IX, p. 652.

LORY (Ch.), 1889. — Étude sur la constitution et la structure de massifs cristallins des Alpes occidentales. — Mém. rédigé sur l'invitation du Congr. Géol. Intern. Londres, 1888. — *Bull. Soc. Sc. Isère*, (3), t. XIV, p. 175.

LORY (P.), 1925. — Sur la tectonique « alpine » de la chaîne de Belledonne au sud d'Albertville. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 23.

LORY (P.) et DEBELMAS (J.), 1952. — Le Carbonifère des environs d'Entraigues-en-Valbonnais (Isère). — Observations au sujet d'une note de M. LLOPIS-LLADO. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 278.

LUGEON (M.), 1901. — Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Ann. de Géographie*, t. X, nos 52 et 54.

LUGEON (M.), 1911 *a*. — Sur l'existence de deux phases de plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLIII, p. 842.
LUGEON (M.), 1911 *b*. — Sur quelques conséquences de l'hypothèse de dualisme des plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLIV, p. 984.
LUGEON (M.), 1912. — Sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLV, p. 623.
LUGEON (M.), 1914 *a*. — Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVIII, p. 2029.
LUGEON (M.), 1914 *b*. — Sur l'entraînement des terrains autochtones en dessous de la nappe de Morcles. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLIX, p. 192.
LUGEON (M.), 1916. — Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXII, p. 426.
LUGEON (M.), 1918. — Sur les inclusions du substratum cristallin du Trias des massifs hercyniens. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (4), t. XLV, p. 228.
LUGEON (M.), 1930. — Trois tempêtes orogéniques : la Dent de Morcles. *Liv. Jub. Centenaire Soc. géol. Fr.*, t. II, p. 499.
LUGEON (M.), 1946. — A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XVI, p. 609.
LUGEON (M.), 1947. — Hommage à Auguste Buxtorf, et digression sur la nappe de Morcles. *Verh. Naturforsch. Ges. Basel.*, t. LVIII.
MARGERIE (Emm. DE) et HEIM (A.), 1888. — Les dislocations de l'Écorce terrestre. Zurich.
MICHEL-LÉVY (Alb.), 1928. — Séricitoschistes des chaînes du Mont Blanc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXVIII, p. 255.
MICHEL-LÉVY (Alb.), 1929. — Débris microscopiques de végétaux siliceux, dans les séricitoschistes du Prarion (Haute-Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXIX, p. 277.
MICHEL-LÉVY (Aug.), 1890. — Étude sur les roches cristallines et éruptives du Mont Blanc. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. I, n° 9.
MICHEL-LÉVY (Aug.), 1892. — Sur la prolongation vers le Sud de la Chaîne des Aiguilles Rouges (Montagnes de Pormenaz et du Prarion). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. III, n° 27, p. 1.
MIGLIORINI (C. I.), 1948. — I cunei composti nell'orogenesi. *Boll. Soc. geol. Ital.*, t. LXVII, p. 29, 142.
MORET (L.), 1934. — Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. géol. Fr.*, Nouv. série, t. X, n° 22.
MORET (L.), 1945. — Précision sur la nature et l'âge des « chapeaux » houillers formant quelques sommets du massif de Belledonne. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 58.
MORET (L.), 1950. — Idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXVIII, p. 1.
MORET (L.), 1951 *a*. — Un nouveau style tectonique. Les synclinaux fermés et inapparents des massifs cristallins externes des Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXIII, p. 1404.
MORET (L.), 1951 *b*. — *Idem, Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXIX, p. 97.
MORET (L.), 1952. — A propos de l'origine de la bande d'anhydrite rencontrée près de Randens (Savoie) dans le Cristallin du souterrain Isère-Arc. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 281.
MORTILLET (G. DE), 1850. — Géologie et minéralogie de la Savoie.
MRAZEC (L.), 1892. — La protogine du Mont Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. Genève.
MÜLLER (E.), 1938. — Geologie der Engelhörner der Aareschlecht und der Kalkkech bei Innertkirschen. *Matériaux Carte géol. Suisse*. Berne.
NIGGLI (E.) et BRÜCKNER (W.), 1954. — Compte rendu de l'excursion au Scheidnösli par Erstfeld, dans le val d'Urseren, du glacier du Rhône jusqu'à Andermatt, et dans le massif interne occidental de Tavetsch. *Eclog. geol. Helv.*, t. XLVII, n° 2, p. 383.
OFFRET (A.), 1894-1895. — Feuille d'Albertville. Chaîne de Belledonne. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VI, n° 38, p. 127.
OFFRET (A.), 1895. — Prolongement de la chaîne des Aiguilles Rouges et de la chaîne de Belledonne. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VII, n° 44, p. 135.
OFFRET (A.), 1896-1897. — Feuille d'Albertville. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 53, p. 184.
OULIANOFF (N.), 1828. — Sur l'âge de la mylonite (granite écrasé) dans le massif des Aiguilles Rouges. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, t. LVI, p. 411.
OULIANOFF (N.), 1934 *a*. — Le problème des gneiss œillés dans ses relations avec la tectonique. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, t. LVIII, p. 173.
OULIANOFF (N.), 1934 *b*. — Origine des amphibolites et tectonique des anciens massifs. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, t. LVIII, p. 231.
OULIANOFF (N.), 1944. Les anciens massifs du Mont Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine. *Eclog. geol. Helv.*, t. XXXVII, n° 1, p. 31.

PARÉJAS (E.), 1921. — Sur la tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie) et des régions voisines. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (5), t. III, p. 89.
PARÉJAS (E.), 1922, — La structure de l'extrémité sud-ouest du Mont Blanc. *Arch. Sc. Phys. Nat*, (5), t. IV, p. 38.
PARÉJAS (E.), 1923. — Sur quelques points de la tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie). *Eclog. geol. Helv.*, t. XVIII, p. 234.
PARÉJAS (E.), 1925. — La tectonique du Mont Joly. *Eclog. geol. Helv.*, t. XIX, p. 420.
PARÉJAS (E.), 1926. — Nouvelles observations sur le soubassement du Mont Joly (Haute-Savoie). *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (5), t. XLIII, n° 3, p. 179.
PERRIN (R.), 1940. — Observations de métamorphisme dans le Mésozoïque des Alpes françaises et remarques. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 37.
PERRIN (R.),1946 *a*. — Observations à la note de M. LUGEON intitulée « A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XVI, p. 629.
PERRIN (R.), 1946 *b*. — Observations à la note de M. GIGNOUX intitulée : « Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs cristallins de la zone alpine externe. » *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XVI, p. 636.
PERRIN (R.), 1948. — Observation sur la communication faite par M. ROUBAULT le 15 décembre 1947 : « Sur l'existence d'une minéralisation post-hercynienne à Roselend (Savoie). » *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 20.
PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1941. — Observation d'un « front » de métamorphisme régional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XI, p. 183.
PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1944. — Nouvelles observations sur la carrière de Feug (Haute-Savoie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 125.
PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1945. — Observations de métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au lac de la Girotte (Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XV, p. 171.
PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1946 *a*. — Y a-t-il coupure ou continuité entre le dynamométamorphisme et le métamorphisme régional? A propos d'observations près du glacier de Tré la Tête. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XVI, p. 541.
PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1946 *b*. — A propos de l'intervention de M. P. FALLOT. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 95.
PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1947. — A propos de la communication de M. LUGEON « A propos du prétendu métamorphisme du Trias alpin ». *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 13.
PETERLONGO (J.), 1956. — Les schistes cristallins de la Région lyonnaise. *Bull. Fac. Sc. Univers. Clermont.*
PRUVOST (P.), 1943. — Filons clastiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIII, p. 91.
PRUVOST (P.), 1949. — Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug*, t. VII, Livre Jubilaire Ch. Jacob, p. 345.
PRUVOST (P.) et CORSIN (P.), 1949. — Westphalien supérieur et Stéphanien inférieur. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXIX, p. 1284.
PRUVOST (P.) et JONGMANS (J.), 1950. — Les subdivisions du Carbonifère continental. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XX, p. 340.
RABOWSKI (F.), 1917. — Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec la lame de bordure nord-ouest des massifs du Mont Blanc et de l'Aar. *Procès-verb. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, t. LI, (4), n° 193, p. 195.
RAGUIN (E.), 1946. — Géologie du granite. Paris, Masson.
RÉVIL (J.), 1883. — Études géologiques sur la vallée de Beaufort. *Congrès Soc. sav. Savoisiennes*, 6e session, Albertville, p. 92.
RÉVIL (J.), 1895. — Note sur le vallon de Naves (Tarentaise) et sa prolongation vers le Nord. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VII, n° 44, p. 140.
RÉVIL (J.), 1896-1897. — Note sur le vallon de Roselend et le col du Bonhomme. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 53, p. 188.
RÉVIL (J.), 1913. — Géologie du massif du Rocheray. *Bull. Soc. Hist. Nat. Savoie*, (2), t. XVII, p. 23.
RÉVIL (J.), 1930. — Les progrès apportés à la géologie par l'étude des Alpes de Savoie. *Liv. Jub. Centenaire Soc. géol. Fr.*, t. II, p. 565.
RICOUR (J.), 1952. — A propos de la chaîne vindélicienne. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 242.
RITTER (E.), 1894 *a*. — Les massifs de Beaufort et du Grand Mont. Étude sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles Rouges et du Prarion. Thèse, Genève.
RITTER (E.), 1894 *b*. — Note sur la première zone alpine dans la partie nord-est de la feuille d'Albertville. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VI, n° 38, p. 130.
RITTER (E.), 1895. — Note sur la terminaison de la chaîne du Mont Blanc au Sud, de la chaîne de Belledonne au Nord. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VII, n° 44, p. 144.
RITTER (E.), 1896. — Extrémité méridionale du Mont Blanc et massif du Mont Joly. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 53, p. 190.

TER (E.), 1897. — La bordure sud-ouest du Mont Blanc. — Les plis couchés du Mont Joly et de ses attaches. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. IX, nº 60.
ROCH (É.), 1942. — Remarques au sujet de la note de MM. R. PERRIN et M. ROUBAULT intitulée : « Observation d'un front de métamorphisme régional. » *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 168.
ROHR (K.), 1926. — Recherches stratigraphiques et tectoniques sur la bordure nord du massif de l'Aar. Berne.
ROQUES (M.), 1941. — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
ROQUES (M.) et THIÉBAULT (J.), 1957. — Sur l'âge absolu des migmatites du massif de Saint-Barthélemy, dans les Pyrénées ariégeoises. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXLIV, p. 1229.
ROUBAULT (M.) et BORDET (Cl.), 1947. — Sur l'existence d'une minéralisation post-triasique à Roselend (Savoie). *C. R. somm. soc. Géol. Fr.*, p. 321.
SARROT-REYNAULD (J.) et HAUDOUR (J.), 1956. — Le Houiller et les schistes carburés du dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes (âge et extension). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXLII, p. 2381.
SARROT-REYNAULD (J.), 1957. — Sur la stratigraphie du dôme de La Mure et des régions annexes. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXLIV, p. 1806.
SAUNIER, 1856. — Mémoire sur les richesses minérales de la vallée de Beaufort. Chambéry.
SAUSSURE (H. B. DE), 1796. — Voyage dans les Alpes. — Neuchâtel, 1779-1796.
SCHŒLLER (H.), 1928. — Note préliminaire sur la stratigraphie de la zone dauphinoise en Tarentaise. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 248.
SCHŒLLER (H.), 1929. — La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXIII, p. 1.
STILLE (H.), 1924. — Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Borntraeger, Berlin.
TERMIER (H. et G.), 1956-1957. — L'évolution de la lithosphère : I. Pétrogénèse, Paris, Masson. II. Orogénèse. Paris, Masson.
TERMIER (P.), 1891. — Sur les terrains métamorphiques des Alpes de Savoie. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXII, p. 900.
TERMIER (P.), 1901. — Sur les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXIII, p. 964.
TERMIER (P.), 1903. — Les schistes cristallins des Alpes occidentales. *C. R. 9e Congr. géol. intern.* Vienne, 2e partie, p. 571.
TRÜMPY (R.), 1952. — Présence probable du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au sud-ouest du massif du Mont Blanc. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 149.
VALLET (J.-M.), 1950. — Étude géologique et pétrographique de la partie inférieure du val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais). Thèse, Genève.
VALLOT (J.), 1897. — Sur les plis parallèles qui forment le massif du Mont Blanc. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXIV, p. 972.
VERNET (J.), 1952. — Au sujet du comportement des massifs cristallins externes dans l'orogénèse alpine. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 114.
WEGMANN (E.), 1947. — Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. *Bull. Commission géol. Finlande*, nº 140.

CARTES GÉOLOGIQUES

1858. — Carte géologique du Dauphiné par Ch. LORY.
1862. — Carte de la Savoie septentrionale et du massif du Mont Blanc par A. FAVRE.
1872. — Carte géologique du département de la Savoie au 1/50 000, par Ch. LORY, J. PILLET, A. VALLET.
1897. — Carte de la bordure sud-ouest du Mont Blanc, et des plis couchés du Mont Joly, au 1/80 000, par E. RITTER (dans RITTER, 1897).
1897. — Carte géologique de la France. — Feuille 169 *bis*, Albertville, au 1/80 000.
1912. — Carte géologique italienne au 1/100 000. — Feuille Monte Bianco, par S. FRANCHI et A. STELLA.
1927 et suite. — Carte géologique du massif du Mont Blanc au 1/20 000, et notices explicatives, par P. CORBIN et N. OULIANOFF. Feuilles de Servoz–Les Houches, Chamonix, Les Tines, Vallorcine, Le Tour, Argentière, Mont Dolent, Talèfre, Le Tacul, col du Géant.
1928. — Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes, au 1/200 000, par L. MORET.
1930. — Carte géologique de la France. — Feuille de Bourg-Saint-Maurice, au 1/50 000, par H. SCHOELLER.
1931. — Carte géologique de la France. — Feuille 179, de Saint-Jean-de-Maurienne, au 1/80 000, 2e édition. — Cristallin levé par J. ORCEL.
1952. — Atlas géologique de la Suisse. — Feuille 525, Finhaut, au 1/25 000, et notice explicative, par L. W. COLLET, N. OULIANOFF, M. REINHARD.

CARTES TOPOGRAPHIQUES

1/200 000 :

Cartes orohydrographiques : Annecy, Grand Saint-Bernard, Tignes, Grenoble, Gap.

1/50 000 et 1/20 000 :

Cluses, Chamonix.
Annecy, Saint-Gervais, Mont Blanc.
Albertville, Bourg-Saint-Maurice.
Montmélian, *La Rochette.*
Domène, Saint-Jean-de-Maurienne.
Vizille, La Grave.

N. B. — Des levers au 1/20 000 ont été exécutés sur les feuilles mentionnées en italique. Au sud de l'Arc, les levers au 1/20 000 ont été exécutés par P. Bordet dans les Grandes Rousses et le massif de Belledonne. Un certain nombre de cartes indiquées ci-dessus n'étaient pas encore éditées au moment de l'exécution des levers sur le terrain. De vieilles cartes ont été utilisées, qu'il n'a pas paru utile de citer ici.

TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE

Figure 1. — Situation géographique de la région étudiée 10
Figure 2. — Diagrammes de Michel-Lévy pour les ectinites de la série verte 83
Figure 3. — Diagrammes de Michel-Lévy pour les ectinites de la série satinée 84
Figure 4. — Diagrammes de Michel-Lévy pour les migmatites de la série verte 85
Figure 5. — Diagrammes de Michel-Lévy pour les migmatites de la série satinée 87
Figure 6. — Diagrammes de Michel-Lévy pour les granites 89
Figure 7. — Diagramme de Niggli pour les ectinites 90
Figure 8. — Diagramme de Niggli pour les migmatites et granites de la série verte 90
Figure 9. — Diagramme de Niggli pour les migmatites de la série satinée 91
Figure 10. — Rapport de Fe + Mg à Ti (en millimolécules) 92
Figure 11. — Définitions concernant les claveaux 98
Figure 12. — Définitions concernant les claveaux : structure des extrémités des claveaux (en plan) 99
Figure 13. — Définitions concernant les claveaux 101
Figure 14. — Joint tectonique 102
Figure 15. — Structures associées 102
Figure 16. — Fossés 103
Figure 17. — Différences entre un anticlinal et un claveau voûté 104
Figure 18. — Vallée de l'Arc (carte géologique simplifiée et projection schématique des rives de l'Arc sur un plan vertical) 106
Figure 19. — Vallée de l'Isère (carte géologique simplifiée et projection schématique des rives de l'Isère sur un plan vertical) 121
Figure 20. — Coupe géologique de la galerie de Feissons-sur-Isère 125
Figure 21. — Géologie de détail du fond de la vallée de la Glaize à hauteur de la prise d'eau E.D.F. (plan et coupe) 125
Figure 22. — Projection, sur un plan vertical, de la rive droite du Doron de Beaufort, à hauteur de Beaufort 137
Figure 23. — Panoramas géologiques du flanc sud-ouest du massif de la Tête de la Cicle — Aiguille de la Pénaz, et du flanc nord-est du massif de l'Aiguille de Roselette — Tête de la Cicle — Aiguille de la Pénaz 147
Figure 24. — Coupe et plan géologiques de la galerie de Colombe 150
Figure 25. — Coupe et plan géologiques de la galerie Bon Nant — Girotte 151
Figure 26. — Coupes schématiques à travers le synclinal médian, entre le signal de Bersend et Plan Villard 159
Figure 27. — Carte structurale schématique de la zone des écailles de Crêt Bron 159
Figure 28. — Coupe schématique à travers la zone des écailles de Crêt Bron (interprétation) 160
Figure 29. — Essai de reconstitution de la paléosurface antétriasique sur le rameau externe entre la vallée de l'Arc et la vallée de l'Arve 164
Figure 30. — Schéma de l'asymétrie de la tectonique alpine dans les profils en travers du massif de Belledonne 185
Figure 31. — Implantation des galeries des aménagements hydroélectriques entre la vallée de l'Arve au Nord et la vallée de l'Arc au Sud 192
Figure 32. — Repérage topographique dans la galerie Isère-Arc 196

TABLE DES PLANCHES

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche I. — 1. Grès singuliers du Bonhomme.
2. Joint comblé de Trias, vallée de Fornet (1 km nord du Grand Mont).

Planche II. — Terminaison périclinale du Mont-Blanc.

Planche III. — Panorama et flancs nord des massifs du Grand Mont et de la Pointe de la Grande Journée.

Planche IV. — Panorama du rameau interne dans la région de la Girotte.

Planche V. — 1. Schiste amphibolique à grenat (série verte moyenne).
2. Schiste amphibolique à grenat (série verte moyenne).
3. Ovardite de la série verte supérieure.
4. Lamprophyre de la série verte supérieure.
5. Prasinite de la série verte supérieure.
6. Lamprophyre de la série verte supérieure.
7. Lamprophyre à biotite chloritisée de la série verte supérieure.

Planche VI. — 1. Prasinite schisteuse de la série verte supérieure.
2. Roche calcique à sphène et grenat, de la série verte supérieure.
3. Séricitoschiste albitique de la série verte supérieure.
4. Schiste noir gréseux de la série verte supérieure.
5. Schiste ardoisier « à galets » de la série verte supérieure.
6. Migmatite œillée à séricite de la série verte.

Planche VII. — 1. et 2. Migmatites à deux micas de la série verte (LN et LP).
3. Migmatite calcique à biotite de la série verte.
4. Granite de l'Outray (série verte).
5 et 6. Migmatite à biotite chloritisée de la série verte (LN et LP).

Planche VIII. — 1. Microgranite en filon dans le granite du Roc Blanc (série verte).
2. Rhyolite de l'Outray (série verte).
3. Séricitoschiste à albites ocellaires de la série satinée.
4. Ovardite de la série satinée.
5. Prasinite à épidote.
6. Migmatite de la série satinée.

Planche IX. — 1. Migmatite de la série satinée.
2. Migmatite de la série satinée.
3. Amphibolites à grenat dans les migmatites de la série satinée.
4. Amphibolite épidotique à grenat (migmatites de la série satinée).
5. Granite de la Chaudanne (série satinée).
6. Microgranite du Grand Mont (série satinée).

PLANCHES EN POCHETTE

PLANCHE 1. — Coupes géologiques à travers la partie septentrionale du massif de Belledonne.

PLANCHE 2. — Coupe géologique de la galerie Isère-Arc (Aménagement de Randens).

PLANCHE 3. — Coupe géologique de la galerie Roselend-La Bathie.

PLANCHE 4. — Rapports structuraux entre Grandes Rousses, Belledonne, Aiguilles Rouges et Mont Blanc.

PLANCHE 5. — Esquisse structurale du Nord du massif de Belledonne et du SW des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc.

PLANCHE 6. — Essai de reconstitution de la paléosurface antétriasique.

PLANCHE 7. — Étude structurale du rameau interne de Belledonne entre la Pointe de Comborsier et Notre-Dame de la Gorge.

TABLE DES MATIÈRES

Pages

AVANT-PROPOS 7

INTRODUCTION :

1. Situation géographique 11
2. Historique sommaire 14
3. Les problèmes posés par le massif de Belledonne 16

CHAPITRE Ier. — PRÉSENTATION DES SÉRIES STRATIGRAPHIQUES

1. LES SÉRIES MÉTAMORPHIQUES DU SOCLE 21
   - *Introduction* 21
   - I. *La série verte* 22
     - A. Caractères stratigraphiques et lithologiques des ectinites de la série verte 22
     - B. Les migmatites de la série verte 23
     - C. Le granite de la série verte 23
   - II. *La série satinée* 24
     - A. Caractères lithologiques des ectinites de la série satinée 24
     - B. Les migmatites de la série satinée 25
     - C. Le granite de la série satinée 25
   - III. *Ordre de superposition des séries verte et satinée* 25
2. SÉRIE NON MÉTAMORPHIQUE DU SOCLE HERCYNIEN : LE HOUILLER 26
   - I. *Les faciès du Houiller* 27
     - A. Le Houiller à sédimentation détritique prédominante 27
     - B. Le Houiller à sédimentation schisteuse prédominante 28
   - II. *Les divers types de gisements houillers* 28
   - III. *L'âge du Houiller. Les gisements de flore* 29
3. SÉRIES NON MÉTAMORPHIQUES DE LA COUVERTURE 29
   - I. *Le Permien* 29
   - II. *Le Trias* 31
   - III. *Le Jurassique* 32

CHAPITRE II. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Pages

INTRODUCTION 35

1. LA SÉRIE VERTE 36
I. *Ectinites* 36
A. Série verte inférieure 36
B. Série verte moyenne 36
C. Série verte supérieure 38
1. Les roches vertes ou grises à aspect schisto-quartzitique 38
a. Les roches éruptives à structure conservée 39
b. Groupe des ovardites et des prasinites 41
c. Amphibolites et schistes amphiboliques 46
d. Roches de la famille des micaschistes 47
e. Cipolins et serpentines 47
2. Les « schistes carburés » de la série verte 48
a. Les schistes noirs plus ou moins quartziteux 49
b. Schistes noirs ardoisiers à « galets » étirés et à traces sériciteuses 50
c. Les schistes charbonneux ou graphiteux 50
II. *Les roches affectées par un métamorphisme de contact* 51
A. Roches à muscovite 51
B. Schistes tachetés 52
C. Schistes à grenat 52
III. *Migmatites de la série verte* 53
A. Caractères généraux des migmatites de la série verte 53
B. Description des principaux types de migmatites 54
1. Migmatites leptynitiques 54
2. Migmatites à séricite 54
3. Migmatites à micas 55
4. Migmatites amphiboliques 57
5. Migmatites à épidote 58
IV. *Le granite de la série verte* 59
A. Caractères généraux du granite 59
B. Description des principaux types de granite de la série verte 60
1. Granite à biotite et à biotite chloritisée 60
2. Granodiorite à biotite et amphibole 61
3. Protogine 61
C. Les roches de la famille du granite 62
1. Granulite 62
2. Les microgranites et les rhyolites 63

2. LA SÉRIE SATINÉE 64
I. *Ectinites* 64
A. Les ectinites normales 65
1. Groupe des schistes à séricite, à chlorite, ou à muscovite 65
a. Les quartzites sériciteux 65
b. Les séricitoschistes 66
c. Les schistes sériciteux et chloriteux 66
d. Les conglomérats métamorphiques 66
e. Les séricitoschistes calcitiques (calcschistes) 67
f. Les calcaires métamorphiques 67
g. Les schistes graphiteux 68
2. Groupe des micaschistes à biotite 68

Pages

B. Ectinites à structure ocellaire 69
1. Les micaschistes à structure ocellaire 69
2. Roches intermédiaires entre les micaschistes et les prasinites 71
3. Roches du groupe des prasinites (ovardites et prasinites) 71
a. Les ovardites 72
b. Les prasinites 72
c. Roches analogues aux prasinites mais sans structure ocellaire 73
II. *Migmatites de la série satinée* 74
A. Caractères généraux des migmatites de la série satinée 74
B. Description des principaux types de migmatites 74
1. Migmatites à séricite 74
2. Migmatites à deux micas 75
3. Migmatites à biotite et à biotite chloritisée 75
4. Migmatites à biotite et amphibole 77
5. Les amphibolites 77
III. *Granite de la série satinée* 78
A. Caractères généraux du granite 78
B. Description des principaux types de granite 79
1. Granite à biotite en partie conservée 79
2. Granite à biotite chloritisée 79
C. Les roches de la famille du granite 80
1. Granulite 80
2. Microgranite 81

3. ÉTUDE CHIMIQUE 81
I. *Résultats des analyses* 82
A. Les ectinites de la série verte 82
B. Les ectinites de la série satinée 83
C. Les migmatites de la série verte 84
D. Les migmatites de la série satinée 86
E. Les granites 87
II. *Les diagrammes de Niggli* 89
A. Diagramme des ectinites 89
B. Diagramme des migmatites de la série verte et des granites 90
C. Diagramme des migmatites de la série satinée 90
III. *Problèmes particuliers* 91
A. Le problème du Ca 91
B. Le problème du Ti 91
C. La migmatisation 92
D. Le problème de l'échantillon A 9 93

CHAPITRE III. — ANALYSE STRUCTURALE

PRÉLIMINAIRES : DÉFINITIONS DES STRUCTURES PROPRES AU SOCLE CRISTALLIN 97
I. *Claveau* 97
A. Les différents éléments d'un claveau 98
B. Les extrémités des claveaux 99
C. Les différentes sortes de claveaux et leurs associations 100
II. *Joints tectoniques* 101
A. Joints tectoniques libres 102
B. Joints tectoniques comblés 102
III. *Fossés* 103
IV. *Exagération de ces structures* 103
V. *Remarques sur le mécanisme des déformations du socle* 104

Pages

SIX COUPES STRUCTURALES À TRAVERS LE NORD DU MASSIF DE BELLEDONNE 106

I. *Coupe de la vallée de l'Arc* 106
A. Description géologique de la vallée de l'Arc 106
1. La couverture secondaire occidentale 106
2. Le rameau externe 107
3. Le synclinal médian 107
4. Le rameau interne 107
5. La série de couverture orientale 109
B. Interprétation structurale 109
C. Morphologie de la vallée de l'Arc 110
1. Étroits et bassins 110
2. Morphologie glaciaire 110
3. Le remplissage alluvial 111

II. *Coupe à la hauteur de la galerie Isère-Arc, à travers le massif du Grand Arc et du Mont Bellachat* 111
A. La galerie Isère-Arc 111
1. Coupe géologique de la galerie Isère-Arc 111
2. Remarques techniques sur la galerie Isère-Arc 114
B. La coupe géologique en surface sensiblement au droit de la galerie 115
Description géologique 115
a. La couverture secondaire occidentale 115
b. Les schistes satinés du rameau externe 116
c. Le synclinal médian 116
d. Le rameau interne 116
e. La couverture secondaire orientale 117
C. Interpolation entre la coupe de la galerie Isère-Arc et la coupe de surface 118
1. Position du synclinal médian au droit de la galerie 118
2. Le granite de la Pointe des Aveugles 119
3. Les conglomérats de la série satinée 119
D. Résumé 120

III. *Coupe de la vallée de l'Isère* 120
A. Description géologique de la vallée de l'Isère 120
1. La couverture secondaire occidentale 120
2. Les schistes satinés du rameau externe 120
3. Le synclinal médian 121
4. Le rameau interne 121
5. Le Houiller de Petit Cœur et la couverture secondaire orientale 123
B. Complément à la coupe de la vallée de l'Isère : coupe de la galerie de Feissons-sur-Isère 124
1. Description géologique de la galerie de Feissons-sur-Isère 124
2. Problèmes morphologiques posés par la galerie de Feissons-sur-Isère 124
C. Résumé 126

IV. *Coupe à hauteur du Mont Mirantin, du col de la Bathie et du Grand Mont* 127
A. Description géologique 127
1. La couverture secondaire occidentale 127
2. Le rameau externe 127
3. Le synclinal médian au col de la Bathie 128
4. Le rameau interne 128
5. La couverture secondaire orientale 131
B. Complément à la coupe à la hauteur du Mont Mirantin, du col de la Bathie et du Grand Mont : coupe de la galerie Roselend-la Bathie 131
1. Le rameau externe 132
2. Le synclinal médian 132
3. Le rameau interne 132
C. Résumé 133

Pages

V. *Coupe à la hauteur des vallées de Beaufort et de Roselend* 134
A. Description géologique 134
1. La couverture secondaire occidentale 134
2. Le rameau externe 134
3. Le synclinal médian 135
4. Le rameau interne 136
5. La couverture secondaire orientale 138
B. Complément à la coupe à hauteur des vallées de Beaufort et Roselend : coupe de la galerie Fontanus-Domelin 138
1. Position du synclinal médian 138
2. La coupe de la galerie Fontanus-Domelin 139
C. Résumé 139

VI. *Coupe à la hauteur du lac de la Girotte et du col du Bonhomme* 140
A. Description géologique 140
1. Le massif de Belledonne 140
a. La couverture secondaire occidentale 140
b. Le rameau externe 140
c. Le synclinal médian 141
d. Le rameau interne 142
2. Les écailles intermédiaires entre Belledonne et Mont Blanc 145
a. La série sédimentaire charriée de Roselette 145
b. Le massif cristallin de Roselette-Tête de la Cicle 146
c. Le massif des Roches Franches et de l'Aiguille de la Pénaz 146
3. La terminaison méridionale du massif du Mont Blanc : le claveau du Bonhomme 149
B. Complément à la coupe du lac de la Girotte au col du Bonhomme 150
1. Galerie de Colombe 150
2. Galerie Bon Nart-Girotte 151
C. Résumé 153

CHAPITRE IV. — BELLEDONNE, AIGUILLES ROUGES ET MONT-BLANC ÉTUDE DE LEURS RAPPORTS GÉOLOGIQUES

INTRODUCTION 155

I. LA STRUCTURE HERCYNIENNE DES MASSIFS DES GRANDES ROUSSES, BELLEDONNE, AIGUILLES ROUGES ET MONT-BLANC 155
A. La série verte de Belledonne-Taillefer 156
B. La série satinée externe 156
C. La série verte axiale : Grandes Rousses-Sept Laux-Belledonne septentionale 157
1. Dans les Grandes Rousses 157
2. Dans Belledonne, à l'est du massif des Sept Laux 157
3. Entre Arc et Isère 158
4. Entre l'Isère et la région d'Arèches 160
5. Entre Arèches et la Girotte 161
D. La série satinée interne 161
1. Dans les Grandes Rousses 161
2. Dans Belledonne septentrionale 162
E. La série verte des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc 162
F. Les « zones » houillères dans les Grandes Rousses, Belledonne, Aiguilles Rouges et Mont Blanc 163

II. DÉFORMATIONS DE LA SURFACE ANTÉTRIASIQUE DANS LE NORD DU MASSIF DE BELLEDONNE ET LE SUD-OUEST DES MASSIFS DU MONT BLANC ET DES AIGUILLES ROUGES 165
A. Méthode de construction et précision des courbes hypsométriques 165
B. Interprétation 165
1. Le rameau externe 165
a. Forme d'ensemble 168
b. Le raccord entre la surface antétriasique et le flanc du synclinal médian 166
c. Le granite de Beaufort-La Chaudanne 166
d. L'ennoyage périclinal du rameau externe au nord-est de Megève 166

Pages

2. Le rameau interne 167
a. La série verte 167
b. La série satinée interne 167
Remarques 168
3. La terminaison sud-ouest du massif des Aiguilles Rouges 168
a. Le massif du Prarion 168
b. Le fossé de Servoz 169
c. Le massif du Brévent 169
4. La terminaison sud-ouest du massif du Mont Blanc 169

III. Rapports structuraux entre les massifs de Belledonne, des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc 170
A. Belledonne 170
B. Aiguilles Rouges et Mont Blanc 171
C. Résumé 172

CHAPITRE V. — INTERPRÉTATIONS D'ENSEMBLE. RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

INTRODUCTION 175

1. LA CHAÎNE HERCYNIENNE 175
A. Les sédiments originels du socle métamorphique 175
1. La série verte 175
2. La série satinée 176
B. Évolution pétrographique des séries du socle 177
Analyse des différents phénomènes ayant affecté les séries du socle 177
C. Âges géologiques des séries du socle 180
D. Conclusions 182
1. Résumé de l'histoire hercynienne du socle de Belledonne 182
2. Caractères de la tectonique hercynienne : les structures isoclinales, les granites et les migmatites. 183

2. LA CHAÎNE ALPINE 185
A. Le style des déformations alpines 185
B. L'originalité du bâti alpin 186
1. Le rameau externe 186
2. Le synclinal médian 186
3. Le rameau interne 187
C. L'histoire géologique alpine du massif de Belledonne 188
1. Pendant le Trias 188
2. Pendant le Jurassique inférieur 188
3. Pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé 189
4. À l'Éocène inférieur 189
5. À l'Éocène moyen et supérieur 189
6. Pendant l'Oligocène 190
7. Pendant le Miocène inférieur (Burdigalien-Vindobonien) 190
8. Pendant le Miocène supérieur (Pontien) et le Pliocène 190
9. Pendant le Quaternaire 191

ANNEXE. — Liste des aménagements hydroélectriques situés entre l'Arc et l'Arve 193

BIBLIOGRAPHIE 199

TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE 209

TABLE DES PLANCHES (phototypiques et en pochette) 211

TABLE DES MATIÈRES 213

IMPRIMERIE NATIONALE. — J. 837290.

PLANCHES

J. C. 837290.

PLANCHE I

1. *Joint comblé de Trias. Vallée de Fornet.*

Affleurement visible dans le fond d'un ruisseau, affluent de l'Argentine, à 1 kilomètre au nord du Grand Mont.

Toute la largeur du joint est comprise dans la photographie. Noter les brèches et les structures fluidales d'écrasement dans les dolomies et les grès du Trias.

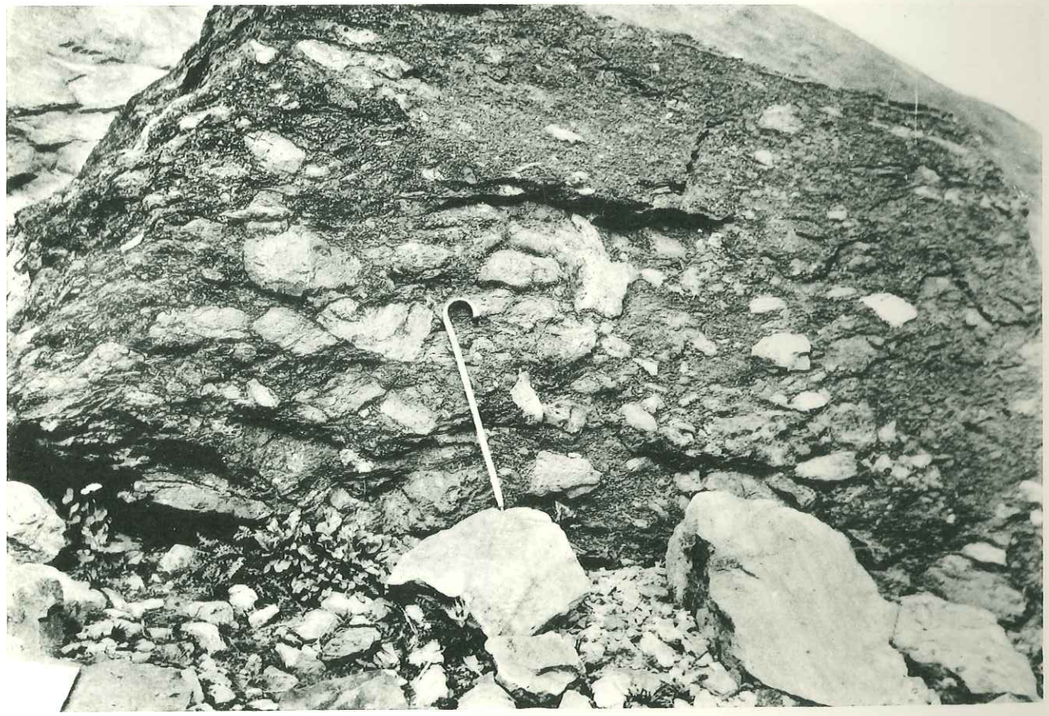
2. « *Grès singuliers* » *du col du Bonhomme.*

Bloc isolé sur les affleurements du versant sud du rocher du Bonhomme. Brèche sédimentaire à gros blocs non roulés (Trias et Cristallin). Ciment de calcaire dolomitique gréseux.

Ces brèches se sont formées à l'Infralias à la suite d'une phase orogénique peu importante. La position de la zone érodée n'est pas connue avec précision (région Aiguilles Rouges, Arpille?).

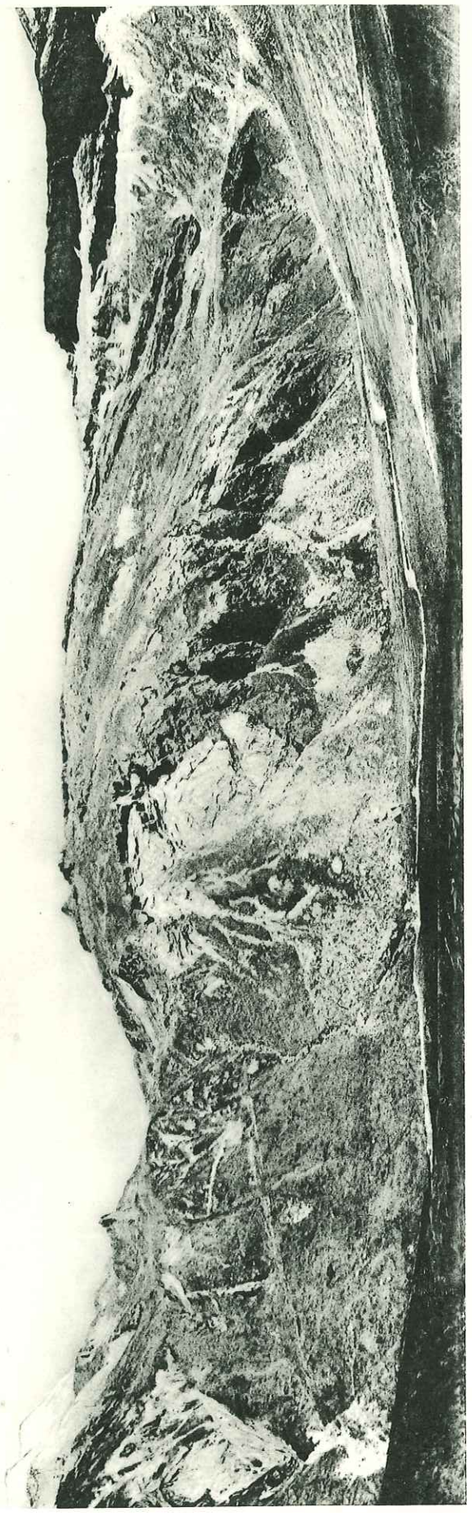
(Clichés Cl. Bordet)

1



2

J. BRUNISSEN, imp Paris



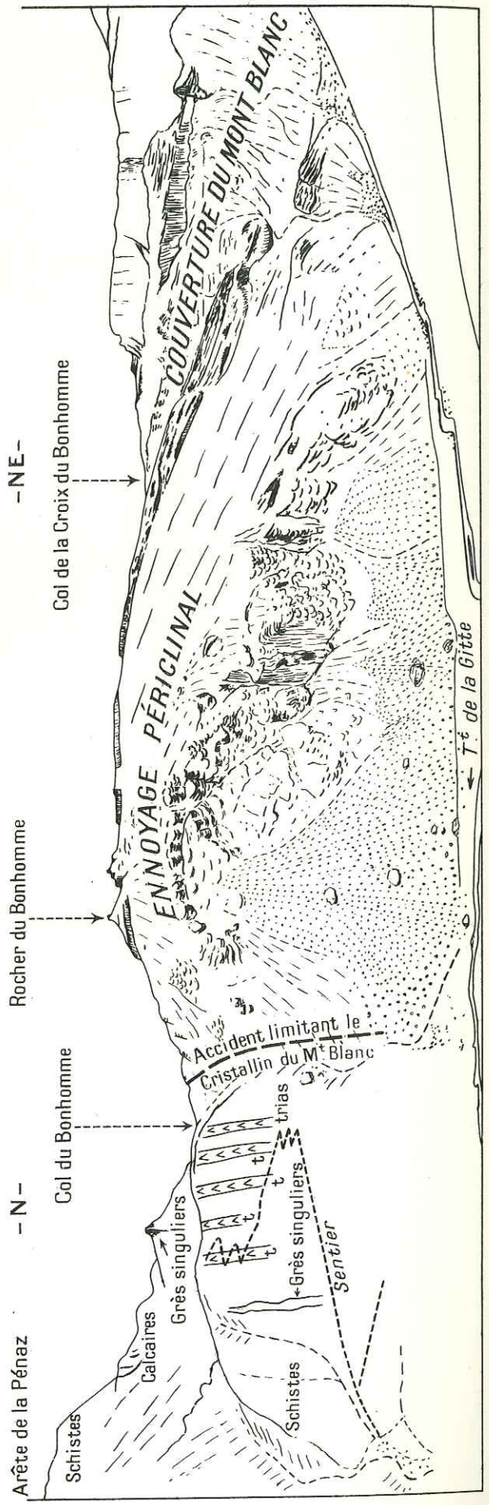


PLANCHE II

Ennoyage périclinal, vers le Sud-Ouest, du claveau du Bonhomme (terminaison du massif du Mont Blanc). Versant rive droite de la haute vallée de la Gitte, vu de la rive gauche

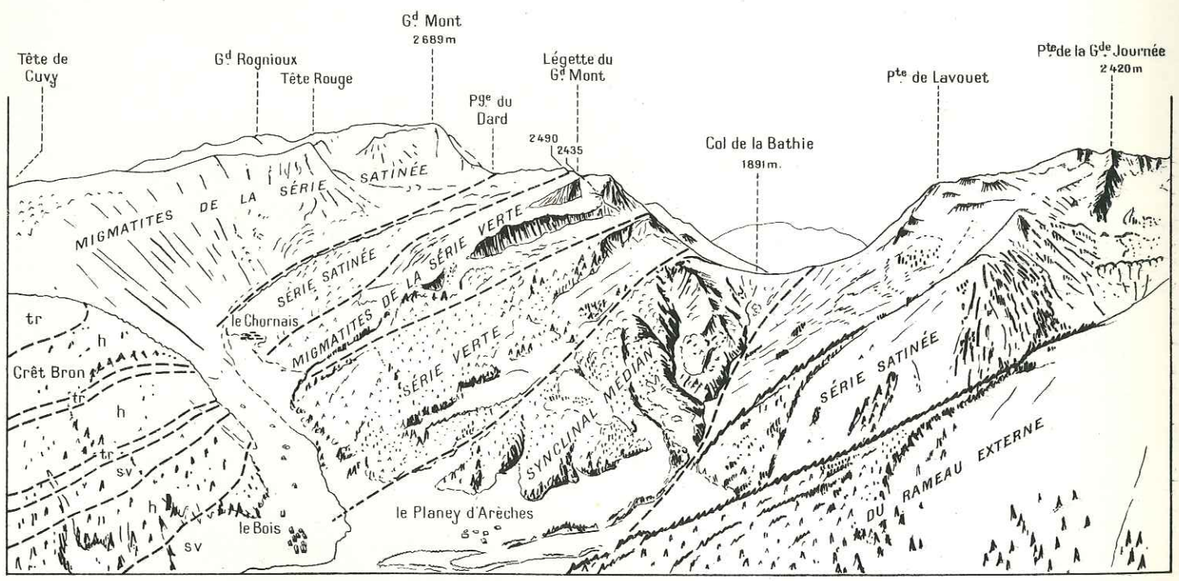
(Cliché Cl. Bordet)

PLANCHE III

Panorama des flancs nord des massifs du Grand Mont et de la Pointe de la Grande Journée

Photo aérienne prise de l'altitude 2 000 mètres, à environ 5 kilomètres au NNE du col de la Bathie

(Cliché Cl. Bordet)



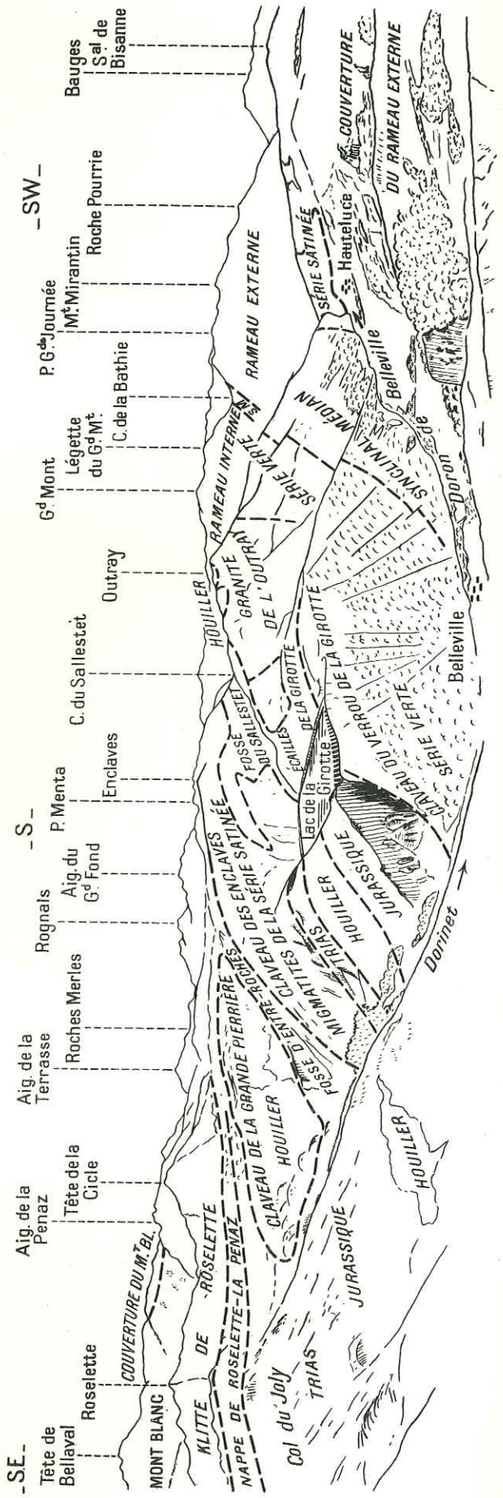


PLANCHE IV

Panorama de l'ennoyage septentrional du rameau interne de Belledonne sous le massif du Mont Joly
(haute vallée du Doron de Belleville)

Photo aérienne prise de l'altitude 2 500 mètres à la verticale du versant sud des Aiguilles Croches.
(Cliché Cl. Bordet)

Erratum. — Sur le schéma explicatif de la photo ci-contre, dans la partie gauche :

1° lire *Klippe de Roselette,* et non *Klitte.*

2° ajouter, immédiatement sous la Tête de Bellaval, *Cristallin du* Mont Blanc.

PLANCHE V

1. *Schiste amphibolique à grenat (série verte moyenne).*

Phénoblaste de hornblende verte ayant pris naissance dans un lit quartzo-feldspathique.

(R. 408 – LN – × 18,5).

2. *Schiste amphibolique à grenat (série verte moyenne).*

Phénoblaste de grenat. Le grenat est entouré d'une auréole quartzo-feldspathique. Il a repoussé les lits du schiste amphibolique.

(R. 408 – LP – × 18,5).

3. *Ovardite de la série verte supérieure.*

En lumière naturelle, la structure ocellaire est nette. Les alternances de lits albitiques et chloriteux correspondent vraisemblablement à la sédimentation originelle).

(C. 102 – LN – × 18,5).

4. *Lamprophyre de la série verte supérieure.*

Porphyroblastes idiomorphes de biotite. Inclusions de rutile orientées suivant les directions cristallographiques de la biotite (phénomène de l'astérisque).

(R. 36 – LN – × 48.)

5. *Prasinite de la série verte supérieure.*

Structure ocellaire très nette des albites.

(IA. R. 4 450 – LN – × 18,5.)

6. *Lamprophyre de la série verte supérieure.*

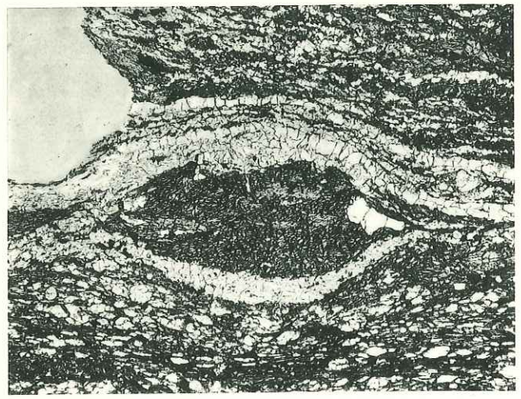
Texture intersertale apparente.

(R. 36 – LN – × 48).

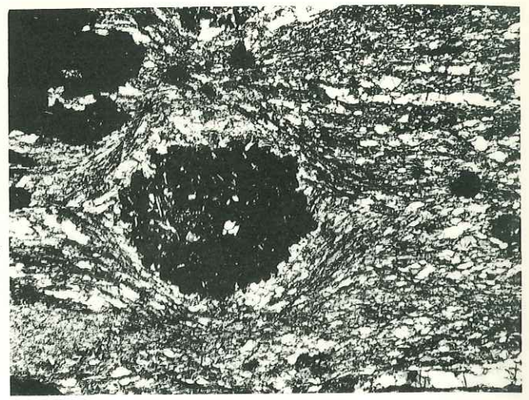
7. *Lamprophyre à biotite chloritisée de la série verte supérieure.*

Texture microgrenue. Porphyroblastes idiomorphes de biotite chloritisée.

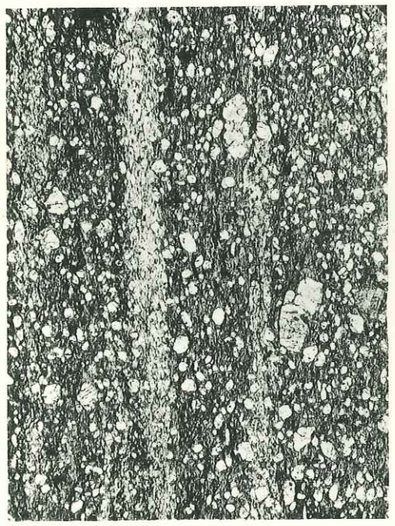
(R. 137 – LP – × 18,5).



1

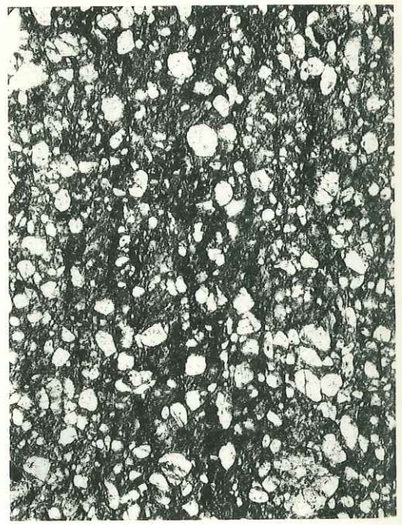


2

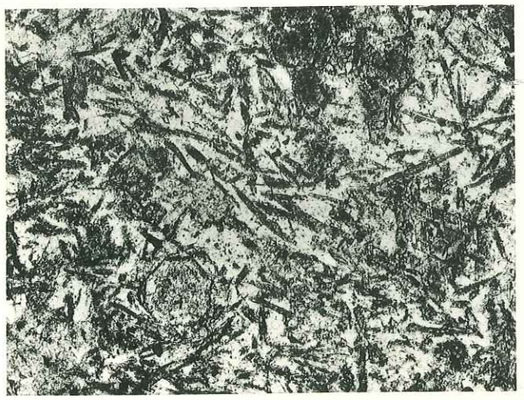


3

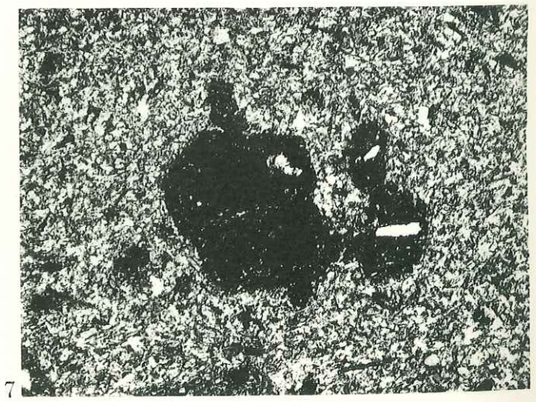
4



5



6



7

Cl. Leriche

J. BRUNISSEN imp Paris

PLANCHE VI

1. *Prasinite schisteuse de la série verte supérieure.*

La texture schisteuse est nette. Les albites ocellaires sont bien développées.

(IA. R. 4520 – LN – × 18,5).

2. *Roche calcique à sphène et grenat de la série verte supérieure.*

Les sphènes sont souvent entourés d'une auréole de grenat. Mais ce dernier présente des contours géométriques (texture idiomorphe.)

(IA. R. 4442 – LP – × 48).

3. *Séricitoschiste albitique de la série verte supérieure.*

La texture ressemble à celle des ovardites ou des prasinites schisteuses (voir pl. VI, photo 1).

(IA. R. 4595 – LP – × 18,5).

4. *Schiste noir gréseux de la série verte supérieure.*

On distingue nettement les palmettes de quartz dans les zones d'étirement de part et d'autre des cristaux de pyrite.

(IA. R. 5 – LP – × 18,5).

5. *Schiste ardoisier « à galets » de la série verte supérieure.*

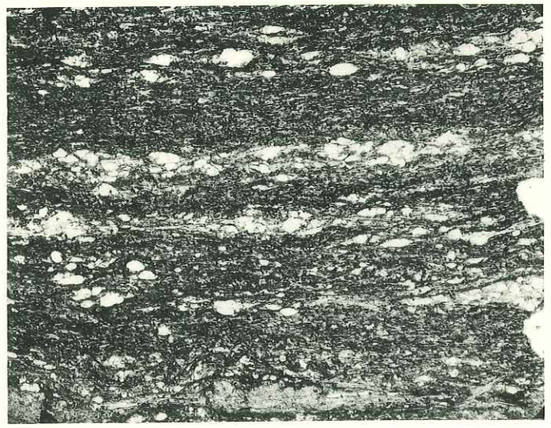
Le schiste est très laminé comme le montre la forme des « galets ».

(R. 389 – LN – × 18,5).

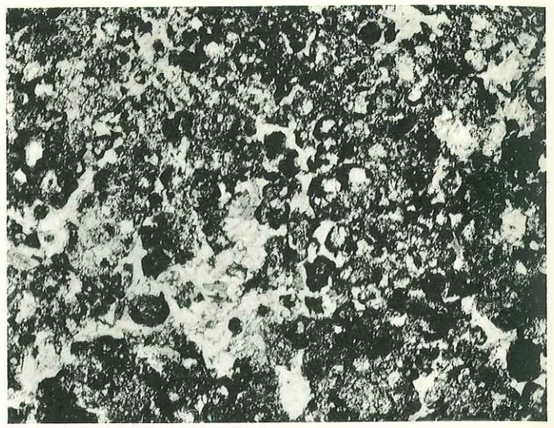
6. *Migmatite œillée à séricite de la série verte.*

Noter l'importance des lits sériciteux. Les yeux sont ici formés d'une association de quartz et de feldspath, recristallisée en damier, à extinction onduleuse. Le laminage de la roche est net.

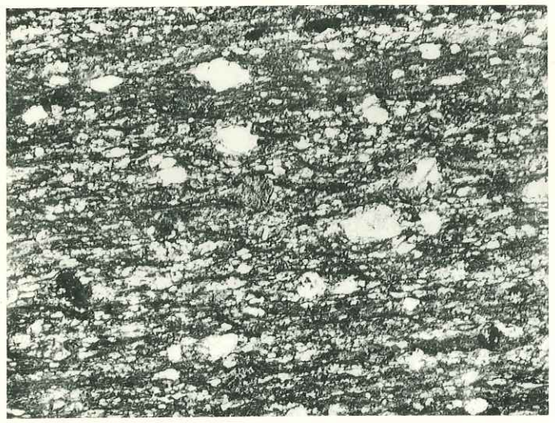
(R. 126 – LP – × 16).



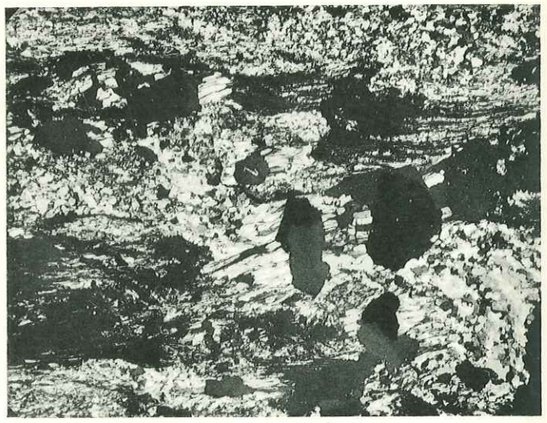
1



2

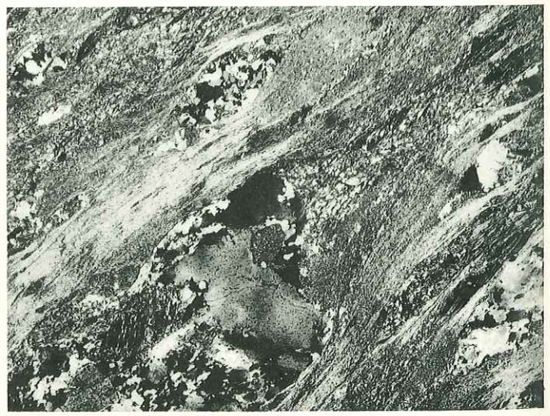


3



4

5



6

Cl. Leriche

PLANCHE VII

1 et 2. *Migmatites à deux micas de la série verte.*

Texture grenue. Quartz recristallisé (LP). Séricitisation poussée (LN). Traînées sombres de leucoxène (LN). Plagioclases idiomorphes zonés dont le centre seulement est saussuritisé.

(IA. R. 39 – LN et LP – × 16.)

3. *Migmatite calcique à biotite de la série verte.*

Les feldspaths sont complètement transformés. Nombreuses mouchetures de leucoxène presque opaque, en particulier en bordure des biotites.

(R. 134 – LN – × 16).

4. *Granite de l'Outray (série verte).*

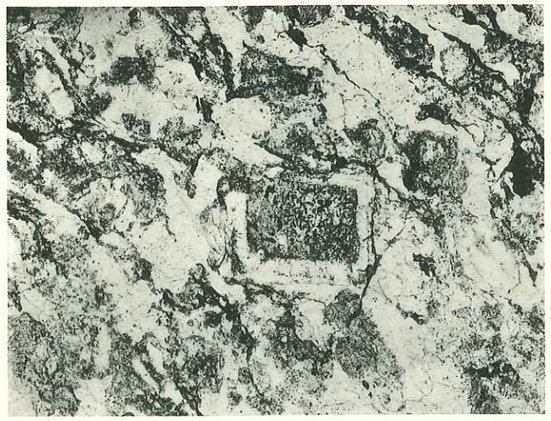
En noir, microcline (éteint). Petits plagioclases idiomorphes, damouritisés. Ab 20 à 30 % An, avec franges d'albite limpide se développant au dépens du microcline.

(R. 215 – LP – × 40).

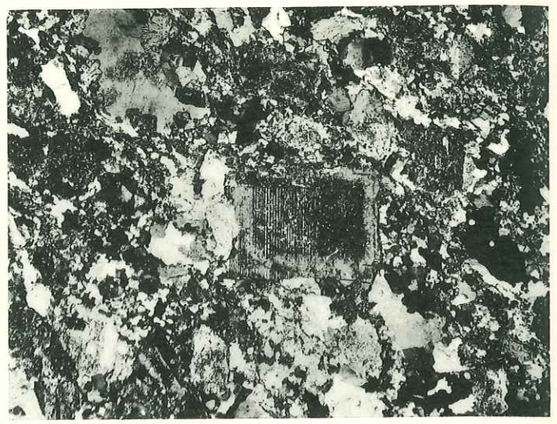
5 et 6. *Migmatite à biotite chloritisée de la série verte.*

En lumière naturelle, on distingue l'ancienne biotite grâce au réseau d'aiguilles de rutile disposées suivant ses anciennes directions cristallographiques. Noter la frange de leucoxène. En lumière polarisée, la biotite est *entièrement* remplacée par des plagioclases. La répartition des cristaux de plagioclase n'est pas exactement calquée sur la forme ancienne de la biotite.

(IA. V. 34 – LN et LP – × 40.)

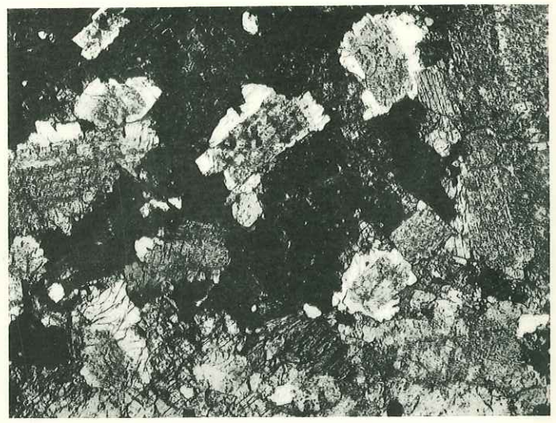


1

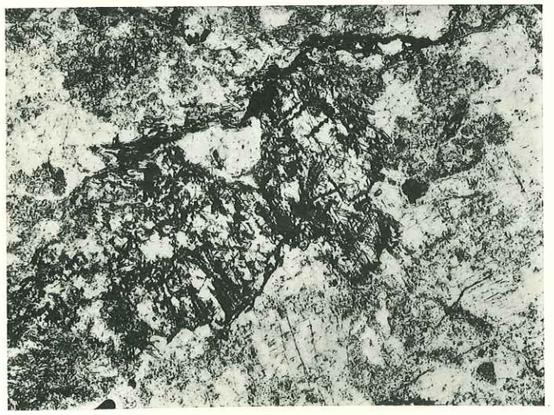


2

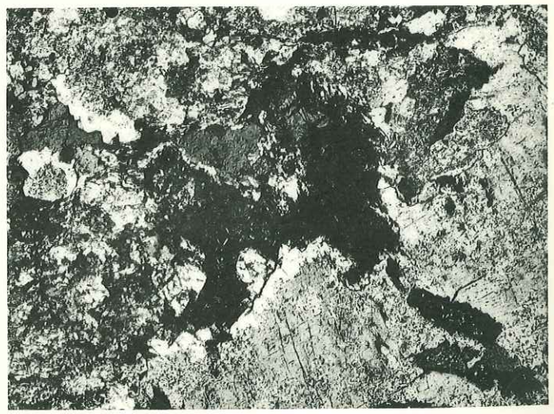
3



4



5



6

Cl. Leriche

PLANCHE VIII

1. *Microgranite en filon dans le granite du Roc Blanc (série verte).*

Noter la mosaïque des petits feldspaths dont le cœur, seul, est altéré; biotites chloritisées (leucoxène). Porphyroblaste de quartz, avec un losange de sphène.

(R. 196 – LN – × 16).

2. *Rhyolite de l'Outray (série verte).*

Texture microlitique. Pâte dévitrifiée. Quartz idiomorphe corrodé. Baguettes idiomorphes de biotite en partie chloritisée. La texture fluidale n'est pas visible dans cette partie de la plaque mince.

(R. 213 – LP – × 16).

3. *Séricitoschistes à albites ocellaires de la série satinée.*

Texture micaschisteuse nette. Les alignements flexueux dans les albites maclées sont remarquables. Noter que les albites ont tourné après leur cristallisation (texture hélicitique).

(R. 106 – LP – × 16.)

4. *Ovardite de la série satinée.*

Texture ocellaire très nette des albites. Les albites sont encombrées d'épidote et de clinozoïsite. La pâte est en majeure partie constituée par de la chlorite et des oxydes de fer.

(IA. R. sond. – LN – × 16).

5. *Prasinite à épidote.*

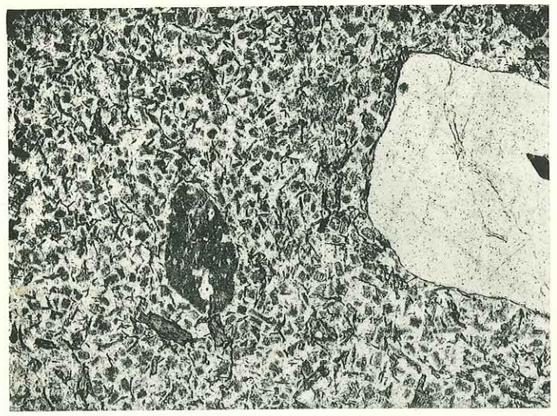
Texture ocellaire des albites. Leucoxène et oxyde de fer abondants, en traînées suivant la schistosité. Épidote et chlorite en quantité égale.

(IA. R. 2 192 – LP – × 16 .)

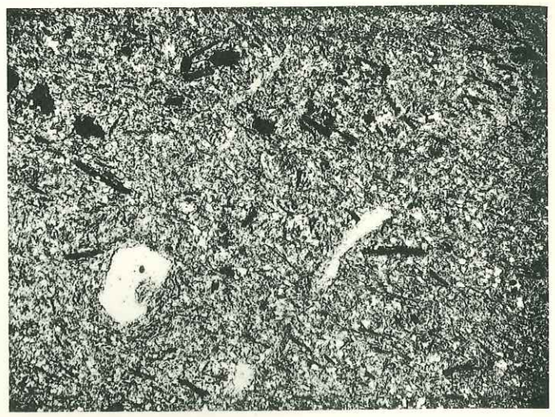
6. *Migmatite de la série satinée.*

Bel exemple de chlorobiotite; association de lamelles de biotite, de biotite verdie et de biotite chloritisée. Il s'agit de la transformation incomplète d'un cristal de biotite en chlorite. Exsudation de sphène entre les lamelles.

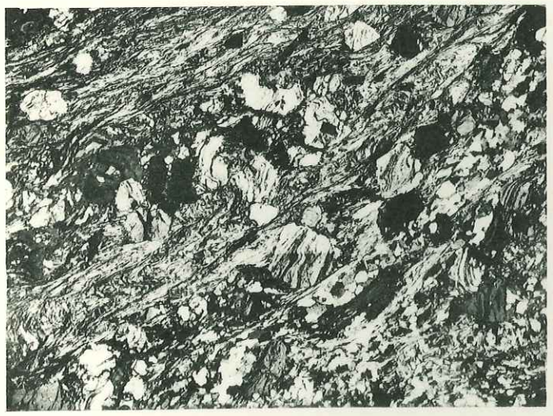
(R. 80 – LN – × 40).



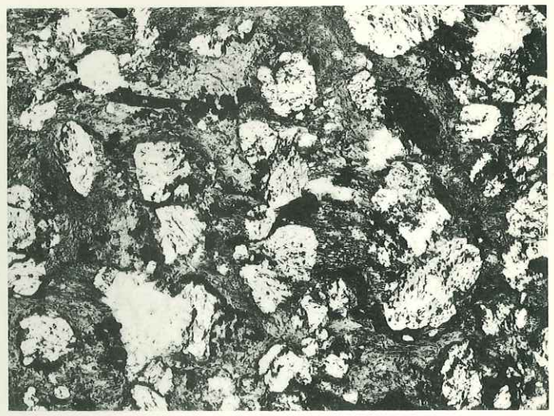
1



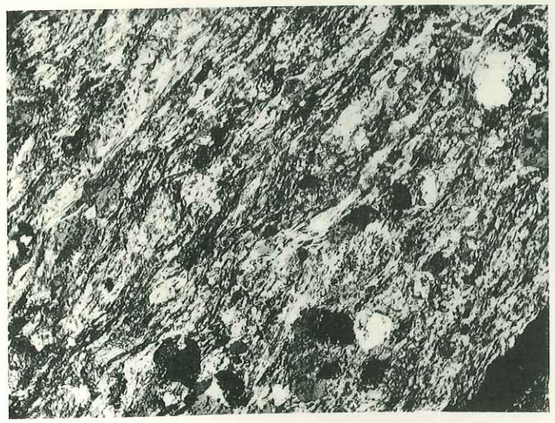
2



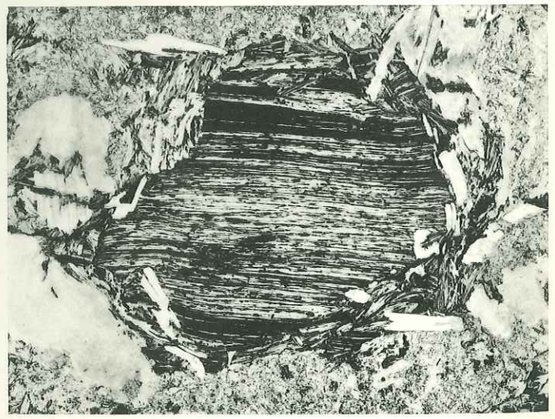
3



4



5



6

Cl. Leriche

PLANCHE IX

1. *Migmatite de la série satinée.*

Plagioclases séricitisés, encombrés de mouchetures de leucoxène, en touffes noires. En blanc, le quartz. Biotites encore conservées.

(R. 151 – LN – × 16).

2. *Migmatite de la série satinée.*

Cristaux de biotite en partie transformée en chlorobiotite. Exsudation de sphène. Le cristal de biotite de gauche est recoupé par un treillis d'aiguilles de rutile orientées à 60° suivant le réseau cristallin de la biotite (invisible ici).

(R. 206 – LN – × 16).

3. *Amphibolites à grenat dans les migmatites de la série satinée.*

Texture grenue diablastique. Grenats avec une auréole de feldspaths et de leucoxène.

(R. 69 – LN – × 16).

4. *Amphibolite épidotique à grenat (migmatites de la série satinée).*

Noter, en bordure du grenat (en bas), la frange de plagioclases au contact des amphiboles à contours idiomorphes (vers le haut).

(R. 74 – LP – × 40).

5. *Granite de la Chaudanne (série satinée).*

Les plagioclases, à tendance idiomorphe, sont altérés (calcite, chlorite). Ils présentent en outre une frange limpide, correspondant à une teneur en albite plus élevée que le centre (comparer avec pl. VII, photo 4).

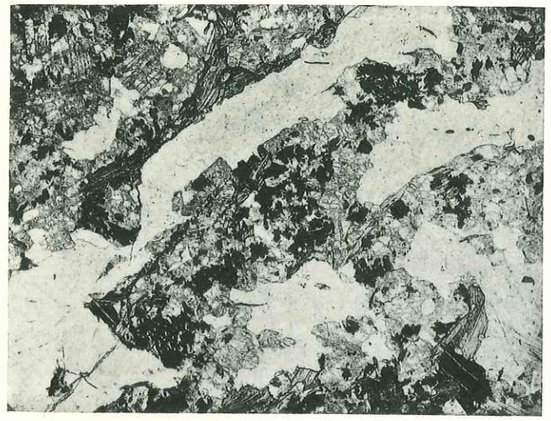
(R. 235 – LP – × 16).

6. *Microgranite du Grand Mont (série satinée).*

Texture à deux temps. Très beaux quartz corrodés. Les porphyroblastes autres que les quartz sont très altérés.

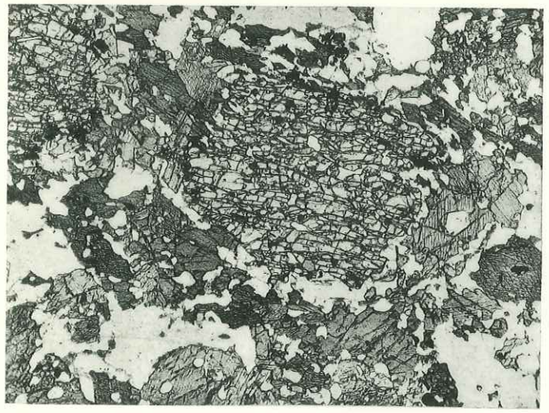
(R. 161 – LP – × 16).

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

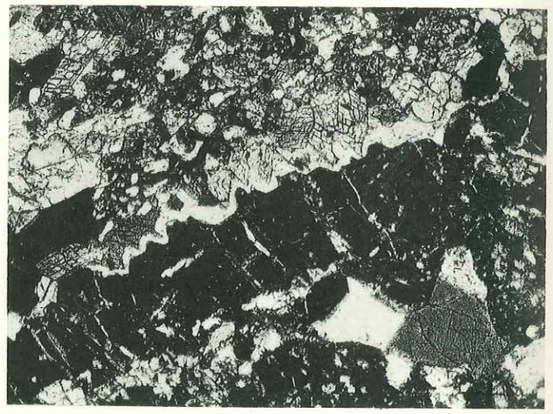


1

2

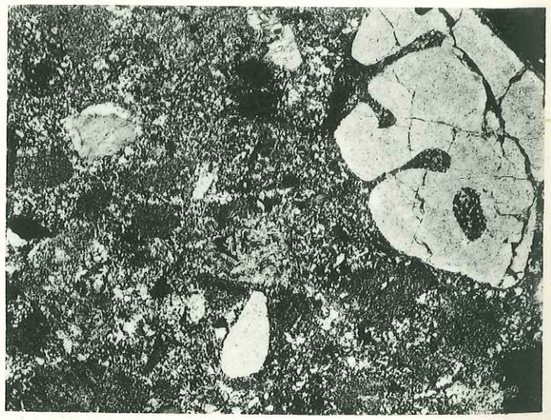


3



4

Cl. Leriche 5



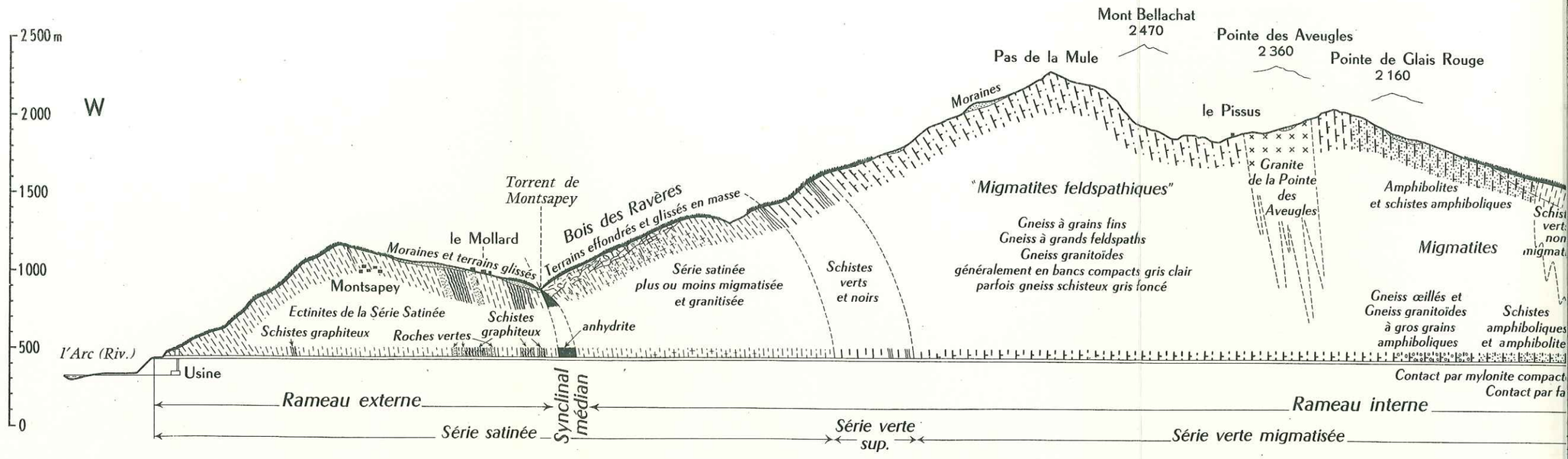
6

J. BRUNISSEN, imp. Paris

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

Claude BORDET

COUPE GÉOLOGIQUE DE LA GALERIE ISÈRE-ARC (Aménagen



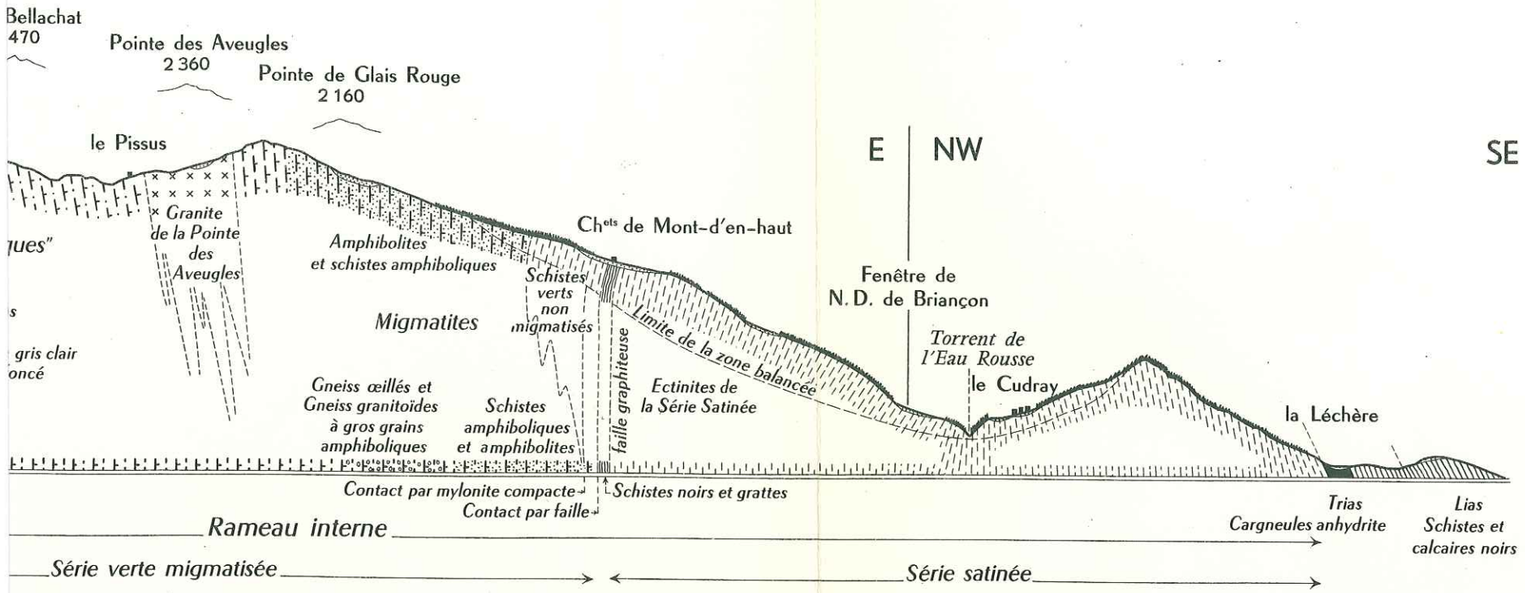
ECHELLE

0 1 2 Km

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

IE ISÈRE-ARC (Aménagement de Randens)

PLANCHE 2



HELLE

1 2 Km

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

Claude BORDET

COUPE GÉOLOGIQUE DE LA GALERIE ROSELEND-LA BATHIE

POINTS TOPOGRAPHIQUES E. D. F.

F7 — E'1 — E'E — SF4 — S1F4 — S2F4 — D

Arête de la Grande Combe
Arête de la Légette du Grand Mont
Arête de Tête Rouge-Tête de Cuvy
Ravins des Combettes-Le Chornais
Croix de Dormia
Ravins de la Cascade de Lavouet
Col de la Bathie
Fenêtre du Chornais Sur les Nants
Poncellamont
Ravin de la Pointe de Lavouet
Ravin de Ner Char
Ravin du Fornet
Pont Canal

2000 — 1500 — 1000

Fauchage et glissements

Agl gl gl gl Agl gl Js h sv h h t t t tq td gl

xs t Js t sv t svm xs xs xsm

MASSIF DE LA POINTE DE LAVOUET - GRANDE JOURNÉE — DÉPRESSION DU COL DE LA BATHIE — MASSIF DE LA LÉGETTE DU GRAND MONT — MASSIF DU GRAND MONT-TÊTE ROUGE — SOUBA

Ensellemen

Claveau de Ner Char — Accident de Ner Char — Claveau de la Légette — Faisceau de joints tectoniques du Fornet — Claveau du Gra

Série satinée (Ectinites) — Cargneules anhydrite — Calcaires et schistes noirs — Série verte (Ectinites) — Trias, Houiller — Série verte (Migmatites) — Série satinée (

Rameau externe — Synclinal médian — Rameau interne

ECHELLE

0 — 1 — 2 Km

LÉGENDE

Quaternaire

COUVERTURE

Jurassique

Jc Séries calcaires

Js Séries schisteuses

Trias

t cg Cargneules, dolomies
tg Gypse, anhydrite

SOCLE

SÉRIE VERTE

xs Ectinites

xsm Migmatites

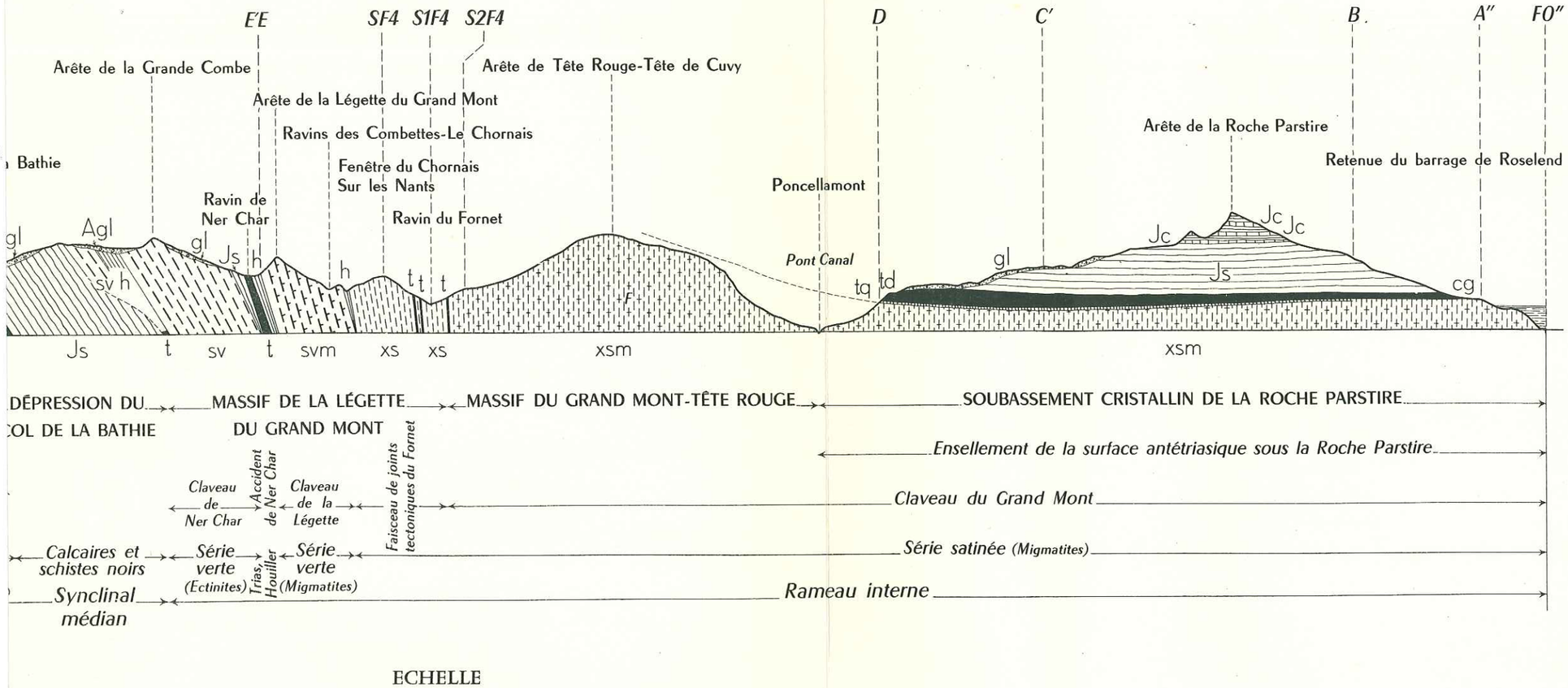
SÉRIE SATINÉE

sv Ectinites

sv

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

GÉOLOGIQUE DE LA GALERIE ROSELEND-LA BATHIE



ECHELLE

0 — 1 — 2 Km

LÉGENDE

Quaternaire

COUVERTURE

Trias

Js *Séries schisteuses*

t cg *Cargneules, dolomies*
tg *Gypse, anhydrite*

tq *Grès de base*

SOCLE

SÉRIE SATINÉE

xsm *Migmatites*

sv *Ectinites*

svm *Migmatites*

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

— Permien et Houiller

— Granulite (Cdes Rousses etc...)

SÉRIE SATINÉE
- xs — Ectinites
- Conglomérat de base
- xsm, xsγ — Migmatites et Schistes granitisés
- γs — Granite
- — Série satinée indifférenciée

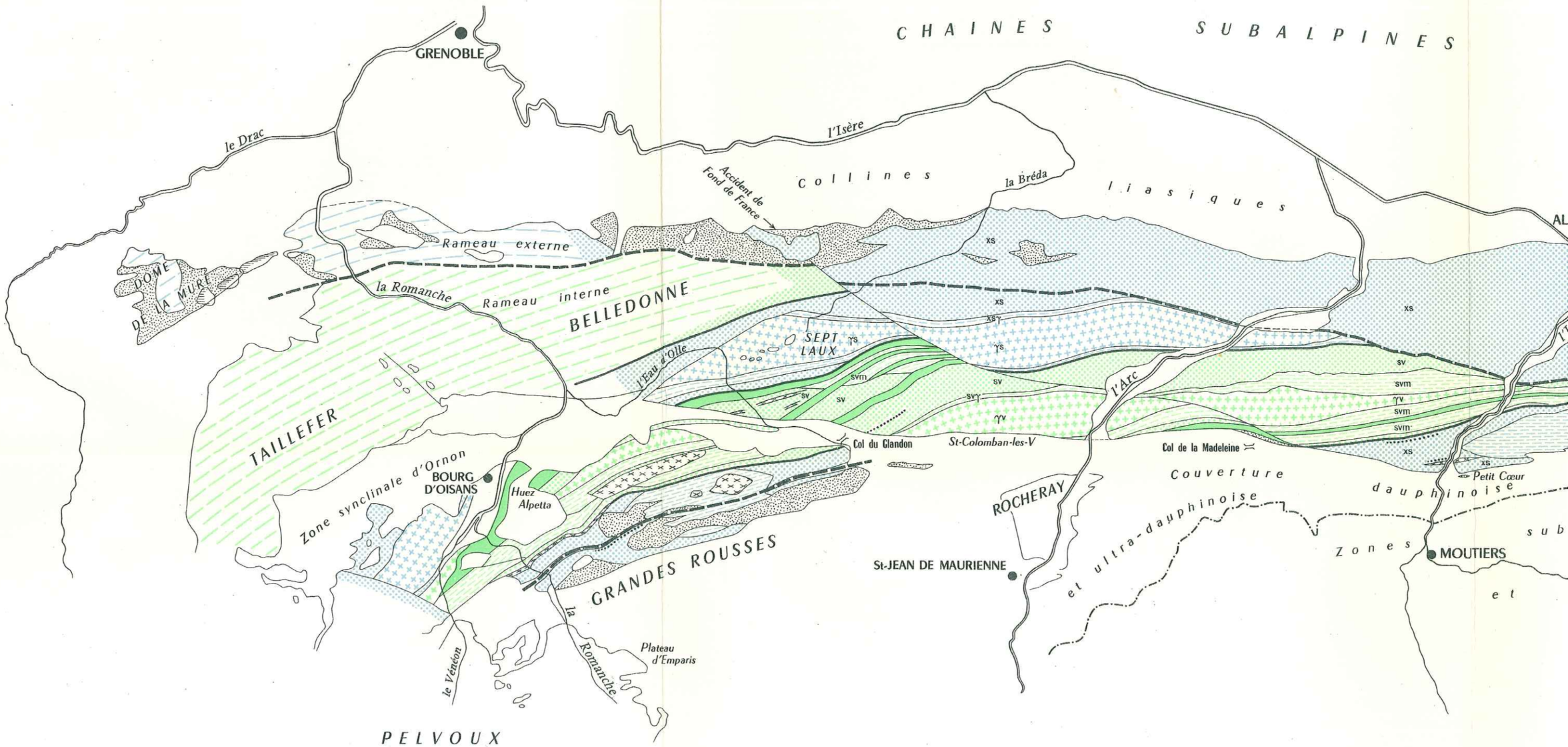
SÉRIE VERTE
- sv — Ectinites
- Conglomérat
- svm — Migmatites et Schistes granitisés
- α — Amphibolites de la série verte moyenne
- γv — Granite
- — Série verte indifférenciée
- — Granites du Mt Blanc, de Vallorcine etc...

— Ecailles arrachées au socle (Houiller, gneiss, granite etc...)

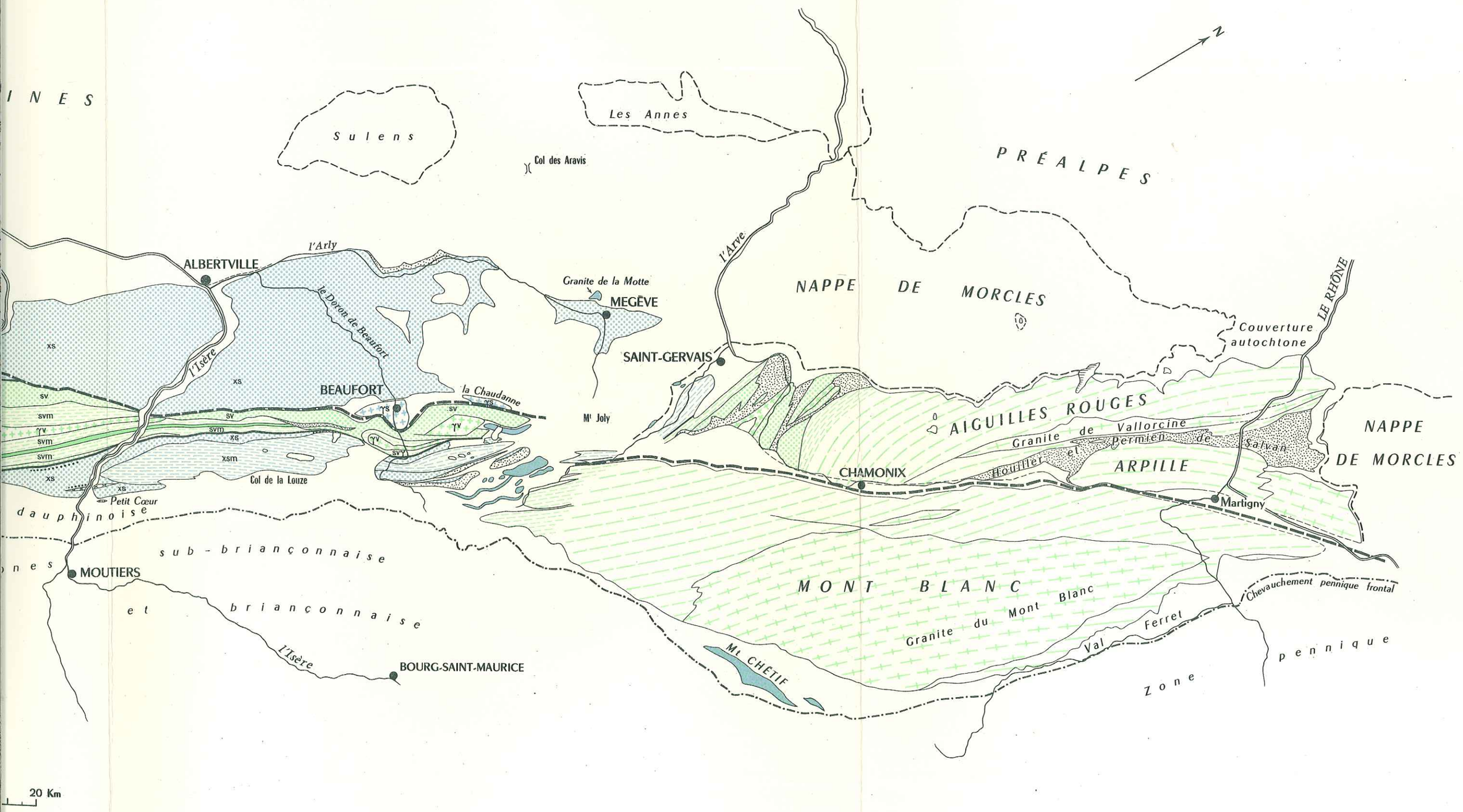
Synclinaux médians (Belledone, Grandes Rousses, Synclinal de Chamonix)

Contact entre série verte et série satinée

N. B. En figuré espacé : zones non levées en détail et zones où l'interprétation n'est pas certaine



RAPPORTS STRUCTURAUX
ENTRE
GRANDES ROUSSES, BELLEDONNE, AIGUILLES ROUGES ET MONT-BLANC



SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE