

MÉMOIRES

REPRODUCTION

Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie)

par Jacques BELLIERE

AVANT-PROPOS

Le présent travail est le résultat de recherches poursuivies au cours des années 1948 à 1956. Elles ont consisté d'abord en campagnes effectuées chaque année sur le terrain au cours des mois d'été, seule période de l'année permettant les observations en montagne. J'ai consacré les mois d'hiver, au laboratoire de Géologie de l'Université de Liège, à la confection et à l'étude de nombreuses coupes minces, ainsi qu'à l'exécution d'une série d'analyses chimiques.

Je tiens à adresser mes vifs remerciements au Professeur N. Oulianoff, de l'Université de Lausanne; il fut à l'origine le promoteur de ces recherches et a, par la suite, grandement facilité mon travail en me procurant divers documents utiles et en me guidant de ses observations et avis compétents. D'autre part, les résultats des recherches auxquelles il a consacré de nombreuses années dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, ainsi que la série de ses cartes géologiques au 20.000^e ont constitué une base solide pour mes travaux.

Les méthodes d'investigation et d'interprétation que j'ai utilisées m'ont été enseignées à l'Université de Liège par le Professeur P. Michot. Les résultats auxquels je suis arrivé sont ainsi le fruit de son enseignement; il a bien voulu en discuter longuement avec moi, tant sur le terrain qu'au laboratoire et je lui témoigne ici toute ma gratitude.

Ma reconnaissance est acquise également :

— à la Fondation A. de Potter de l'Académie Royale de Belgique,
qui voulut bien m'octroyer un subside en 1949;

— au Fonds National de la Recherche scientifique, auprès duquel j'ai bénéficié de 1952 à 1955 d'un « crédit aux chercheurs ».

Je n'oublie pas enfin que ma femme, par son dévouement constant, a facilité dans une large mesure l'organisation matérielle de mes séjours sur le terrain.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS	1
TABLE DES MATIÈRES	2
RÉSUMÉ	4
Chapitre I : PRÉLIMINAIRES	7
Situation géologique générale	7
Aperçu morphologique	11
But du travail	14
Méthodes utilisées	15
Terminologie	16
Division des schistes cristallins en deux groupes	19
Chapitre II : LES GNEISS DU TYPE « LAC CORNU »	29
Le facies minéral	20
Observations générales de terrain	21
Les roches typiquement supracrustales	27
a) Les leptynites et micaschistes de la région occidentale	27
b) Les schistes graphiteux	29
c) Les calcaires	29
d) Les granulites	30
e) Les amphibolites	34
Les gneiss migmatitiques	40
a) Composition	40
b) Analyse structurale	43
Les gneiss leucogranitiques	55
Les gneiss granitiques rubano-lenticulaires en masses puissantes et homogènes	59
Les filons pegmatitiques	61
Le problème de la migmatitisation	62
Le chimisme des gneiss « Lac Cornu »	65
Interprétation des structures	72
a) Considérations générales	72
b) Corrosion du plagioclase par le feldspath potassique	74
c) Remplacement mutuel du quartz et des feldspaths	78
d) Structure imbriquée du quartz	79

	Pages
Chapitre III : LES GNEISS DE TYPE « CHÉSERYS »	80
Description générale	80
Etude structurale	81
Les lentilles à grain fin	86
Le substrat	89
Les roches à texture massive	94
Le chimisme des gneiss « Chéserys »	98
Le processus de la déformation	102
La phase ultime du métamorphisme	103
a) La muscovite	103
b) L'albite	106
Chapitre IV : LA TECTONIQUE ANCIENNE	108
Introduction	108
La déformation macroscopique	109
a) Les déformations plastiques	109
b) Les déformations rupturales	112
L'élongation	113
La déformation intime	115
a) Les déformations plastiques	115
b) Les déformations rupturales	117
Les textures linéaires	118
Le caractère différentiel de la déformation	119
La déformation régionale	121
Chapitre V : LE GRANITE DE VALLORCINE	130
Introduction	130
Le granite	130
Les contacts	131
Le niveau bathymétrique du granite	136
Chapitre VI : LES TECTONIQUES JEUNES	138
Les mylonites	138
Les transformations minéralogiques	141
La faille de Remua	145
Le contact du Trias	146
Comparaison avec le massif du Mont Blanc	150
Chapitre VII : CONCLUSIONS	152
Histoire géologique du massif. Résumé	152
Le métamorphisme et la déformation	155
Les gneiss « Chéserys » et la notion de mylonitisation	157
Conclusions d'ordre général	164
BIBLIOGRAPHIE	166

Résumé :

1. *Les schistes cristallins des Aiguilles Rouges* proviennent d'une ancienne série sédimentaire d'âge inconnu, formée de sédiments fins, dont la composition va de celle d'une argile à celle d'une arkose (exceptions : amphibolites, calcaires, « granulites » à diopside et à grenat).

2. *Le métamorphisme* est de caractère catazonal supérieur à mésozonal profond. Il est contemporain de la déformation. Il n'a pas été accompagné d'apports extérieurs au massif bien que les gneiss des Aiguilles Rouges soient semblables aux migmatites formées à l'intervention d'apports extérieurs.

3. *Les processus métamorphiques* sont caractérisés par une certaine mobilité chimique interne des roches, c'est-à-dire par la possibilité pour les éléments de migrer au sein des roches, à des distances généralement faibles. Cette mobilité se traduit dans tous les phénomènes dont les roches ont été le siège et qui consistent :

- dans une recristallisation avec coalescence générale ;
- dans la genèse de la schistosité, c'est-à-dire l'orientation des minéraux parallèlement aux plans axiaux des plis ;
- dans la genèse de la foliation, c'est-à-dire la tendance à la différenciation métamorphique, le matériau quartzo-feldspathique se concentrant dans des linéoles discontinues ;
- dans les processus de remplacements mutuels du feldspath et du quartz, dans la structure imbriquée du quartz et dans la corrosion du plagioclase par le feldspath potassique ;
- dans l'homogénéisation qui se manifeste d'une part dans les bancs arkosiques au sein des séries litées, d'autre part dans des masses plus importantes de gneiss granitoïde à biotite, formées à partir de bancs divers ;
- dans le caractère éminemment plastique de la déformation, avec elongations considérables.

4. *Ces divers processus* se sont déroulés en présence d'eau. D'une façon générale, la partie mobile (fusion ou solution) présentait un caractère intersticiel (poren magma) et n'occupait donc qu'un faible volume dans la roche. Elle est cependant à l'origine d'éléments structuraux majeurs, témoignant d'une anatexis naissante.

5. Sur la base de l'intensité de la mobilité chimique interne, on peut distinguer trois types de masses rocheuses :

a) Celles où la mobilité était faible : roches à grain fin, ayant conservé toutes les fines structures sédimentaires (Aiguillette du Brévent).

b) Celles où la mobilité, plus importante, a donné des roches endomigmatitiques grenues, éventuellement foliées, d'aspects divers mais où la disposition litée ou rubanée de la stratification originelle s'est maintenue (Pierre à Bérard, Lac Cornu). Dans ces séries litées, la mobilité a été plus grande dans les bancs ou linéoles quartzofeldspathiques que dans les parties plus riches en biotite. En particulier dans les bancs ou paquets de bancs d'arkose (gneiss leucogranitiques), la stratification a été estompée et n'existe plus qu'à l'état fantomatique, ces arkoses conservant cependant leur forme extérieure de banc par rapport aux micaschistes ou gneiss à biotite voisins ; il y a donc eu une homogénéisation limitée à l'arkose. Dans ces mêmes gneiss leucogranitiques, il semble qu'il y ait eu localement une liquéfaction plus poussée se traduisant par la disparition de la schistosité ou par une mobilité externe de la roche à la façon d'un magma.

c) Celles où l'homogénéisation s'est étendue à toute la masse et où la stratification a disparu (masses de plusieurs centaines de m de puissance de gneiss granitoïde grenu : Planpraz, Brévent, Col des Lacs Noirs).

6. La déformation a consisté d'abord en grands jeux plastiques avec élongations considérables et formation de plis isoclinaux contemporains de la schistosité (plis synschisteux), laquelle est parallèle aux plans axiaux des plis ; il est impossible de suivre l'allure de ces plis de proche en proche. La plasticité a ensuite décliné (plus ou moins rapidement selon les roches : boudinage), les plis ont revêtu moins d'ampleur et ont déformé la schistosité (plis postschisteux) ; il est possible de suivre ces plis tardifs de proche en proche, mais l'image qu'on en retire représente probablement mal l'architecture du massif. Lorsque les roches ont cessé d'être plastiques (c'est-à-dire à des moments différents selon leur nature) des pegmatites de ségrégation se sont localisées dans des cassures.

7. Dans certaines parties du massif, les roches ont été le siège d'une déformation intime tardive à caractère rupturéal (gneiss

« Chéserys »). Cette déformation s'est jouée dans la mésozone et appartient au même cycle tectogénique que les précédentes. Cette déformation apparaît comme l'équivalent dans la mésozone profonde des mylonito-schistes de la mésozone supérieure ou de l'épizone.

8. Il existe une phase ultime peu importante du métamorphisme (muscovite secondaire) en partie postérieure à cette déformation « Chéserys ».

9. Le granite de Vallorcine est épizonal et n'est pas en relation avec le métamorphisme ; il n'y a pas de métamorphisme de contact.

10. Les phases tectoniques jeunes (hercynienne et alpine) toute deux épizonales, ont eu des effets comparables, qu'il n'est souvent pas possible de distinguer les uns des autres. Ils consistent en une mylonitisation locale (cataclasites fines). A ces mêmes phases sont à rattacher au moins en grande partie la granulation fine du quartz, la saussuritisation des plagioclases et la chloritisation des biotites.

CHAPITRE I

PRÉLIMINAIRES

Situation géologique générale

Dans le but de situer dans son cadre géologique la question qui fait l'objet de cette étude, il convient d'abord de rappeler succinctement les grands traits de la géologie du massif des Aiguilles Rouges, tels qu'ils résultent principalement des travaux de N. Oulianoff.

Le massif des Aiguilles Rouges appartient à la série des massifs cristallins dits externes ou autochtones, qui jalonnent le bord externe de l'arc de la chaîne alpine: massifs de l'Aar-Gotthard, du Mont Blanc-Aiguilles Rouges, de Belledonne, du Pelvoux, du Mercantour (fig. 1). On sait qu'il s'agit de portions du socle ancien sur lequel se sont déposés les sédiments d'âge méso- et cénozoïque qui forment la majeure partie de la chaîne. Dans la suite, je désignerai ces sédiments de couverture par le terme général de « matériau sédimentaire alpin ».

Ainsi que l'a montré N. Oulianoff (CORBIN et OULIANOFF, 1925 et 1926a; OULIANOFF, 1934a et 1937), le massif du Mont Blanc-Aiguilles Rouges a subi, au cours de la tectogenèse alpine, une déformation qui a consisté en un jeu d'écaillés séparées par des zones failleuses redressées d'orientation NE-SW. Le massif des Aiguilles Rouges est séparé du massif du Mont Blanc proprement dit par le synclinal complexe de Chamonix, formé de matériau sédimentaire alpin écrasé dans une de ces zones failleuses particulièrement importante. De plus ces deux massifs se sont comportés lors de la tectonique alpine de façons sensiblement différentes : d'une part le massif du Mont Blanc *sensu stricto* a subi un débitage important en écaillés, accompagné de la formation de masses puissantes de mylonitoschistes aux dépens des roches cristallines anciennes; il a subi de plus une surélévation considérable. Par contre le massif des Aiguilles Rouges a simplement été surélevé à une hauteur moindre et basculé en bloc vers le NW ainsi qu'en atteste la disposition de sa couverture triasique; il ne renferme pas de zones mylonitiques alpines puissantes, mais de petites cassures d'importance généralement faible; il se prête par

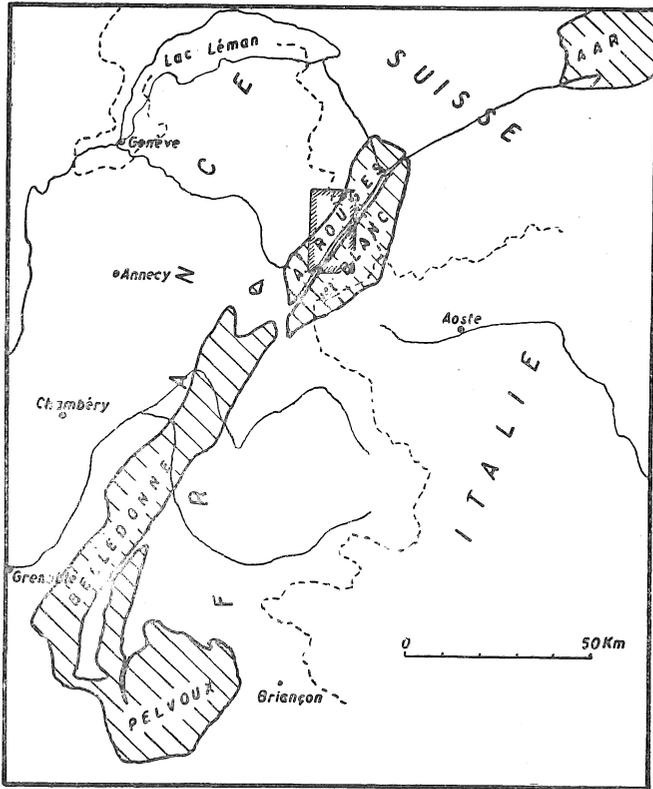


FIGURE 1

Croquis de situation montrant la position de la région étudiée dans les Alpes occidentales. Le rectangle à bords hachurés correspond à la carte hors texte.

conséquent beaucoup mieux que le massif du Mont Blanc proprement dit à l'étude de l'histoire géologique ancienne du socle. Ce comportement explique également l'allure des sédiments alpins : dans le synclinal de Chamonix ainsi que dans les zones d'envoyage du massif du Mont Blanc, ce matériau, de nature plus plastique que les roches cristallines, a été pincé et plus ou moins fortement froissé et écrasé dans les zones failleuses. Le long de la bordure NW des Aiguilles Rouges, par contre, les couches triasiques reposent régulièrement sur le cristallin, la seule déformation de la pénéplaine pré-triasique consistant dans le basculement d'une trentaine de degrés vers le NW mentionné ci-dessus ;

cette régularité est cependant troublée par de petites failles de rejet peu important, sur lesquelles je reviendrai par la suite (cf. chap. VI).

Dans le massif des Aiguilles Rouges, le socle prétriasique est constitué :

1. par des schistes cristallins de types variés, qui font particulièrement l'objet de la présente étude ;
2. par des roches granitiques ;
3. par des sédiments d'âge carbonifère et permien, datés par des fossiles en ce qui concerne le Carbonifère ⁽¹⁾.

Ces dernières formations reposent en discordance sur les termes 1 et 2 et sont les seuls terrains fossilifères rencontrés dans le socle ; par conséquent, tout ce qu'on peut dire sur l'âge des schistes cristallins, c'est qu'ils sont antéwestphaliens.

Le socle a subi, antérieurement au dépôt du Trias, une évolution complexe. Le stade le plus ancien que nous en connaissons est une déformation d'ensemble, de style plastique, contemporaine du métamorphisme régional responsable de la formation des schistes cristallins. Devant l'impossibilité de dater cette phase, je l'appellerai, avec N. Oulianoff, la *phase tectonique ancienne* ; les lignes directrices de ce plissement sont orientées en gros N-S. Cette phase tectogénique a été suivie d'une période d'érosion, puis du dépôt des sédiments permo-carbonifères. Ce dépôt a été suivi à son tour d'une nouvelle période de plissement (*plissement hercynien*, phase saalienne : STILLE, 1924) qui a abouti à la production de synclinaux carbonifères allongés sensiblement du N au S et pincés dans le soubassement cristallin. L'ensemble ainsi édifié a alors été soumis à une érosion qui s'est poursuivie jusqu'à la formation de la pénéplaine pré-triasique.

L'histoire générale du massif peut donc être résumée dans le schéma suivant :

1. cycle géologique ancien aboutissant à la formation d'une série fortement plissée de schistes cristallins, et mise en place de massifs granitiques ; érosion du bâti.
2. dépôt du Permo-carbonifère ;

(1) Westphalien D et peut-être un niveau supérieur (JONGMANS, 1950).

3. tectogenèse hercynienne (phase saalienne) : production de failles dans le cristallin et de synclinaux houillers pincés dans ces failles ;
4. érosion et pénéplanation pré-triasique ;
5. sédimentation du matériau alpin ;
6. tectogenèse alpine : surrection et basculement vers le NW, accompagné de petites cassures d'importance secondaire.

Un des massifs granitiques mentionnés sous 1) affleure dans l'aire étudiée (granite de Vallorcine). Son âge par rapport à la tectonique ancienne sera discuté plus loin (cf. chap. V).

Le massif des Aiguilles Rouges renferme trois synclinaux complexes carbonifères : les synclinaux de Salvan-Châtelard-Posettes, de Moëde-Les Houches, de la vallée de Montjoie. Ces synclinaux occupent un volume relativement peu considérable par rapport aux roches plus anciennes du socle ; ils se situent hors de la région étudiée.

Les données qui viennent d'être résumées résultent principalement des travaux de N. Oulianoff et doivent être considérées comme bien établies. Une remarque s'impose cependant. L'existence d'une discordance de stratification entre le Trias et les roches plus anciennes dans les Alpes a été contestée par Perrin et Roubault (PERRIN et ROUBAULT, 1945, 1946a, 1946b) Ces auteurs, se basant sur les théories du métamorphisme et de la granitisation à l'état solide, considèrent que la base du Trias représente un « front de métamorphisme » dans une série concordante ; le métamorphisme des schistes cristallins serait donc, d'après eux, d'âge alpin. Cette opinion est le résultat d'une erreur fondamentale d'observation et d'interprétation. Je considère que son inexactitude a été suffisamment démontrée, et je ne reviendrai plus sur la discussion de ce point (GIGNOUX, 1946 ; LUGEON, 1946 ; BELLIERE, 1951).

Le massif des Aiguilles Rouges constitue donc typiquement un domaine polycyclique (MICHOT, 1956).

Par la suite, je grouperai le plus souvent les deux phases tectoniques, hercynienne et alpine, sous la dénomination générale de « tectoniques jeunes », et ce pour les raisons suivantes :

D'une part, ces deux tectogenèses se sont traduites dans le

sole cristallin par la production de cassures accompagnées d'un écrasement, en général très localisé, de la roche ancienne.

D'autre part les sédiments houillers ont évolué dans un niveau épizonal, ainsi qu'en atteste leur nature lithologique (phyllades à sérécite-chlorite). Le matériau sédimentaire alpin est moins évolué encore. Dans un cas comme dans l'autre, les schistes cristallins aujourd'hui en affleurement n'étaient pas très éloignés de la base de la série sédimentaire surincombante.

On peut en conclure que dans les deux cas la déformation du socle a été du même style et s'est passée dans des niveaux énergétiques très voisins. L'étude structurale des roches écrasées montre d'ailleurs l'identité des phénomènes. Il existe cependant une différence dans l'orientation des lignes directrices des deux tectoniques : NE-SW pour la tectonique alpine et N-S à N 10° E pour la tectonique hercynienne. Cette distinction est valable pour la direction des synclinaux jeunes et pour celle des accidents tectoniques majeurs. Mais les nombreuses cassures d'ordre secondaire qui affectent un peu partout le cristallin n'obéissent pas toujours à cette loi : il existe notamment un train de cassures d'âge alpin certain (elles déplacent le Trias) et d'orientation N-S (cf. p. 148). Enfin, comme l'a montré N. Oulianoff, les failles hercyniennes ont pu rejouer au cours de la phase alpine (CORBIN et OULIANOFF, 1926a).

Il en résulte que, à part quelques cas précis qui seront discutés par la suite, il est généralement impossible de déterminer si les manifestations tectoniques jeunes sont d'âge alpin ou hercynien. Cette distinction est d'ailleurs sans grand intérêt au point de vue de l'étude de l'évolution ancienne des schistes cristallins, en raison précisément de l'identité des effets des tectoniques jeunes.

Aperçu morphologique

Il n'entre pas dans le but de ce travail d'étudier en détail la physiographie de la région. Je me bornerai à donner ici un aperçu de ses caractères morphologiques saillants qui sont, comme on va le voir, en rapport étroit avec son architecture géologique.

La morphologie de la région est typiquement celle d'un orogène au stade de jeunesse. Elle est caractérisée par la présence de crêtes rocheuses d'altitude élevée (point culminant: 2966 m),

fortement escarpées et déchiquetées par l'érosion qui y est encore en pleine activité à l'heure actuelle. Cette érosion est essentiellement mécanique : au-dessus d'une certaine altitude l'altération atmosphérique de nature chimique est pratiquement inexistante. Le modelé des flancs des crêtes et des vallées qui les séparent est essentiellement le résultat des actions glaciaires. Dans le massif des Aiguilles Rouges, les glaciers ont pour la plupart disparu. Il n'en subsiste que quelques-uns, fortement réduits et situés tous, sauf un, sur le versant N de l'arête principale, moins exposée à l'insolation. Ces glaciers, comme tous ceux des Alpes, sont d'ailleurs actuellement en voie de forte régression, au point que leur recul est parfois décelable d'une année à l'autre. Les glaces ont cependant occupé, à une époque relativement récente du Quaternaire, la presque totalité de la région : il serait insuffisant de dire qu'elles ont laissé de nombreuses traces de leur passage ; en réalité, si on excepte la zone des sommets, la montagne nous apparaît aujourd'hui telle qu'elle a été sculptée par la glace. La présence de dépôts morainiques considérables, qui ont souvent conservé leur morphologie caractéristique, le modelé général en « roches moutonnées » présentant encore de façon très apparente les stries et cannelures glaciaires (photo 3 et suiv.), la présence d'une série de lacs de surcreusement montrent que l'érosion a eu, de façon générale, peu d'action sur les flancs des montagnes depuis le retrait des glaciers.

D'autre part il est aisé de se rendre compte que la glaciation a comporté deux stades principaux ; le dernier correspond au creusement des grandes vallées actuelles ; le premier se déduit de l'existence d'un épaulement qui occupe les flancs des vallées entre les altitudes d'environ 1900 et 2300 m ; cet épaulement, qui se retrouve au même niveau dans tout le massif, est formé de roches moutonnées et est partiellement recouvert de moraines. L'existence de ce stade ancien de glaciation est en fait une circonstance très heureuse pour le géologue, les roches moutonnées, d'accès généralement aisé, permettant de multiplier les observations.

Si on envisage les choses plus en détail, les facteurs qui ont orienté la dissection du massif sont essentiellement : la nature des roches et les accidents tectoniques jeunes. Au point de vue de leur résistance à l'érosion, les roches peuvent en effet se classer en

deux catégories : le cristallin d'une part et les sédiments peu évolués permo-carbonifères et alpins d'autre part. Ces sédiments, localisés dans des synclinaux plus ou moins écrasés dans le cristallin, ont provoqué la formation d'importantes dépressions. Les traits morphologiques majeurs des Aiguilles Rouges ont été ainsi orientés par les structures tectoniques jeunes, la tectonique ancienne n'ayant joué à cet égard qu'un rôle très subordonné : au synclinal alpin majeur de Chamonix correspond la vallée de l'Arve qui sépare les Aiguilles Rouges du massif du Mont Blanc proprement dit ; au synclinal carbonifère de Moëde-Les Houches correspond la terminaison SW de la chaîne principale des Aiguilles Rouges ; le synclinal carbonifère complexe de Chatelard a déterminé la position du col des Montets et de la vallée de l'Eau Noire. Quant aux vallées de la Dioza et de Bérard, il semble qu'elles aient été déterminées par la présence de cassures alpines, d'importance relativement faible, mais formant par leur multiplicité une zone de moindre résistance à l'érosion.

Dans les formations cristallines elles-mêmes la nature des roches n'est intervenue qu'à une échelle plus réduite. Les gneiss grenus, à composition granitique, peuvent constituer des zones de relief, pour autant qu'ils soient relativement homogènes dans un certain volume (gneiss du Brévent par exemple). A une échelle plus petite encore, certains bancs, tels que des calcaires anciens, des schistes graphiteux ou des micaschistes très phylliteux ont donné lieu localement à la formation de petits ravins ou de petites dépressions. Les fractures jeunes (alpines et hercyniennes) se traduisent souvent dans le paysage par des murs de faille dont la hauteur ne dépasse habituellement pas quelques m, mais qui peuvent atteindre quelques dizaines de m pour les accidents importants (faille de Remua, par exemple).

La région qui a fait l'objet de mes investigations est bornée :

- au NW par la limite d'affleurement des terrains cristallins, qui plongent sous la couverture de sédiments alpins ;
- à l'W par le synclinal carbonifère de Moëde-Les Houches ;
- au SE par le synclinal complexe de Chamonix (vallée de l'Arve) et par la faille hercynienne de Remua ;
- à l'E par le lac et les gorges de Barberine, c'est-à-dire approximativement par la frontière franco-suisse.

Comme on peut s'en rendre compte par l'examen de la carte (hors texte), cette région comporte essentiellement : une première crête allant de l'Aiguillette du Brévent aux Aiguilles de Prats Torrent ⁽¹⁾ ; les deux vallées opposées par le sommet de la Dioza et de l'Eau de Bérard ; une deuxième zone élevée comprenant les contreforts du Buet, le Mont Oreb et l'arête Loria - groupe des Perrons. Les deux zones de crêtes sont réunies par une arête transversale, joignant l'Aiguille du Belvédère au Mont Buet et séparant les têtes des vallées de la Dioza et de Bérard. Les quelques cotes rapportées sur la carte permettent de se faire une idée de l'altitude moyenne des diverses parties.

But du travail

Le présent travail a pour objet, dans la région qui vient d'être délimitée, l'étude de la genèse des schistes cristallins, c'est-à-dire la détermination, pour autant que faire se peut, du matériau originel dont ils sont issus, et l'examen des transformations mécaniques, chimiques, minéralogiques et structurales que ce matériau a pu subir au cours de l'évolution complexe du massif, particulièrement au cours de la phase ancienne.

Cette recherche m'amènera à discuter d'un point de vue général divers problèmes en relation avec les phénomènes de métamorphisme régional ; ces problèmes ont trait en ordre principal à :

- la genèse de roches gneissiques formées à grande profondeur dans l'écorce terrestre et généralement dénommées aujourd'hui « migmatites » : gneiss granitiques, gneiss d'injection, d'imprégnation, embréchites, anatexites, etc. ;
- la signification des structures microscopiques de ces roches ;
- les processus de leur déformation et l'évolution du caractère de cette déformation au cours du temps ;
- l'étude des processus de déformation rupturale à l'échelle du minéral, en fonction des conditions régionales de milieu.

Les relations du granite de Vallorcine avec les schistes cristallins seront également envisagées.

(1) Petites aiguilles situées à l'extrémité de l'éperon entre le col des Montets et la vallée de l'Eau de Bérard.

Le présent mémoire a donc pour objet l'investigation de phénomènes géologiques ; il utilise les éléments qui résultent de l'étude descriptive régionale, schématisée par la carte (pl. hors texte).

Méthodes utilisées

Elles ont consisté d'abord en un levé géologique adapté au but poursuivi. Cette partie du travail a été grandement facilitée par les cartes géologiques au 20.000^e de N. Oulianoff, qui fournissent une représentation très détaillée d'une partie importante du massif (CORBIN et OULIANOFF, 1927*b*, 1928*c*, 1929, 1930 et 1931), et par les minutes au 10.000^e de la nouvelle carte de l'Institut Géographique National, obtenues par les procédés photogrammétriques.

En même temps il a été procédé à l'examen détaillé des structures, des relations des différents types de roches entre eux, ainsi que de leur déformation intime. Ces dernières observations nécessitent des affleurements frais, exempts de mousses et de lichens, suffisamment étendus et le plus continus possible. Ces conditions ne sont pas toujours réalisées. Le terrain se présente de la façon la plus favorable dans les régions à surface moutonnée qui forment les replats au-dessus de 2000 m. Par contre la zone des crêtes et des sommets n'est accessible la plupart du temps que par des voies d'escalade en nombre restreint, dans des conditions qui ne permettent pas l'observation de détail. Quant aux parties d'altitude inférieure à 1800 m, elles sont souvent boisées et d'accès très malaisé. Les affleurements y sont peu abondants et couverts de mousses ; de plus les roches n'y sont généralement plus en place par suite de phénomènes de basculement superficiel ou de glissement en masse suivant la pente.

D'autre part, même dans les régions favorables, la continuité des affleurements est souvent interrompue sur des étendues plus ou moins considérables par des recouvrements quaternaires et récents (éboulis, cônes de déjection, moraines, glaciers).

Les déformations anciennes ont été étudiées en application de la règle actuellement bien connue, à savoir que dans un ensemble déformé plastiquement les surfaces axiales des plis secondaires convergent vers l'intérieur de la forme principale.

De plus, l'ennoyage des plis secondaires correspond à celui des plis principaux. Cette méthode d'un emploi facile dans des régions où la déformation principale n'a pas subi de remaniement plastique ultérieur important, est cependant d'application délicate dans les autres cas, comme on le verra plus loin (chapitre IV).

Les observations de terrain ont été accompagnées de la récolte de nombreux échantillons qui ont fait l'objet d'une étude microscopique en coupes minces; cette étude a fourni les données relatives à la minéralogie et à la structure des roches; elle a servi de base à la discussion des phénomènes de remplacement, de corrosion et de granulation. Remarquons à ce propos que les examens microscopiques s'appliquent à des échantillons qui ont été prélevés en fonction des questions posées par les observations de terrain. La méthode pétrographique est donc le prolongement de ces observations de terrain dont elle ne peut être dissociée. Elle peut fournir des données supplémentaires ou offrir des solutions à des questions posées par le terrain; d'autre part elle est susceptible de poser de nouveaux problèmes pour la résolution desquels un retour au terrain peut s'avérer nécessaire. En fait il y a donc interpénétration des deux méthodes ⁽¹⁾.

Enfin il m'a paru utile de procéder à l'analyse chimique de certains échantillons. Remarquons cependant que l'emploi de la méthode chimique ne se justifie ici que comme un complément visant à chiffrer les phénomènes qui ont pu être préalablement décelés et étudiés de façon qualitative sur le terrain et sous le microscope. Les résultats de ces analyses ont été traduits par la méthode de P. Niggli (NIGGLI, 1948), consistant dans le calcul des normes moléculaires.

Terminologie

Lorsqu'on traite de roches métamorphiques, on se heurte en général à une difficulté d'expression due d'une part à la pauvreté de la terminologie existante, d'autre part au fait que certains termes sont mal définis ou sont employés par divers auteurs dans des sens différents. Il me paraît par conséquent utile de préciser

(1) Pour cette raison, il est inadmissible de voir, dans l'étude de problèmes pétrologiques, le travail de terrain et le travail pétrographique confiés à des personnes différentes, ainsi qu'il est encore souvent pratiqué.

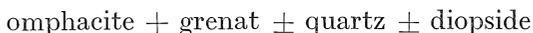
dès maintenant le sens dans lequel doivent être compris certains termes dont je ferai usage dans la suite de l'exposé.

Micaschiste, gneiss. — Ces termes s'appliquent aux roches cristallophylliennes dans lesquelles la minéralogie symptomatique, caractérisée par une granularité suffisante, est contemporaine de la texture. J'appellerai « micaschiste » une telle roche dans laquelle les micas occupent un volume prépondérant par rapport aux autres minéraux, le terme de « gneiss » étant réservé aux roches dans lesquelles la partie feldspathique ou quartzo-feldspathique est plus développée. Ces définitions ne doivent pas prêter à confusion avec le niveau énergétique, comme c'est le cas dans la terminologie zonéographique française (« zone des micaschistes supérieurs, des micaschistes inférieurs », etc.). Sur la base de cette définition, une grande partie des roches rencontrées dans les Aiguilles Rouges se groupent sous la dénomination de « gneiss ».

Cornéenne. — Ce terme est parfois employé dans le sens général de « roche à grain fin » (1). Je préfère en restreindre l'emploi aux roches qui résultent d'un métamorphisme de contact purement thermique (GRUBENMANN et NIGGLI, 1924) et dire, dans les autres cas : « gneiss à grain fin », par exemple (2).

Leptynite. — Je désignerai par là les gneiss pauvres en micas, c'est-à-dire de composition essentiellement quartzo-feldspathique, et à grain fin.

Eclogite. — Ce terme a été employé pour désigner des amphibolites riches en grenats. Je préfère éviter son emploi en raison de la confusion à laquelle il pourrait donner lieu avec le facies éclogitique d'Eskola ; ce facies, caractérisé par l'instabilité du plagioclase et par la paragenèse :



correspondrait à un niveau infra-catazonal ; il n'est certainement pas représenté dans les Aiguilles Rouges.

(1) Il en est ainsi, notamment, dans la légende des cartes au 20.000^e que M. Oulianoff a dressées du massif.

(2) J'entendrai par « grain fin » une dimension moyenne des minéraux n'excédant pas 100 à 200 μ .

Pegmatite, pegmatitique. — Je réserverai ces termes non pas à des roches d'une composition minérale déterminée, mais à des associations dont la granularité est anormalement élevée par rapport aux roches associées.

Migmatite. — Le terme de « migmatite » a été introduit par Sederholm (SEDERHOLM, 1907) pour désigner des roches qui présentent un aspect de mélange (« they look like mixed rocks »), dans lesquelles interviennent deux parties de valeur différente : l'une, constituée d'un sédiment ou d'une roche éruptive ancienne, l'autre formée par la remobilisation de ce matériel ou par un apport venu de l'extérieur. La plupart des auteurs actuels cependant restreignent l'emploi du terme « migmatite » à des formations qui ont effectivement subi une modification de leur composition globale par l'effet d'apports extérieurs (le cas échéant combinés avec des départs) (WEGMANN, 1935 ; ROQUES, 1941 ; JUNG et ROQUES, 1952). J'emploierai le terme de « migmatite » dans son sens descriptif originel, qui présente l'avantage de pouvoir être appliqué directement sur le terrain, tandis que la deuxième acception (roche avec apport extérieur) ne peut être le résultat que d'une étude relativement poussée de toute une région.

Schistosité, foliation. — Dans les roches cristallophylliennes, le terme de « schistosité » désignera la texture planaire d'origine métamorphique, parallèlement à laquelle les minéraux sont allongés, ou par rapport à laquelle ils possèdent une orientation optique privilégiée.

Par contre, je désignerai par « foliation » la juxtaposition alternée de feuillets ou linéoles discontinus à texture schisteuse, de natures différentes (biotitiques et quartzo feldspathiques, par exemple). Cette texture peut se manifester à des échelles diverses (feuillets épais de 1 mm, 5 mm, 1 cm, etc.) ⁽¹⁾.

Litage, rubanement, zonage. — Pour désigner la disposition caractérisée par la succession de couches différentes, parallèles, régulières et continues, j'emploierai les termes de litage, rubanement et zonage lorsque les couches envisagées ont des épaisseurs

⁽¹⁾ On voit que ces termes de « schistosité » et de « foliation » sont employés dans un sens différent de celui de P. Fourmarier (FOURMARIER, 1950).

respectivement de l'ordre de quelques dm ou plus, de quelques cm, du mm ou moins.

D'autres expressions qui pourraient donner lieu à des confusions seront définies le cas échéant au moment de leur emploi.

Division des schistes cristallins en deux groupes

Parmi la grande variété de schistes cristallins qui constituent le massif des Aiguilles Rouges, j'ai été amené, sur la base de leur structure et de leur texture, à distinguer deux groupes principaux, que je désignerai dans la suite par les termes de : « *gneiss de type Lac Cornu* » et « *gneiss de type Chéserys* », ou plus simplement : gneiss « Lac Cornu » et gneiss « Chéserys ». Ces appellations ont été empruntées à des régions où chaque type se présente sous son aspect caractéristique et dans des conditions d'affleurement particulièrement favorables. Chacune d'elles se rapporte en fait à un ensemble de roches diverses parmi lesquelles les gneiss prédominent très largement.

Disons tout de suite pour fixer les idées que les gneiss « Chéserys » présentent typiquement une texture à petites linéoles courtes quartziques et feldspathiques, distribuées le plus souvent dans une masse micacée schisteuse à grain fin. Cette disposition leur confère un aspect macroscopique assez caractéristique qui permet en général de les distinguer facilement sur le terrain. On verra qu'ils résultent d'une déformation particulière des gneiss du type « Lac Cornu ». Il convient par conséquent d'examiner d'abord ces derniers.

La répartition des deux types sur le terrain est figurée sur la carte.

CHAPITRE II

LES GNEISS DU TYPE « LAC CORNU »

Le facies minéral

Un point particulièrement important à préciser est le milieu géophysique qui a donné sa marque aux roches anciennes du massif des Aiguilles Rouges.

On sait que ce milieu est déterminé par les facteurs thermodynamiques, pression et température. Il se traduit, dans une roche de composition chimique donnée, par la présence d'associations minéralogiques en équilibre, caractéristiques pour chaque milieu (GRUBENMANN et NIGGLI, 1924). Bien entendu, il convient de ne comparer à ce point de vue que des roches de composition similaire (argileuses par exemple), et de ne prendre en considération que les associations minéralogiques qui se sont effectivement développées au cours de la phase géologique que l'on envisage. Dans le cas de la genèse des schistes cristallins, il conviendra donc de retenir uniquement les minéraux portés par la déformation plastique, ce qui exclut par conséquent tout élément provenant soit d'une phase antérieure, soit de rétomorphose ultérieure. L'étude des associations minéralogiques doit donc aller de pair avec l'examen critique des structures de premier ordre (MICHOT, 1956).

De plus, comme l'a fait remarquer P. Michot (MICHOT, 1956), il importe de comprendre cette notion dans son sens régional, c'est-à-dire comme se rapportant aux conditions géologiquement homogènes du milieu physique dans lequel ont évolué les roches d'une région. Le niveau géophysique ainsi défini correspond effectivement à une zone de profondeur dans l'écorce terrestre. On conçoit de plus l'importance de cette notion de niveau zono-graphique *régional* qui permet d'étudier tous les phénomènes dont les roches ont été le siège en fonction du cadre dans lequel ils se sont déroulés.

C'est la raison pour laquelle j'examinerai dès maintenant cette question, bien que, logiquement, elle ne devrait trouver sa place que dans la suite de l'exposé, en conclusion de l'analyse de la minéralogie et des structures.

Dans le cas présent donc, les phénomènes peuvent se situer dans la zone de transition : mésozone-catazone. En effet :

- a) en aucun cas, on ne rencontre d'épidote primaire contemporaine du plagioclase ; il est vrai que la plupart des roches sont relativement pauvres en chaux, de sorte que le plagioclase est presque toujours acide (oligoclase) ; il existe néanmoins des gneiss plus riches en chaux où sa teneur en anorthite atteint 25 % (40 % dans les amphibolites) (1).
- b) les calcaires métamorphiques et les quartzites comportent souvent du diopside en abondance.
- c) certains gneiss renferment de la sillimanite (fibrolite).
- d) l'occurrence générale de la biotite en milieu argileux (gneiss et micaschistes à biotite), et l'absence de pyroxène orthorhombique tel que l'hypersthène, l'association biotite - muscovite, de même que l'absence d'associations feldspath potassique - cordiérite, excluent un niveau plus profond (catazone profonde).

Je rappellerai encore que ce domaine de transition mésozone-catazone correspond dans l'ensemble, dans la terminologie française, à la « zone des gneiss supérieurs », telle qu'elle a été redéfinie par M. Roques (Roques, 1941).

Observations générales de terrain

Le groupe des roches du type « Lac Cornu » comprend des types extrêmement variés : gneiss de granularité plus ou moins développée, gneiss riches ou pauvres en biotite, gneiss à deux micas, gneiss lités, rubanés, œillés, leptynites, amphiboloschistes parfois fortement grenatifères, cipolins, calcaires cristallins à silicates, schistes graphiteux, etc...

Toutes ces roches se présentent en bandes parallèles de largeurs diverses, fortement redressées et d'orientation générale N-S et elles se poursuivent souvent de façon continue en direction (2).

Pour permettre de mieux fixer les idées, je donnerai d'abord à titre exemplatif, la description d'une coupe, assez représentative

(1) Il va de soi que les déterminations ont été pratiquées sur des plages ou parties de plages exemptes de saussurite.

(2) Pour autant que les conditions d'affleurement permettent de les suivre, ce qui n'est pas possible à travers tout le massif.

de la série « Lac Cornu » : c'est celle que l'on peut relever dans la partie supérieure de la vallée de Bérard, depuis l'ancien chalet-hôtel (1950 m) ⁽¹⁾ jusqu'au col de Salenton (2520 m) en montant le long du sentier du Buet.

L'éperon sur lequel s'élevait l'ancien chalet-hôtel est constitué d'un gneiss homogène, grenu, de composition granitique. En suivant à partir de cet endroit le sentier du Buet, on constate que ce gneiss est suivi assez rapidement d'une série de micaschistes à biotite. Le passage du gneiss au micaschiste est progressif mais rapide (il s'effectue sur quelques m). Ces micaschistes ne forment pas une masse homogène, mais comportent des bancs qui diffèrent légèrement les uns des autres par leur composition : ils sont plus ou moins riches en micas et, partant, leur texture feuilletée est plus ou moins fortement exprimée. Ils renferment de plus des bancs d'une roche à grain fin, gris-verdâtre à gris-jaunâtre, apparaissant macroscopiquement comme un quartzite (granulite ⁽²⁾ à diopside et grenat). Ces bancs, peu épais (de quelques cm à 0,30 m), sont assez fréquents mais n'occupent néanmoins qu'un volume réduit dans l'ensemble.

Ils sont isolés dans le micaschiste ou forment avec lui des ensembles rubanés consistant en alternances de minces bancs (quelques cm) de micaschiste et de granulite. Ces micaschistes renferment également un banc, épais d'une trentaine de cm, de gneiss hololeucocrate grenu, quartzo feldspathique, à contacts nets (gneiss leucogranitique).

Cette série, d'une puissance de l'ordre de 250 m, se poursuit jusqu'à l'altitude de 2030 m (traversée d'un torrent) ⁽³⁾.

A cet endroit les micaschistes sont suivis d'une série litée d'environ 700 m d'épaisseur, constituée de bancs des diverses roches suivantes :

— gneiss biotitiques à grain moyen à fin (soit, pour fixer les idées, inférieur à $\frac{1}{2}$ mm), de composition et de granularité légèrement variables d'un banc à l'autre, parfois grenatifères ; certains bancs renferment sporadiquement des « yeux » feldspathiques qui peuvent atteindre 1 ou 2 cm. Ces roches constituent la majeure partie de la série.

⁽¹⁾ Actuellement détruit par une avalanche.

⁽²⁾ Voir plus loin (pp. 30-31) la définition de ce terme.

⁽³⁾ A partir de ce point, le sentier longe une zone failleuse jeune, de sorte que la suite de la coupe s'observe mieux un peu plus au N.

- micaschistes, parfois grenatifères.
- gneiss clairs, et gneiss hololeucocrates, grenus, de composition granitique.
- gneiss à amphibole, de grain moyen à fin.
- amphiboloschistes ; ces dernières roches forment deux minces niveaux, constitués de lentilles plus ou moins disposées en chapelets.
- quelques bancs de schistes graphiteux.

Un caractère dominant de toute cette série est sa disposition en lits réguliers et continus ; ces lits diffèrent les uns des autres soit par leur composition, soit par leur granularité, soit par ces deux caractères à la fois. Leur contact est presque toujours net. Ils peuvent présenter toutes les épaisseurs, depuis quelques mm jusque quelques dizaines de m ; leur alternance confère ainsi à la roche une texture tantôt litée, tantôt rubanée, voire finement zonaire.

Voici, par exemple, le détail d'une petite coupe relevée dans cette série :

- a) gneiss à grain fin, pauvre en micas, à minces linéoles quartzofeldspathiques.
- b) 0,05 m quartzite feldspathique, devenant plus grenu et passant rapidement à :
- c) 0,50 m gneiss grenu de composition granitique, présentant un zonage fin assez indistinct.
- d) 1,25 m gneiss biotitique à grain fin, à yeux isolés (dimension des yeux : jusque 5 cm).
- e) 0,20 m gneiss granitique semblable à c.
- f) 0,15 m : 5 lits de gneiss granitique de 2 à 3 cm, séparés par des joints biotitiques minces (1 à 5 mm), passant progressivement à :
- g) gneiss à grain fin semblable à a.

Tout cet ensemble de roches se poursuit jusqu'à l'altitude de 2420 m environ, soit à quelque 200 m à l'E du col de Salenton. Il est suivi alors brusquement par une masse puissante (de l'ordre du km) de gneiss très grenu, de composition plus ou moins granitique, à texture le plus souvent grossièrement lenticulaire,

parfois œillée. Cette masse est homogène et on n'y décèle aucune trace de rubanement régulier ou de litage. Elle contraste de ce fait avec la série précédente.

Dans la suite de l'exposé j'appellerai les gneiss de ce type : « gneiss en masses épaisses et homogènes ».

Comme je l'ai dit plus haut, cette description rapide de la coupe de la haute vallée de Bérard est donnée comme un exemple permettant de prendre contact avec les caractères des gneiss « Lac Cornu » tels qu'ils résultent de l'étude du terrain dans toute l'aire où ils affleurent.

Ces caractères sont les suivants :

a) Les roches de loin les plus abondantes sont des gneiss et des micaschistes. Les autres roches, telles que granulites, calcaires, amphibolites, etc., ne représentent qu'un faible volume dans l'ensemble ; toutefois elles ne sont pas confinées à certains niveaux, mais sont réparties à travers toute la série.

Les gneiss comportent une infinité de types qui diffèrent les uns des autres par leur composition (proportions des quartz, feldspaths, micas, gneiss avec ou sans feldspath potassique, avec ou sans grenat, etc.) et par leur texture. Il existe des gneiss homogènes, dans lesquels les minéraux, de taille uniforme, sont également répartis dans toute la roche ; d'autres renferment des yeux feldspathiques en plus ou moins grande quantité ; d'autres montrent une texture foliée plus ou moins développée. Certains renferment de petites lentilles à caractère pegmatitique, formées de matériau quartzo-feldspathique, enserrées dans le feuilletage de la roche et dont la longueur peut aller de quelques cm à 15 ou 20 cm. Ces lentilles peuvent être bien délimitées ou au contraire plus ou moins estompées dans la masse de la roche.

Il n'est pas possible d'ailleurs de distinguer parmi tous ces gneiss des catégories bien tranchées : il existe tous les intermédiaires, par exemple entre un gneiss œillé proprement dit et un gneiss à lentilles pegmatitiques formées chacune de quelques cristaux de grande taille ; il n'y a pas non plus de limite nette entre un gneiss à foliation très développée et un gneiss à nombreuses lentilles pegmatitiques. De même, lorsque ces lentilles se multiplient, elles peuvent s'allonger, se rejoindre pour former

des sortes de traînées discontinues de largeur irrégulière : on passe ainsi à un gneiss à texture rubano-lenticulaire.

Cette texture rubano-lenticulaire, qui représente une disposition intermédiaire entre le rubanement régulier et la foliation proprement dite, apparaît en général sur le terrain comme une modalité de cette dernière ; elle peut ainsi être interne à un banc déterminé.

On rencontre par exemple des successions telles que :

- un banc de gneiss homogène,
- un banc de gneiss rubano-lenticulaire,
- un banc de gneiss œillé,
- un banc de gneiss à lentilles pegmatitiques,
- etc.

Toutefois les roches sont parfois affectées de plissements intenses auxquels sont associés de nombreux phénomènes d'étirement, de boudinage, de renflement et autres. Leur texture rubanée régulière peut alors passer à une disposition rubano-lenticulaire, qui apparaît ainsi comme une conséquence de la déformation.

La texture rubano-lenticulaire peut donc trouver son origine dans des processus différents.

b) Toutes ces roches — à l'exception des gneiss en masses épaisses et homogènes — sont typiquement disposées en couches parallèles ; l'épaisseur de ces couches va de celle de lits de quelques dizaines de m à celle de minces rubans de quelques cm, ou moins. Ces couches sont presque toujours bien délimitées les unes des autres, et elles se poursuivent en direction en conservant leur épaisseur et tous leurs caractères de composition et de texture, réserve faite des déformations tectoniques anciennes (étirements, boudinage, etc. cf. chap. IV) et des multiples petites cassures jeunes, parfois très serrées, qui découpent le massif. Il est cependant possible de contrôler la continuité de minces lits de 1 ou 2 cm sur des distances allant jusqu'à une cinquantaine de m. Les lits plus épais se suivent plus aisément en dépit des fractures jeunes, pour autant qu'ils soient suffisamment bien caractérisés par rapport à leur voisinage. C'est ainsi par exemple qu'il est possible de suivre sur 4000 m de distance une bande de gneiss leucogranitique de quelques dizaines de m de large, qui affleure un peu en aval du Lac Cornu, au milieu d'une série de gneiss riches en biotite.

- En résumé, l'ensemble des gneiss « Lac Cornu » est caractérisé :
- d'une part par la disposition des roches en lits parallèles et continus,
 - d'autre part par la variété des types rencontrés : la disposition litée ou rubanée ne consiste pas en une simple répétition alternée de deux types de roches, mais en une succession de couches qui diffèrent toutes les unes des autres par la composition ou la texture. De plus, comme je l'ai fait remarquer plus haut, cette succession renferme un peu partout des couches dont la nature sédimentaire ne peut être mise en doute : calcaires, granulites, micaschistes, schistes à graphite, etc.

De tels caractères sont ceux d'une série supracrustale et il convient par conséquent de considérer comme telle la série des gneiss « Lac Cornu ».

Il est malaisé de donner par une description écrite une représentation fidèle de l'aspect de toutes ces roches qui constituent l'ensemble des gneiss « Lac Cornu ». Il semble donc opportun de recourir ici à l'image : les photographies 1 à 7 représentent autant de cas particuliers illustrant par des exemples la description générale ci-dessus.

D'autre part, je préciserai dans les pages qui suivent la composition et les particularités structurales de ces diverses roches. On peut toutefois dès à présent leur appliquer en gros la dénomination de « gneiss migmatitiques » ⁽¹⁾. La question de savoir si ces migmatites résultent effectivement de l'addition d'un apport extérieur à une trame primitive sera discutée plus loin (pp. 62-65).

La partie occidentale de la région étudiée est caractérisée par la présence de leptynites et de micaschistes à grain fin (voir paragraphe suivant). Ces roches ont donc pu être représentées par un figuré spécial sur la carte. Par contre dans le reste du massif, le mélange des types différents s'effectue banc par banc et il n'est pas possible de les cartographier en détail. La carte ne peut donc indiquer que leur répartition générale ; elle mentionne cependant

⁽¹⁾ Ce dernier terme étant pris dans son sens originel purement descriptif (cf. chap. I : Terminologie, p. 18).

la position des principales bandes d'amphibolites et de gneiss leucogranitique.

Dans ce qui va suivre, j'examinerai d'abord les roches dont la nature sédimentaire (ou d'une façon générale : supracrustale) ne peut faire de doute : leptynites, micaschistes, schistes graphiteux, calcaires, granulites, amphibolites. J'étudierai ensuite l'ensemble, le plus important en volume, des gneiss migmatitiques. Enfin, je traiterai le cas de certaines roches de la série qui peuvent donner lieu à discussion quant à leur origine : les gneiss leucogranitiques et les gneiss rubano-lenticulaires en masses épaisses et homogènes.

Les roches typiquement supracrustales

a) *Les leptynites et micaschistes de la région occidentale*

La partie occidentale du massif est constituée d'une série de leptynites et de micaschistes à grain moyen à fin. Les leptynites y occupent une place prépondérante et sont caractéristiques de cette région : on ne les rencontre dans aucune autre partie du massif. Elles y forment une zone qui part de la vallée de l'Arve, traverse la crête sommitale de l'Aiguillette du Brévent, et se prolonge vers le N dans le versant S de la Montagne de Pormenaz (cf. carte). La meilleure coupe à travers cette zone est celle qui suit la crête de l'Aiguillette du Brévent, ou le sentier qui court parallèlement à cette crête, un peu à contre-bas vers le N.

Lorsqu'on recoupe, en venant de l'E, la série des gneiss « Lac Cornu », on voit dans la région du col du Cormet les facies grenus devenir de plus en plus rares. On passe ainsi à l'W du col à une série à grain fin, comportant des gneiss et des micaschistes, dans laquelle apparaissent bientôt les bancs de leptynites. Celles-ci deviennent très abondantes et constituent presque exclusivement toute la partie sommitale de l'Aiguillette du Brévent. Elles sont suivies ensuite à l'W par des micaschistes, à l'endroit où le sentier traverse la crête pour descendre sur le versant S vers les chalets de Chailloud.

On ne relève dans cette série aucun facies grenu, ni aucune roche d'aspect migmatitique telle que gneiss rubano-lenticulaire, oëillé ou à lentilles pegmatitiques. Par contre la disposition litée (litage, rubanement et zonage) est partout fort bien exprimée.

Le zonage montre même parfois des allures de stratification entrecroisée. La série renferme deux bancs de schistes graphiteux et un niveau de micaschistes riches en lentilles de quartz (cf. CORBIN et OULIANOFF, 1927*b*).

A côté du quartz et des feldspaths, le microscope montre dans les leptynites des micas en faible quantité et, comme minéraux accessoires : l'apatite, le zircon, la tourmaline, parfois quelques grenats et dans certains cas un peu de minéraux opaques en petites particules.

Le quartz et les feldspaths sont mêlés en petites plages cristalloblastiques allongées parallèlement ; leur dimension n'excède pas une centaine de μ (photo 8). La proportion relative de quartz et de feldspaths est très variable, mais d'une façon générale les feldspaths sont très abondants. Les feldspaths sont tantôt du plagioclase acide, tantôt du feldspath potassique, tantôt les deux à la fois. Les micas — muscovite et biotite — sont toujours en petites paillettes parallèles disséminées dans la masse quartzofeldspathique ; quand leur proportion augmente, on passe à des gneiss fins.

A l'œil nu, les leptynites ne montrent jamais la moindre trace de foliation. L'examen microscopique cependant révèle çà et là de petites lentilles allongées formées de quartz en plages plus grandes que les grains de la roche (photo 8) ; ce quartz est associé parfois à du feldspath potassique qui tend à se grouper en bordure de la lentille. Il s'agit là d'un début de différenciation métamorphique. Toutefois les structures de corrosions et d'imbrication du quartz dont il sera question plus loin à propos des gneiss migmatitiques font défaut, ou, si elles existent, sont à peine esquissées et ne peuvent être reconnues avec certitude.

Le zonage se traduit sous le microscope par la succession de zones parfois très minces (<1 mm), de compositions diverses : plus riches en quartz, à feldspath potassique ou sans feldspath potassique, un peu plus grenues, plus riches en micas, soulignées par la concentration de minéraux opaques de très petite taille, etc.

Ces leptynites apparaissent donc comme des roches qui ont subi au minimum les processus de coalescence et ségrégation métamorphique ; c'est chez elles que se trouvent le mieux préservées les structures sédimentaires telles que : fin zonage et

stratification entrecroisée. Cette préservation, jointe à la finesse et à la régularité de leur grain, permettent de plus d'affirmer qu'elles n'ont pas subi de modification dans leur composition chimique au cours de leur histoire géologique. *Ce sont donc originellement des arkoses* ⁽¹⁾. Il existe d'ailleurs tous les intermédiaires entre ces arkoses et des sédiments plus argileux, représentés actuellement par les micaschistes et gneiss à grain fin voisins.

Comme je l'ai dit au début, les leptynites typiques, n'existent que dans la zone N-S qui passe par l'Aiguillette du Brévent. Dans le reste du massif, on rencontre parfois des bancs d'aspect leptynitique, mais l'examen microscopique amène à les rapprocher plutôt des gneiss leucogranitiques dont il va être question ci-après.

b) *Les schistes graphiteux*

Ce sont des micaschistes, qui ne se distinguent des roches habituelles de ce type que par la présence de graphite en plus ou moins grande quantité. Ce minéral apparaît dans les coupes minces sous la forme d'espèces de petits grumeaux, susceptibles de s'agglomérer pour former une plage plus étendue, et concentrés en général dans les parties micacées de la roche. Celle-ci apparaît donc macroscopiquement comme un gneiss très phylliteux à feuillet micacés noirâtres, tachant les doigts, ou même comme un schiste entièrement noir.

Ces roches sont peu abondantes dans le massif et ne présentent rien de remarquable au point de vue structural. J'en fais ici une mention spéciale en raison de leur composition un peu particulière, qui indique nettement une origine sédimentaire.

c) *Les calcaires*

Ce sont des roches rubanées formées de calcite largement cristallisée, à laquelle s'ajoutent, en plus ou moins grande proportion selon les lits, un peu de phlogopite, de muscovite et de sphène, ainsi que du grenat et du diopside, certains lits étant formés uniquement de ces derniers minéraux. La présence de wollastonite dans ces roches m'a été signalée par N. Oulianoff

⁽¹⁾ Une analyse chimique d'une de ces leptynites sera donnée plus loin (analyse 7, p. 68).

mais ce minéral ne s'est pas rencontré dans mes coupes minces. Exceptionnellement, dans des types très riches en diopside, on trouve un peu de trémolite (notamment sur la rive W du Lac Noir supérieur).

Ces roches se présentent en bancs isolés, n'excédant généralement pas une épaisseur de quelques dm, fréquemment tronçonnés en chapelets de lentilles.

Elles ont d'ailleurs fait l'objet de plusieurs descriptions antérieures, tant dans la partie du massif qui est ici en cause que dans l'Arpille qui forme son prolongement nord-oriental (CORBIN et OULIANOFF, 1928a; OULIANOFF, 1924).

d) *Les granulites*

J'ai groupé sous cette appellation toute une gamme de roches dont l'aspect macroscopique est celui d'un quartzite à grain fin, grisâtre ou vert jaunâtre, souvent finement zonaire.

Elles se présentent sur le terrain en bancs isolés nettement distincts des gneiss et micaschistes encaissants. Leur épaisseur ne dépasse pas, d'une façon générale, une vingtaine de cm. Ils sont le plus souvent tronçonnés en lentilles par l'effet des déformations tectoniques anciennes. Ils ne constituent qu'une fraction peu importante de l'ensemble, mais on les rencontre un peu partout dans la série.

Sous le microscope, ces roches se montrent formées :

- en ordre principal de quartz, de diopside, de grenat et de plagioclase complètement muscovitisé;
- accessoirement de hornblende actinolitique, de carbonate, d'épidote et de sphène.

Le quartz, toujours très abondant, forme des plages isométriques ou légèrement allongées, rarement de grande taille. En général, il n'est pas imbriqué ⁽¹⁾. Il présente couramment une orientation systématique conforme à la règle de Trenner : les axes optiques des grains sont statistiquement perpendiculaires à la schistosité (respectivement au zonage); cette disposition apparaît très nettement sous le microscope par simple interposition de la lame-témoin de gypse.

(1) La structure d'imbrication du quartz sera définie plus loin.

Le plagioclase ne s'observe que rarement comme tel ; la plupart du temps il est complètement transformé en une masse sériciteuse ou muscovitique, en petits cristaux enchevêtrés en tous sens, masse dans laquelle de grands cristaux de muscovite tendent çà et là à s'individualiser.

Le grenat et le diopside forment des plages irrégulières en général de petite taille. Selon les cas, la roche renferme ces deux minéraux, en proportions variées, ou un seul d'entre eux, parfois aucun des deux (rare). Dans les facies zonaires, c'est surtout leur répartition qui détermine le zonage.

La hornblende actinolitique est moins fréquente. Elle se localise parfois dans certains rubans minces au sein de la granulite mais le plus souvent elle se présente dans une zone de largeur variable (de 0 à 2 ou 3 cm) qui sépare la granulite à diopside du gneiss encaissant.

Le carbonate et l'épidote interviennent dans ces roches à titre de constituants occasionnels ; il semble en général qu'ils sont à rattacher à une rétro-morphose plus jeune (épigénie du diopside par du carbonate, remplissage de fissures, etc.).

Le sphène est toujours présent sous forme de petits grains dispersés, parfois assez abondants ; ils peuvent être plus ou moins concentrés selon le zonage.

Ces granulites représentent des sédiments de nature argilo-calcaro-gréseuse et pourraient correspondre par exemple, dans un stade moins évolué, à des grès à ciment argilo-dolomitique.

Deux caractères de ces roches méritent une attention spéciale : la muscovitisation des plagioclases et la présence de bordures à amphibole. C'est surtout dans certains facies des gneiss de type « Chéserys » qu'il est possible de multiplier les observations à ce sujet. Ces observations n'apportent toutefois qu'une confirmation de ce qu'on constate dans les gneiss « Lac Cornu ». Aussi, me paraît-il préférable pour l'ordonnance de l'exposé de traiter cette question dès maintenant.

Les plagioclases sont donc transformés en amas de séricite floue microcristalline qui renferment parfois de grandes muscovites aux formes capricieuses et au contour indistinct, en voie de formation par recristallisation de la masse fine. Ces amas possèdent des contours extérieurs très nets, reproduisant fidèlement ceux

du plagioclase. On peut se rendre compte qu'il s'agit effectivement d'un plagioclase transformé, par l'observation des bords des lentilles : lorsqu'on passe du gneiss encaissant à la granulite, on assiste à la transformation progressive de l'oligoclase qui se charge de plus en plus d'inclusions séricitiques, jusqu'à envahissement total. Ce passage s'effectue toujours rapidement, au maximum sur 4 à 5 mm, de sorte qu'il est possible de l'observer dans une seule coupe mince.

La plupart du temps cette transformation du plagioclase est complète et intéresse toute la roche ; de plus elle se manifeste exclusivement dans les roches du type en question ici. Il ne s'agit donc pas du processus de saussuritisation habituel de tous les plagioclases du massif, dont il sera question plus loin.

Le deuxième caractère particulier est la présence d'une bordure à amphibole entre la roche à diopside et le gneiss encaissant. Cette bordure n'est pas un lit sédimentaire ; en effet, bien qu'elle soit assez régulière en général, on voit parfois la roche à diopside pénétrer dans la partie amphibolique en y formant des sortes d'apophyses (fig. 2). Lorsque la granulite est en lentilles (cas le plus fréquent), cette bordure à amphibole forme une couronne continue autour de la lentille et recoupe par conséquent le zonage vers ses extrémités. De plus quand on passe de la granulite à diopside vers la bordure à amphibole, on voit apparaître la hornblende (ou l'actinote) en petites plages greffées sur le diopside ; ces plages deviennent ensuite de plus en plus abondantes, tandis que le diopside disparaît ; cette transformation peut intéresser une bande de largeur fort variable d'un cas à l'autre.

Ces observations montrent qu'on se trouve effectivement en présence d'une bordure réactionnelle au contact des granulites à diopside et du gneiss biotitique encaissant. Cette réaction diopside - hornblende implique un apport de fer, provenant du gneiss biotitique et un départ éventuel de chaux, qui se fixe dans le grenat ou le plagioclase.

Les deux phénomènes — muscovitisation du plagioclase et formation de la hornblende — ne doivent pas être mis en relation l'un avec l'autre. En effet la muscovitisation du plagioclase s'observe de façon générale, quelle que soit la richesse de la roche en pyroxène ou en amphibole ; elle est toujours complète, même dans des types exempts de ces minéraux. De plus la muscoviti-

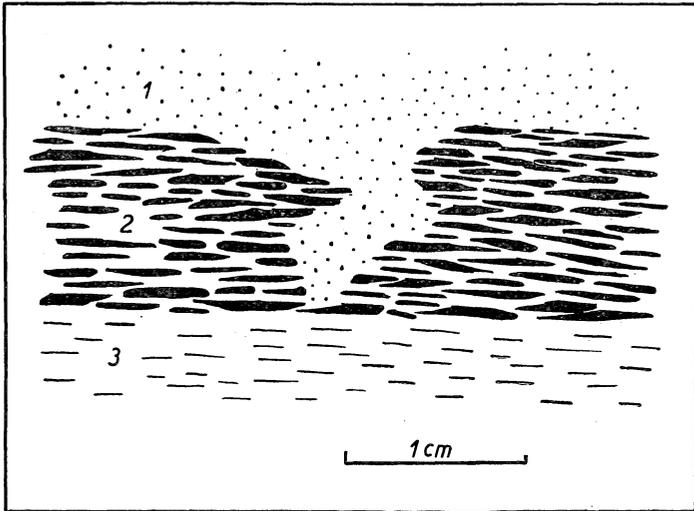


FIGURE 2

Granulite à diopside (1) en contact avec le gneiss à biotite (3) par l'intermédiaire d'une bande à amphibole (2). La roche à diopside (1) dessine une apophyse dans le ruban (2). Celui-ci n'est donc pas un lit originel, mais une bordure réactionnelle (cf. le texte).

sation augmente à partir des bords des lentilles et devient rapidement totale dans toute la partie centrale. L'amphibole, par contre, se formant au dépens du diopside, ne prend naissance bien entendu que dans les roches qui renferment ce minéral. La transformation du diopside en amphibole est de plus en plus complète au fur et à mesure qu'on s'éloigne du centre et intéresse une couronne périphérique de largeur variable. Il n'y a donc pas coïncidence dans l'espace entre l'apparition de la muscovite secondaire et celle de l'amphibole, pas plus qu'il n'y a coïncidence entre la couronne à amphibole et celle où la muscovitisation n'est que partielle, cette dernière étant beaucoup plus étroite. Les deux phénomènes n'ont donc entre eux aucune relation spatiale. Il semble en outre qu'ils ne soient pas contemporains. En effet, on verra par l'étude des types « Chéserys » qu'il y a tout lieu de considérer la formation de la muscovite comme postérieure à celle de l'amphibole.

La muscovitisation du plagioclase est assez malaisée à interpréter. La seule hypothèse plus ou moins vraisemblable consiste

à admettre que les plagioclases de ces roches particulières avaient de quelque manière par rapport à ceux des gneiss voisins une composition anormale et seraient devenus instables au cours du refroidissement. On peut supposer également que le mica formé est de la paragonite.

e) *Les amphibolites*

Ces roches se présentent en bancs généralement tronçonnés en chapelets de lentilles (photos 25-26). Ceux-ci, comme on peut s'en rendre compte par l'examen de la carte sont interstratifiés dans la série métamorphique. Ces bancs sont cependant passablement discontinus. Si on essaie de les suivre en direction sur le terrain, on voit peu à peu les lentilles d'amphibolite se raréfier et disparaître, pour ne réapparaître qu'à une certaine distance. Les bandes d'amphibolite n'excèdent généralement pas une épaisseur de quelques m. Dans certains cas cependant il existe des masses plus puissantes de quelques dizaines de m (notamment sur la rive W du Lac Cornu) (photo 13). Comme il a été dit plus haut, les gneiss situés au voisinage ou dans le prolongement de ces bandes amphibolitiques sont fréquemment grenatifères ou amphibolifères.

Les amphibolites et amphiboloschistes comprennent une gamme de types très variés par leur composition et leur structure. Souvent plusieurs de ces types sont disposés en une série de bandes parallèles conférant au banc une texture zonaire ou rubanée (photo 1). Le minéral dominant y est toujours la hornblende verte, en cristaux allongés selon la schistosité. Ce minéral peut constituer à lui seul toute la roche ; mais la plupart du temps il est accompagné de plagioclase, souvent acide (oligoclase), mais pouvant atteindre jusque 40 % An ; le grenat y est également fréquent, parfois en proportion considérable ; le diopside n'est pas rare. Le quartz est le plus souvent absent ou peu abondant, mais cette règle est loin d'être générale. Enfin il faut mentionner la biotite, la prehnite et, comme accompagnateurs, de petits grains dispersés d'apatite, d'ilménite, de leucoxène, de sphène et de rutile. Ces derniers minéraux titanifères sont d'une façon générale, nettement plus abondants que dans les autres roches du massif.

Parmi cette gamme de roches, le type le plus courant est un amphiboloschiste formé essentiellement de hornblende et de plagioclase acide en plages allongées parallèlement selon la schistosité. Ces roches ne possèdent pas en général de foliation, mais montrent souvent un rubanement déterminé par des variations dans les proportions relatives de hornblende et de plagioclase, et souligné par la répartition des minéraux accessoires.

A côté de ce type le plus courant, on en rencontre parfois d'autres, plus rares, mais qui retiennent spécialement l'attention en raison de leurs associations minérales particulières. Je décrirai ci-dessous les principaux parmi ceux que j'ai rencontrés.

1. Les gneiss migmatitiques, qui forment l'essentiel du type « Lac Cornu », renferment parfois un peu de hornblende à côté de la biotite. Cette hornblende peut être plus abondante et prendre la prépondérance sur la biotite ; on passe ainsi à une amphibolite biotitifère, puis à une amphibolite sans biotite. Ces amphibolites biotitifères contiennent en général du quartz. Lorsque la biotite est peu abondante, elle apparaît comme greffée sur la hornblende ou formant avec ce minéral des associations en sandwich. Il semble donc que dans ce cas, la biotite se soit formée aux dépens de l'amphibole. De telles roches sont toutefois peu fréquentes.

2. Un autre type particulier est fourni par une roche constituée pour sa plus grande part de grenat et de hornblende brun-vert en cristaux assez grands. La roche renferme de plus en abondance des plages formées d'une association symplectitique, en proportions sensiblement égales, d'albite et d'un pyroxène rapporté au diopside. Ces symplectites enrobent fréquemment de petites plages de hornblende. En dehors de ces associations, l'albite forme de petites plages d'aspect intersticiel qui constituent souvent des groupes poeciloblastiques à orientation uniforme, en continuité optique avec l'albite des symplectites voisines. Au contact de ces plages d'albite, ainsi qu'au sein des symplectites, la hornblende prend le plus souvent une teinte vert-bleuté, indice d'un enrichissement en *Na*. La roche renferme de plus du quartz en plages assez grandes, qui corrode à la fois la hornblende et l'albite.

On peut interpréter ces observations en invoquant une réaction du diopside avec le plagioclase, avec comme résultat la formation

d'une association hornblende-albite-grenat. Remarquons que cette réaction nécessite un apport d'eau.

Des roches de ce type ont été rencontrées dans la puissante zone amphibolitique qui affleure sur la rive W du Lac Cornu.

3. Un autre type intéressant s'observe le long de la route du lac de Barberine. C'est un gneiss rubané formé de rubans alternants, épais de quelques cm, d'amphibolite et de roche à plagioclase, diopside et calcite. Sous le microscope on observe,

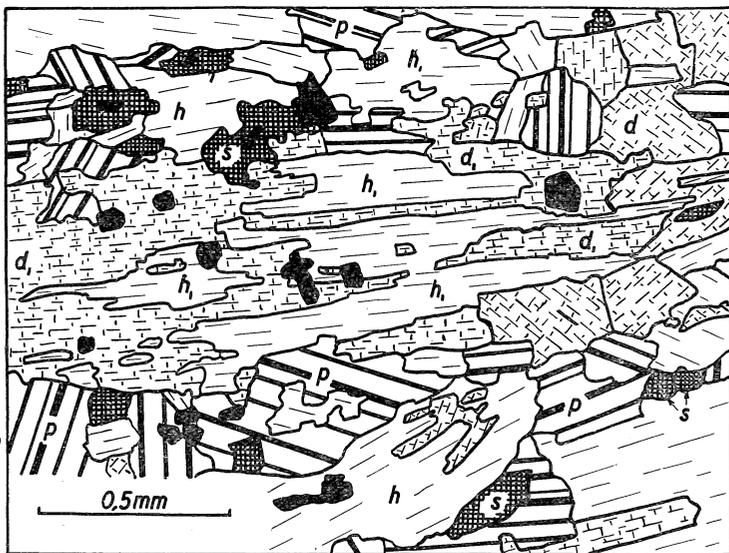


FIGURE 3

Amphibolite dans la série des gneiss « Lac Cornu ».

Association en sandwich de diopside (*d*) et de hornblende (*h*). Remarquer surtout l'interpénétration des deux individus de grande taille d_1 et h_1 .

s = sphène.

p = plagioclase.

quand on passe d'une bande à l'autre l'existence d'une zone dans laquelle la hornblende est greffée sur le diopside en formant avec lui des associations en sandwich (fig. 3). Vers le ruban à amphibole, le diopside disparaît peu à peu et on passe à un amphiboloschiste de type courant.

On se trouve donc ici en présence d'une disposition similaire à celle de la bordure des bancs ou lentilles de granulite à diopside, dont j'ai parlé plus haut.

4. Un autre exemple encore d'amphibolite de type particulier est donné par un affleurement situé un peu à l'E du Lac Cornu. Il s'agit d'une série d'amphibolites rubanées, de quelques m de puissance (photo 1) dans laquelle se rencontrent des roches de types très variés. Une série de coupes minces taillées dans divers rubans montre des roches composées de plagioclase basique (jusque 40 % An), de hornblende verte à vert bleuâtre, de diopside (pas toujours présent), de prehnite parfois en quantité importante, et sporadiquement de grenat, de carbonate et de clinozoïzite. Le diopside, lorsqu'il existe, apparaît comme un élément résiduel, plus ou moins corrodé. Par contre la hornblende et la prehnite apparaissent souvent comme des minéraux réactionnels ; la hornblende notamment montre dans certains cas des structures poeciloblastiques. Dans certaines coupes minces pauvres en prehnite, le plagioclase est zoné, la teneur en anorthite variant de 25 % au centre des grains, jusqu'à 40 % à la périphérie ; ce fait ne semble pouvoir s'interpréter que comme résultant d'un enrichissement en chaux à partir des bords des grains d'un plagioclase originellement plus acide. On peut donc considérer que ces roches ont été le siège d'une série de réactions consistant pour l'essentiel, soit en une destruction du pyroxène avec formation d'amphibole et enrichissement en chaux du plagioclase, soit en une transformation du pyroxène et du plagioclase en amphibole (bleutée) et en prehnite. Remarquons que, comme dans les exemples précédents, ces réactions nécessitent un apport d'eau.

5. Enfin il existe à certains endroits des serpentines associées aux amphibolites. Elles sont cependant très rares et je n'en ai rencontré qu'un seul affleurement, situé sur le versant N de la chaîne principale, à 2250 m environ d'altitude, au N de la « cheminée » du Brévent, très légèrement à l'E de la bordure E de la masse de gneiss granitoïde d'homogénéisation du Brévent. En cet endroit passe un niveau d'amphibolite, dont seule la partie immédiatement au N de la Cheminée du Brévent figure sur la carte géologique, feuille de Chamonix (CORBIN et OULIANOFF, 1928c). Ce niveau comporte à l'endroit désigné ci-dessus : 2 à 3 m d'amphiboloschiste de type courant suivis à l'W d'une bande discontinue de 0 à 3 m de puissance formée de serpentine tantôt massive, tantôt schisteuse. Cette serpentine n'existe qu'à ce point

précis le long du niveau en question ; celui-ci n'est constitué ailleurs que d'amphiboloschiste.

Sous le microscope, cet amphiboloschiste ne présente rien de particulier par rapport aux autres roches de ce type du massif.

La serpentine est constituée d'un réseau polygonal dont les cellules sont séparées par des bandes d'antigorite, leur centre étant occupé soit par de la chlorite négative, soit par des agrégats troubles plus ou moins opaques ; le tout est parsemé de multiples petits grains opaques (magnétite ou ilménite). Cette masse serpentineuse renferme, en plus ou moins grande quantité selon les endroits, de la chlorite positive en petits agrégats ou en plages assez grandes bien formées, de la trémolite, parfois très abondante et du talc. Ce dernier minéral notamment tapisse les feuillettes de la roche dans les varités schisteuses. La trémolite est parfois partiellement transformée en une serpentine riche en chlorite négative et dépourvue de magnétite, nettement différente par conséquent de la masse serpentineuse principale. La serpentinitisation semble postérieure, au moins en grande partie, à la schistosité.

A part cet affleurement unique et d'étendue réduite situé au N du Brévent, je n'ai rencontré la serpentine qu'une seule fois, sous la forme d'un bloc dans un éboulis, un peu au S du Lac Cornu. Il s'agit d'une roche de même type que celle du Brévent (1).

Les serpentines sont donc des formations très sporadiques, associées aux amphibolites, mais elles ne constituent pas des niveaux continus.

De cet ensemble d'observations et de cas particuliers, il est possible de tirer plusieurs conclusions.

D'abord on a vu à plusieurs reprises que des roches à amphibole et diopside ont été le siège d'une réaction consistant en la formation de hornblende aux dépens du diopside (cas n^o 2, 3 et 4 ci-dessus et bordures des granulites à diopside).

Cette réaction ne doit cependant pas être tenue pour responsable de la formation de toute la hornblende des amphibolites. Au contraire elle est confinée à certains types d'amphibolites assez particuliers et aux bordures réactionnelles des granulites ; je rappelle que ces bordures n'excèdent pas une largeur de quelques

(1) En dépit de multiples recherches, je n'ai pu retrouver l'affleurement d'où provient ce bloc ; il n'est pas exclu qu'il soit situé dans une paroi inaccessible.

cm. Dans la grosse majorité des cas, la hornblende est donc un minéral primaire.

Autrement dit, la chaux et la magnésie des roches se sont fixées sous la forme de hornblende en présence de fer, et de diopside dans le cas contraire. La réaction diopside-hornblende n'intéresse qu'un volume très réduit et n'implique par conséquent qu'une migration de fer à échelle relativement faible (quelques cm), l'origine de ce fer devant être trouvée dans la roche immédiatement voisine.

De même la formation secondaire de biotite à partir de la hornblende est toujours localisée et semble devoir s'interpréter comme une réaction de l'amphibole avec la potasse disponible au voisinage immédiat, ou libérée par le plagioclase de la roche elle-même.

Enfin il convient d'examiner en quoi les diverses observations apportent des arguments qui permettent de décider de l'origine des amphibolites, ces roches pouvant être considérées à priori comme le résultat du métamorphisme de sédiments marneux, de tufs ou de roches éruptives basiques.

Une chose en tous cas est certaine : les amphibolites sont interstratifiées ; il ne peut donc s'agir de filons basiques. Les deux hypothèses restant en présence sont donc celles soit d'un sédiment marneux, soit de tufs, de sills ou de coulées basiques contemporains de la sédimentation.

En faveur de l'origine sédimentaire il faut noter : la grande variété de composition des amphibolites et la fréquence des textures rubanées fines, régulières et continues (photo 1), semblables à celles des gneiss habituels ; la présence dans certaines d'entre elles de grenat en quantité parfois considérable (au moins la moitié du volume de la roche), ou de quartz ; l'existence de toute une gamme de gneiss à biotite et amphibole, formant la transition vers les gneiss à biotite courants.

Par contre la richesse fréquente de ces roches en minéraux titanifères pourrait sembler peu en accord avec l'hypothèse sédimentaire, encore qu'on possède peu de renseignements à l'heure actuelle sur la composition des sédiments marneux.

D'autre part les serpentines, formations hyper-magnésiennes, ne semblent pouvoir s'interpréter que comme des différenciations de péridotites à la base de sills. Elles sont toutefois très rares.

En conclusion, il semble que les deux interprétations doivent être admises selon les cas : *certaines bandes d'amphibolite ont, selon toute vraisemblance, une origine éruptive (coulées ou sills) ; les autres, les plus nombreuses, proviennent du métamorphisme de sédiments : marnes ou tufs, dont la présence est également plausible.*

Cette question de l'origine des amphibolites a d'ailleurs été discutée par N. Oulianoff, en particulier dans le massif de l'Arpille déjà cité (CORBIN et OULIANOFF, 1928a ; OULIANOFF, 1924).

Comme on le verra dans le chapitre consacré à la tectonique (chap. IV), la présence des amphibolites est d'un grand intérêt pour l'étude de la déformation. Toutefois leur nature originelle importe peu à ce point de vue, l'essentiel étant qu'il s'agit de formations interstratifiées.

Bien que la tectonique soit en grande partie responsable des tronçonnements et des discontinuités observées dans les niveaux amphibolitiques, ainsi qu'on le verra au chapitre IV, ceux-ci sont parfois interrompus sur des distances telles, ou forment à certains endroits des masses lenticulaires d'un volume tellement considérable que cette explication n'est plus entièrement satisfaisante. Il semble qu'il faille admettre alors l'existence d'une discontinuité originelle de la formation et que les sédiments marneux (respectivement les tufs ou les sills) étaient disposés dans la série argileuse sous la forme de lentilles plus ou moins concentrées à certains niveaux. Dans certains cas, intervient également une autre interprétation due à N. Oulianoff, et sur laquelle je reviendrai plus loin (cf. p. 126).

Les gneiss migmatitiques

a) *Composition*

Ce sont des gneiss, avec micaschistes subordonnés, formés essentiellement de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite et de muscovite.

Le *quartz* intervient dans une proportion très variable, mais est toujours présent. Il renferme le plus souvent en quantité appréciable de minuscules inclusions gazeuses, souvent à libelle

mobile, disposées en files parallèles qui se prolongent d'une plage de quartz dans l'autre.

Le *plagioclase* est également toujours présent, si on excepte quelques rares échantillons de micaschistes dont les coupes minces n'ont pas révélé la présence de ce minéral. Dans la très grande majorité des cas, c'est de l'albite-oligoclase ; un plagioclase titrant plus de 15 % d'anorthite est relativement rare. La teneur la plus élevée rencontrée a été de 25 % d'anorthite.

Le *feldspath potassique* est généralement absent des mica-schistes. Dans les gneiss il se présente en quantités très variables, et il n'est pas rare qu'il fasse complètement défaut. Les roches riches en feldspath potassique sont toujours à plagioclase acide (<15 % An).

Les mesures des caractères optiques des feldspaths potassiques (angle 2V et coordonnées angulaires du pôle du clivage (001) par rapport à N_g , N_m et N_p) (NIKITIN, 1933), effectuées à la platine de Fédoroff, donnent des résultats très variables. On a affaire tantôt à un feldspath triclinique, rarement à une orthose monoclinique. Les mesures pratiquées sur des plages différentes d'une même coupe mince montrent couramment entre elles des différences telles que, par exemple :

	— 2V	Angle du pôle de p (001) avec :		
		N_g	N_m	N_p
Plage n° 1	84°	78°	13°	82°
Plage n° 2	85°	86°	10°	83°
Plage n° 3	72°	90°	11°	81°
Plage n° 4	68°	84°	10°	83°

On sait d'ailleurs que les relations entre la nature et les propriétés des feldspaths potassiques ne sont encore connues qu'imparfaitement, notamment en ce qui concerne l'influence de la teneur en Na.

Le quartz et les feldspaths apparaissent toujours dans les coupes

minces avec des contours irréguliers et ne possèdent jamais de forme cristallographique propre.

La *biotite* et la *muscovite* coexistent dans les micaschistes où elles constituent une fraction importante de la roche. Dans les gneiss, le mica est en ordre principal la *biotite* ; la *muscovite* est souvent absente ou n'existe qu'en faible quantité. On rencontre néanmoins des gneiss à *muscovite* ou à deux micas.

A côté de ces constituants principaux, d'autres minéraux se rencontrent de façon plus ou moins fréquente :

La *sillimanite*, sous forme de traînées de fibrolite associées aux micas, est souvent présente, mais n'existe, en règle générale qu'en faible quantité.

Le *grenat*, qui, par sa teinte violacée est du type almandin, se présente souvent en porphyroblastes de taille supérieure à celle des autres minéraux et de forme isométrique. Ces porphyroblastes déforment la schistosité et tiennent en inclusion de petites plages de quartz ou de *biotite*, enrobées au cours de la croissance du *grenat*. J'ai observé dans quelques cas rares des structures hélicitiques.

L'*amphibole*, sous la forme de hornblende verte ou de hornblende actinolitique, est moins fréquente. Elle se rencontre parfois dans des gneiss au voisinage ou dans le prolongement des bandes d'*amphibolite*. Elle y est souvent accompagnée d'un peu de sphène. L'*amphibole* représente tantôt toute la partie ferromagnésienne de la roche, tantôt elle est associée en plus ou moins grande proportion à la *biotite*.

Il convient de signaler encore l'*andalousite* et le *disthène* ; ces minéraux sont toutefois très rares et, quand ils se présentent, sont peu abondants et partiellement *muscovitisés* (BELLIERE, 1954). De même certains gneiss renferment parfois des agrégats cryptocristallins qui semblent résulter de la transformation de *cordiérite* ; de tels agrégats sont également rares.

Enfin, l'*apatite* et le *zircon* sont toujours présents en faible quantité sous forme de petits grains dispersés dans les roches. Le *zircon* montre dans les coupes tantôt des sections arrondies,

tantôt ses formes cristallographiques parfois très nettes ; ces deux aspects peuvent coexister dans la même coupe ⁽¹⁾.

Ayant ainsi énuméré les constituants principaux des gneiss et micaschistes les plus courants, il convient de mentionner dès à présent trois caractères qui s'observent dans toutes les roches du massif :

- a) dans toutes les coupes étudiées, sans exception, le quartz montre toujours une extinction onduleuse plus ou moins prononcée ;
- b) d'une façon générale, le plagioclase est saussuritisé à des degrés divers ;
- c) la biotite est assez souvent chloritisée, en tout ou en partie.

Ces trois caractères pouvant de prime abord être considérés comme des effets des tectoniques jeunes, ne pourront être discutés que dans la suite de l'exposé (chapitre VI).

b) *Analyse structurale*

Dans tous ces gneiss et micaschistes, la schistosité est déterminée par l'allongement général des plages de quartz et de feldspath, ainsi que par la disposition parallèle des lamelles de mica. Ceux-ci sont tantôt répartis de façon uniforme dans la roche, tantôt plus ou moins concentrés en agrégats formant des feuilletés discontinus. Cette dernière disposition, lorsqu'elle se précise, confère à la roche la texture foliée : le gneiss est constitué d'un empilement d'agrégats aplatis, alternativement micacés et quartzofeldspathiques, plus ou moins bien différenciés les uns des autres, les parties dépourvues de mica étant les plus grenues (photos 9-10). Il est remarquable d'ailleurs de constater que cette disposition foliée n'existe jamais dans des roches à grain fin ;

⁽¹⁾ On sait que la forme du zircon a été parfois invoquée pour justifier de l'origine d'une roche : le zircon, élément de première consolidation au cours du refroidissement d'un magma, se montrerait toujours dans les roches éruptives avec sa forme propre ; dans les sédiments par contre, le zircon, ayant subi un certain transport, serait toujours plus ou moins roulé. Une telle opinion est manifestement inexacte. En effet : il suffit d'examiner quelques coupes minces de roches éruptives pour y constater la présence fréquente de zircons arrondis ; d'autre part les préparations de minéraux denses effectuées à partir des sédiments meubles montrent en grande quantité des zircons à formes cristallographiques parfaitement intactes. La forme du zircon ne peut donc être invoquée comme argument à l'appui de la détermination de l'origine du matériel. Quant à l'apatite, minéral ubiquiste, elle ne donne, elle non plus, aucune indication sur la genèse de la roche.

on ne l'observe que dans des facies relativement grenus, sans que nécessairement toutes les roches grenues en soient affectées.

J'ai décrit à l'échelle macroscopique la disposition rubanée ou zonaire consistant en la juxtaposition de bandes parallèles régulières, parfois très minces (moins de 1 mm); le zonage n'est d'ailleurs pas toujours visible à l'œil nu : le microscope peut révéler la présence dans une même coupe mince de rubans chargés de feldspath potassique dans un gneiss qui en est dépourvu, ou encore de rubans à amphibole dans un gneiss biotitique.

D'une façon générale, la schistosité, la foliation et le rubanement sont parallèles; on verra cependant (chap. IV) que cette règle n'est pas absolue.

Si on regarde les choses de plus près, les relations structurales des minéraux principaux (quartz, feldspaths, micas) sont, dans toutes les roches de la série, d'un très grand intérêt.

1. Les contacts entre la biotite et le plagioclase présentent assez fréquemment des irrégularités et des imbrications particulières : tantôt le plagioclase pénètre dans la biotite perpendiculairement au clivage micacé et y dessine des petites criques à contours irréguliers qui peuvent même séparer le cristal de biotite en plusieurs fragments; tantôt l'extrémité d'une plaquette de biotite se termine dans une plage de plagioclase par des espèces d'antennes finement découpées. Parfois même un plagioclase renferme une série de petites plages de biotite de même orientation optique, constituant en quelque sorte le squelette d'un grand cristal continu. De telles associations feraient penser à une corrosion de la biotite par le plagioclase (fig. 4) ⁽¹⁾. Mais il semble bien qu'elles soient réciproques, c'est-à-dire que certains aspects amèneraient à considérer, inversement, une corrosion du plagioclase par la biotite. De toutes façons, ces structures ne sont pas assez clairement exprimées pour qu'on puisse en tirer des conclusions certaines.

Il en est de même des relations de la biotite avec le quartz et le feldspath potassique.

⁽¹⁾ La microphotographie ne permet guère de représenter d'une façon suffisamment claire des détails de structure tels que ceux dont il est question ici et dans les pages suivantes. J'ai donc recouru à une illustration par microdessins; ceux-ci ont été réalisés par projection directe des coupes minces et donnent par conséquent une image fidèle et non idéalisée de celles-ci.

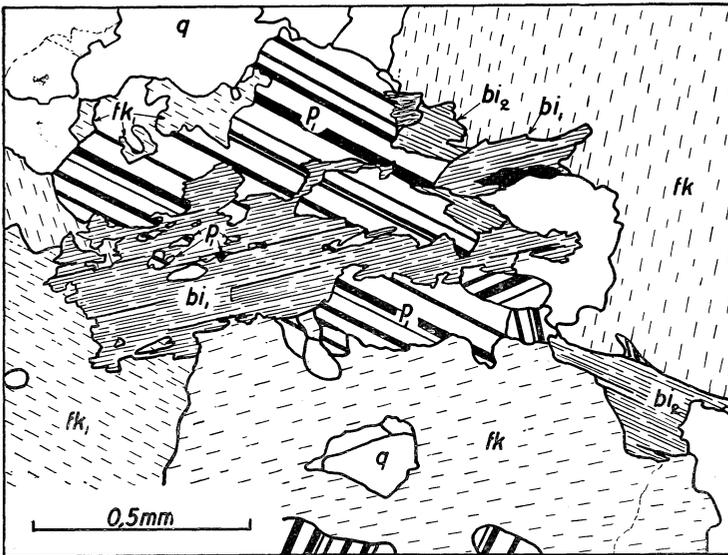


FIGURE 4

Gneiss « Lac Cornu ».
Association avec structures de corrosion d'un groupe de deux cristaux de biotite bi_1 et bi_2 et d'un plagioclase p_1 .
 fk_1 = feldspath potassique de même orientation que p_1 ⁽¹⁾.

2. Par contre les relations des feldspaths entre eux sont beaucoup plus nettes.

Dans les roches pauvres en feldspath potassique, ce minéral peut apparaître de deux façons : d'une part sous la forme de très petites plages, à caractère intersticiel, insérées entre les grains, plus gros, des autres minéraux, en particulier des plagioclases ; d'autre part sous la forme d'inclusions épitaxiques homoaaxiales au sein des plagioclases. Ces inclusions constituent de petites plages rectangulaires allongées parallèlement, incluses dans le plagioclase et de même orientation optique que lui. Elles apparaissent donc typiquement comme des antiperthites. Leur fréquence dans le plagioclase, de même que leur distribution dans la roche sont très irrégulières : le plus souvent, elles n'existent

⁽¹⁾ Dans les microdessins, les macles polysynthétiques des plagioclases n'ont d'autre valeur que celle d'une représentation conventionnelle. Une même direction de ces macles dans plusieurs plages distinctes indique que celles-ci sont formées d'un même individu cristallin.

que dans certains plagioclases et ne s'étendent qu'à une partie de la plage envisagée.

Lorsque la proportion de feldspath potassique dans la roche est plus élevée, ces inclusions antiperthitiques font place à de petites taches de forme irrégulières, toujours en continuité optique avec le plagioclase enrobant. Ces taches grandissent, se réunissent en une plage continue de feldspath potassique qui envahit progressivement le plagioclase et peut ensuite s'étendre à des plagioclases voisins, orientés de façon différente. Les feldspaths potassiques présentent ainsi un caractère envahissant et tendent à acquérir une granularité généralement supérieure à celle du plagioclase. Lorsque le feldspath potassique est ainsi présent en grandes plages, on peut observer fréquemment les cristaux de plagioclase partiellement rongés et séparés par le feldspath potassique en plusieurs fragments de même orientation optique, qui finissent par être complètement isolés au sein du feldspath potassique.

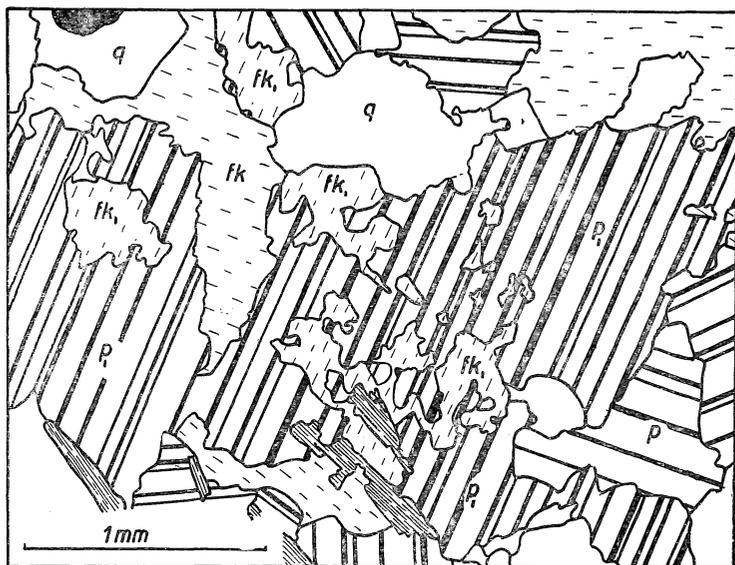


FIGURE 5

Gneiss « Lac Cornu ».

Structure de corrosion d'un plagioclase p_1 par un feldspath potassique fk_1 de même orientation. Celui-ci forme au sein du plagioclase de petites taches irrégulières, passant à des plages de plus grande étendue.

q = quartz.

Ces structures ne sont pas réciproques : c'est toujours le plagioclase qui est rongé et tronçonné par le feldspath potassique, et non l'inverse.

L'examen de nombreuses coupes minces permet d'observer tous les stades de ces structures et de se convaincre de leur caractère absolument général. Cette dernière propriété, ainsi que leur degré de finesse excluent l'hypothèse d'un aspect particulier dû au fait que la roche n'est vue que dans une coupe à deux dimensions (fig. 5, 6, 7).

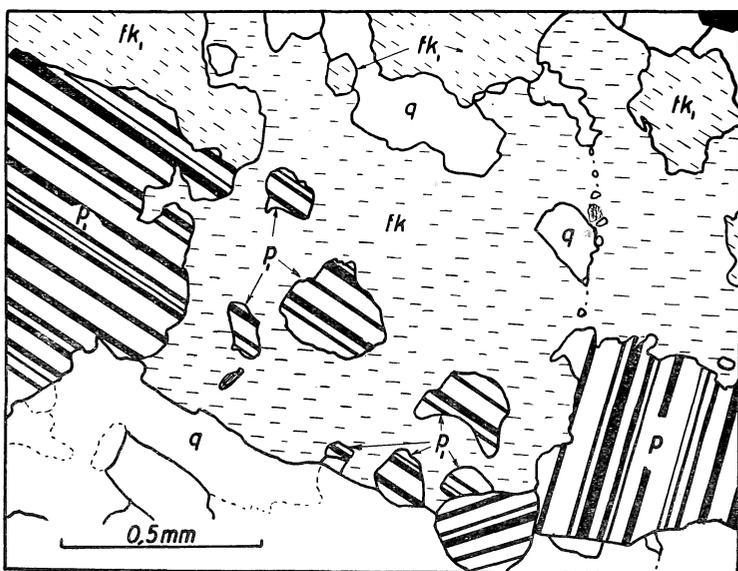


FIGURE 6

Gneiss « Lac Cornu ».

Corrosion du plagioclase par le feldspath potassique : le plagioclase p_1 est tronçonné en une série de fragments par le feldspath potassique fk .

fk_1 = feldspath potassique de même orientation que le plagioclase p_1 .

q = quartz.

On se trouve donc en présence d'une corrosion généralisée du plagioclase par le feldspath potassique.

Si, comme je viens de le dire, ces structures ne sont pas réciproques, il existe néanmoins des cas de formation de plagioclase au détriment du feldspath potassique. En effet :

a) On observe parfois des dispositions telles que celle qui est

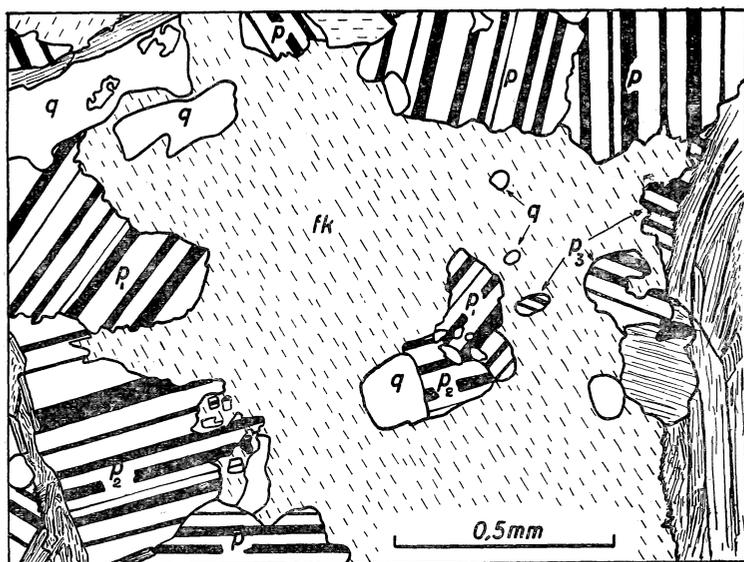


FIGURE 7

Gneiss « Lac Cornu ».

Un grand feldspath potassique fk corrode un ensemble de plagioclases dont les reliques se retrouvent isolées en son sein (plagioclases p_1 , p_2 , p_3).

Remarquer les « gouttes » de quartz (q).

représentée à la figure 8 : la suture de deux grands feldspaths potassiques fk_1 et fk_2 est jalonnée par une série de plages de plagioclase (oligoclase). Ces plagioclases se groupent en deux ensembles d'orientations optiques respectives p_1 et p_2 . Les plages p_1 sont orientées comme fk_1 et se développent en forme de bourgeon à partir de la suture dans le feldspath potassique fk_2 . Réciproquement, les plages p_2 , orientées comme fk_2 , ont poussé dans fk_1 . Le développement de ces plagioclases a pu être tel que le plagioclase p_1 , par exemple, se trouve séparé du feldspath potassique fk_1 sur lequel il a pris naissance, par suite de la croissance de p_2 aux dépens de fk_1 .

Les plagioclases ainsi développés dans les sutures des feldspaths potassiques ont toujours des dimensions relativement petites qui contrastent avec celles de ces feldspaths potassiques et, de façon plus générale, avec la granularité de la roche.

b) Les roches relativement riches en feldspath potassique peuvent renfermer des myrmékites, le plus souvent en faible

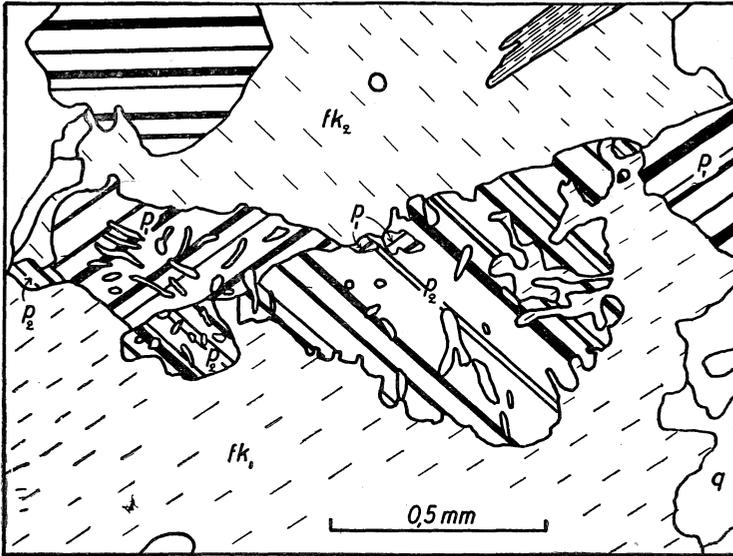


FIGURE 8

Gneiss « Lac Cornu ».

Plagioclases myrmékites p_1 et p_2 formés par substitution aux feldspaths potassiques fk_1 et fk_2 , le long de la suture de ceux-ci (cf. le texte).

q = quartz.

quantité, et en plages de petites dimensions par rapport au grain de la roche. Conformément à l'observation courante, ces myrmékites n'apparaissent jamais que dans des plagioclases en contact avec du feldspath potassique.

On sait que Becke (BECKE, 1908) a expliqué ces structures par l'action de solutions sodico-calciques sur le feldspath potassique : celui-ci était transformé en plagioclase avec départ de potasse et production d'un résidu de quartz d'autant plus important que la proportion d'anorthite dans le plagioclase formé est plus élevée.

Drescher-Kaden (DRESCHER-KADEN, 1948) au contraire, considère que la myrmékite doit la plupart du temps son origine à une corrosion du plagioclase par le quartz ; cette corrosion serait liée à la genèse du feldspath potassique et serait le résultat d'un processus assez obscur sur la nature duquel l'auteur émet diverses hypothèses.

Bien que les myrmékites des gneiss de type « Lac Cornu », jamais très abondantes, ne permettent pas de multiplier les observations, il semble néanmoins qu'il faille, dans le cas présent, se rallier à l'interprétation de Becke, et considérer la myrmékite comme un produit de remplacement du feldspath potassique.

En effet, les myrmékites n'apparaissent jamais dans les plagioclases à petites taches de feldspath potassique dont j'ai parlé plus haut, comme ce devrait être le cas si elles étaient liées à la genèse du feldspath potassique, mais sont toujours localisées à la bordure des plages de ce dernier minéral bien individualisées et de taille relativement grande. De plus, les plagioclases myrmékistiques affectent généralement des formes en « bourgeons » qui pénètrent dans le feldspath potassique en interrompant la continuité du contour de ce minéral. Ces bourgeons apparaissent souvent comme un excroissance d'un plagioclase voisin : dans ce cas, la partie myrmékistique, bien que ne formant avec le plagioclase qu'un seul et même cristal, peut avoir une orientation optique légèrement différente, ou encore les macles du plagioclase peuvent ne pas se poursuivre dans la partie myrmékistique. Enfin des myrmékites accompagnent les plagioclases développés le long des sutures mutuelles des feldspaths potassiques, dont j'ai parlé plus haut.

Les myrmékites peuvent d'ailleurs être à leur tour corrodées par le feldspath potassique : dans certains cas, leurs petits vermicules de quartz se prolongent légèrement dans le feldspath potassique voisin où ils passent à de petits globules de quartz isolés, rapidement résorbés (fig. 9). Ce cas est toutefois assez rare.

En résumé :

a) *Les gneiss migmatitiques ont été le siège d'une corrosion du plagioclase (oligoclase) par le feldspath potassique. Ce phénomène est absolument général ; il intéresse toutes les roches à feldspath potassique et montre une ampleur considérable dès que ce minéral est tant soit peu abondant.*

b) *Inversement, du plagioclase s'est formé au détriment du feldspath potassique. Mais, contrairement au cas précédent, ce phénomène n'est pas général. — Il n'est décelable que dans certaines coupes*

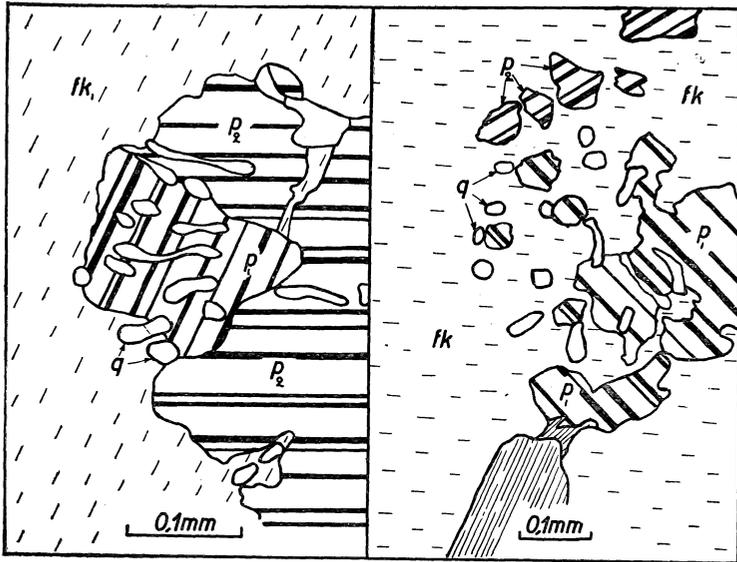


FIGURE 9

Gneiss « Lac Cornu ».

Exemples de corrosion de la myrmékite par le feldspath potassique. Le remplacement du quartz q par le feldspath potassique fk , plus difficile que celui du plagioclase p , laisse subsister les vermicules de quartz de la myrmékite au sein du feldspath potassique.

Dans la figure de gauche, le feldspath potassique fk_1 est en communauté d'orientation avec la plagioclase corrodé p_1 .

minces où il n'intéresse d'ailleurs que des plages de plagioclase peu abondantes et dont la granularité est d'un ordre inférieur à celle du feldspath potassique ; il ne joue ainsi qu'un rôle accessoire dans la structure d'ensemble.

Comme je l'ai fait remarquer plus haut, le plagioclase des gneiss migmatitiques est toujours acide (soit $<15\%$ An). De plus, tous les plagioclases d'une même roche ont la même composition, qu'il s'agisse du plagioclase courant, du plagioclase des myrmékites ou du plagioclase en substitution le long des sutures du feldspath potassique.

3. Si, après les relations entre feldspaths, on examine le mode d'occurrence du quartz, on constate ici aussi des dispositions structurales très particulières.

Le quartz constitue fréquemment de petits agrégats lenticulaires, allongés selon le feuilletage et formés de plusieurs individus ;

ceux-ci montrent entre eux des contacts fortement indentés, un peu à la façon des os du crâne ; ils se découpent mutuellement en fragments isolés les uns des autres, et de même orientation ; leur structure est donc réciproque. La figure 10 donne une idée de cette disposition à laquelle je réserverai le nom de « *structure d'imbrication* » du quartz ou de « *quartz imbriqué* ».

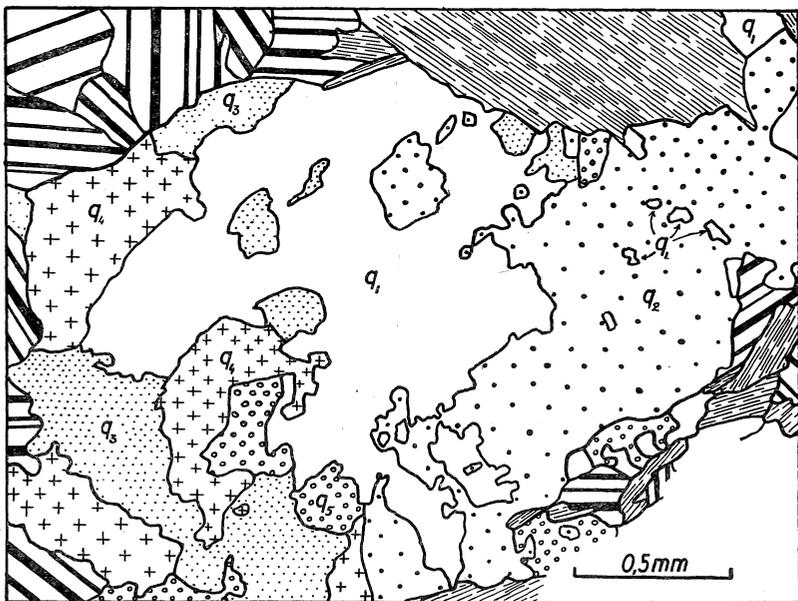


FIGURE 10

Gneiss « Lac Cornu ».

Structure imbriquée du quartz.

L'agrégat de quartz est formé de 5 individus (q_1, q_2, q_3, q_4, q_5) en plages très découpées et isolées les unes des autres.

Pas plus que pour les structures d'association des feldspaths il ne peut s'agir ici d'un aspect particulier dû au fait que la roche n'est vue que dans une coupe à deux dimensions. En effet, dans certains gneiss à texture linéaire, les agrégats de quartz n'ont pas une forme tabulaire, mais celle d'un bâtonnet, ou mieux d'un fuseau, allongé seulement dans une direction. La section transversale de ces fuseaux est donc réduite par rapport à leur longueur, et on ne peut admettre que des plages qui apparaissent comme

distinctes sur une section longitudinale puissent se raccorder dans l'espace en dehors du plan de la coupe.

Si on examine les relations réciproques des feldspaths et du quartz, on constate entre ces minéraux des structures d'association du même type : contours mutuels indentés, apophyses de quartz dans les feldspaths aboutissant à un fractionnement de ces minéraux en tronçons de même orientation optique (fig. 11-12) ;

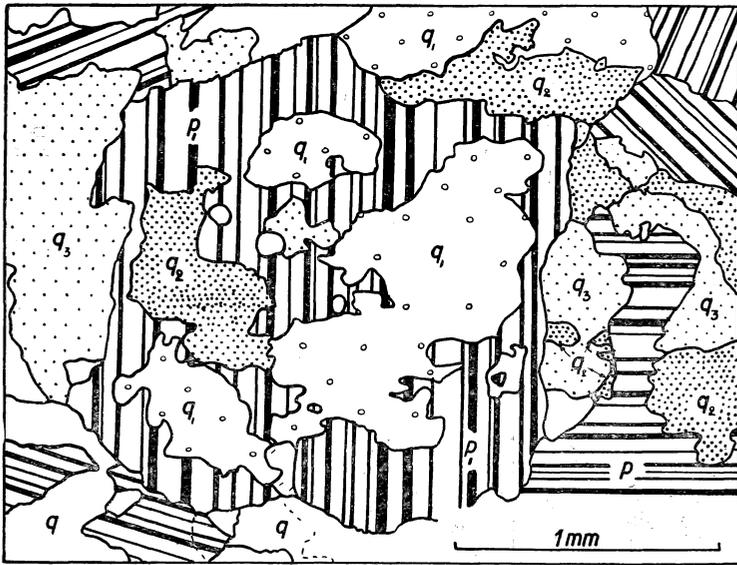


FIGURE 11

Gneiss « Lac Cornu ».

Structure de remplacements mutuels entre un plagioclase p_1 et le quartz. Celui-ci est représenté par trois individus (q_1, q_2, q_3) à structure imbriquée.

réciproquement, les feldspaths (plagioclase et feldspath potassique) renferment fréquemment des globules de quartz de forme plus ou moins arrondie dont la taille peut varier de 0 à une centaine de μ .

Ces globules apparaissent comme des reliques d'anciennes plages de quartz corrodées par les feldspaths. En effet, il n'existe pas de relation entre le réseau de ces quartz et celui du feldspath enrobant ; au contraire on observe parfois dans un même feldspath ou dans un ensemble de plusieurs feldspaths une série de globules semblables répartis de façon quelconque et formant des groupes

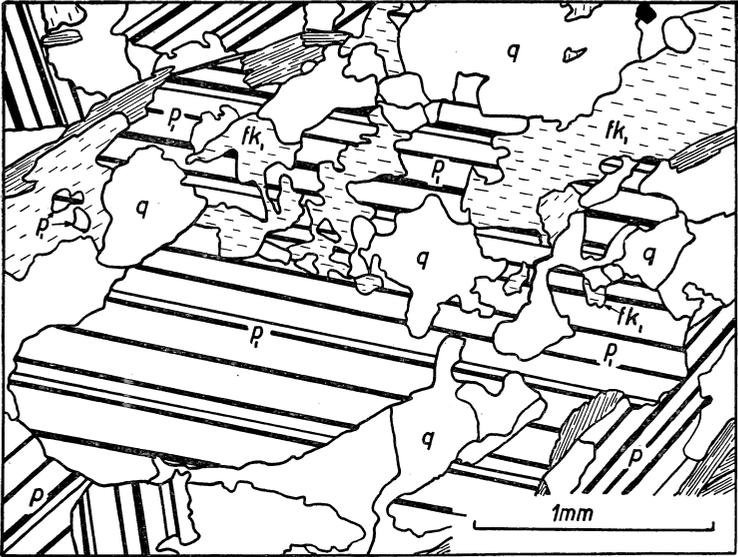


FIGURE 12

Gneiss « Lac Cornu ».
Structure de remplacements mutuels entre un plagioclase p_1 , un feldspath potassique fk_1 et du quartz q .

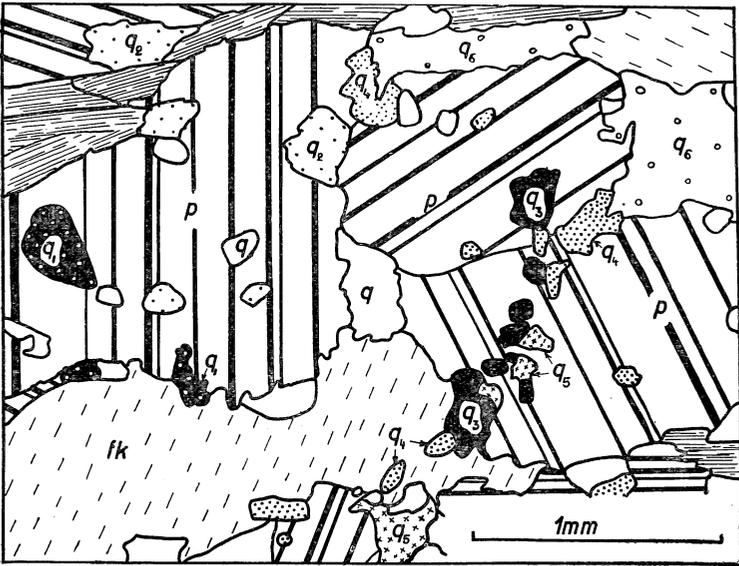


FIGURE 13

Gneiss « Lac Cornu ».
Gouttes de quartz dans un ensemble de plagioclases (p) et de feldspath potassique (fk); chaque figuré du quartz ($q_1, q_2, q_3, q_4, q_5, q_6$) se rapporte à un groupe de plages appartenant au même individu cristallin.

à orientation optique commune, un de ces groupes pouvant chevaucher plusieurs feldspaths (fig. 13). Enfin, ces globules sont fréquemment en continuité optique avec un grand quartz voisin ; parfois la corrosion du quartz n'a pas été suffisante pour isoler un globule ; on voit alors un quartz se prolonger dans un feldspath voisin par un demi-globule.

En résumé, *les structures d'association quartz-feldspaths montrent l'existence de phénomènes de remplacement réciproques* et ce, au sein des mêmes roches.

4. L'interprétation qu'il convient de donner à ces diverses structures sera discutée à la fin du présent chapitre (pp. 72 à 79).

Les gneiss leucogranitiques ⁽¹⁾

Ce sont des gneiss la plupart du temps bien grenus, hololeuocrates à leuocrates clairs, c'est-à-dire nettement moins riches en biotite que les gneiss habituels de la série ; tantôt ils interviennent en rubans de quelques cm de large dans la constitution d'ensembles rubanés, tantôt on les rencontre en bancs isolés de quelques dm, tantôt en masses plus puissantes pouvant aller jusqu'à plusieurs dizaines de m d'épaisseur. Ces bancs, comme tous ceux de la série « Lac Cornu », sont continus, réguliers, et en général à contacts nets.

Ces gneiss leucogranitiques peuvent présenter une texture homogène ou une texture foliée plus ou moins développée. Ils ne sont jamais zonaires, rarement rubanés et montrent parfois un litage interne peu apparent.

Ils renferment toujours du quartz, du plagioclase acide (albite-oligoclase) et du feldspath potassique, celui-ci pouvant être plus ou moins abondant. Ces minéraux montrent de façon nette et spectaculaire les diverses structures que j'ai décrites à propos des gneiss micacés courants : corrosions, quartz imbriqués, etc.

La biotite tantôt est pratiquement absente, tantôt intervient

(¹) La dénomination « leucogranitique » appliquée aux gneiss indique que, lorsqu'ils sont vus macroscopiquement, leur composition et leur homogénéité relative les rapprochent d'un granite (l. s.) pauvre en éléments ferro-magnésiens, dont ils diffèrent cependant par leur schistosité, leur foliation et leur litage plus ou moins prononcé. Des gneiss de ce type ont été souvent, pour des raisons d'ailleurs assez mal exprimées, qualifiés d'« orthogneiss ».

dans une proportion variable, jamais très importante. La muscovite, de même, est présente à des degrés divers.

Comme minéraux accessoires, à part l'apatite et le zircon, communs à tous les gneiss « Lac Cornu », il convient de signaler la présence de grenat. Ce minéral se rencontre de façon courante sous la forme de petits grains (une centaine de μ en général) dispersés dans la roche en quantité généralement faible (quelques grains dans une coupe de 8 à 10 cm²).

Enfin, ces gneiss renferment parfois de la fibrolite ou un peu d'andalousite. Ce dernier minéral peut se présenter en grains de grande taille (jusque 2 mm), il est toujours plus ou moins muscovitisé (BELLIERE, 1954).

Dans le détail, ces roches se révèlent souvent moins homogènes qu'il ne paraît au premier abord : les minéraux sont répartis selon des traînées assez floues parallèles au litage général : traînées plus riches en quartz, plus riches en grenats, etc. Il existe même parfois de véritables septa très allongés, formés par exemple de quartz et de grenat, et dont les contacts peuvent être nets ou plus ou moins estompés.

Si la plupart de ces gneiss leucogranitiques sont bien grenus, on rencontre cependant des bancs dont la granularité est moins développée ; dans de tels bancs, conformément d'ailleurs à la règle générale, la foliation est peu marquée ou inexistante ; les structures d'association des minéraux sont également moins bien caractérisées. Lorsque le grain est encore plus fin, ces structures finissent par disparaître et la roche prend de plus en plus l'aspect d'une leptynite, tant sur le terrain qu'au microscope.

Il existe donc une gamme de roches intermédiaires entre les leptynites d'une part et les gneiss leucogranitiques de l'autre. De plus la différence entre ces deux types extrêmes réside dans la granularité et la structure et non dans la composition qui est la même de part et d'autre (voir également plus loin les analyses chimiques, nos 7 et 8, p. 68). Les gneiss leucogranitiques apparaissent ainsi comme des roches de même nature que les leptynites, c'est-à-dire comme des sédiments arkosiques, mais dans lesquels les phénomènes de recristallisation, de coalescence et de ségrégation se sont manifestés à un degré relativement intense ; ce sont donc des roches où la mobilité chimique était élevée. J'ai fait observer d'ailleurs, en traitant des leptynites, que celles-ci ne se

rencontrent avec leurs caractères typiques que dans une série dépourvue de facies grenus, autrement dit dans une partie du massif caractérisée par un faible degré de mobilité chimique.

Les gneiss leucogranitiques grenus en bancs individualisés de l'ordre du m et plus (par opposition aux minces rubans alternant avec des rubans plus micacés dans les séries rubanées) ne montrent plus de fin zonage ; le litage plus grossier n'apparaît plus que de façon assez vague ; certains lits, de composition nettement différente ont été partiellement résorbés et il n'en reste que des septa allongés, alignés parallèlement à la stratification. La roche tend par conséquent à s'homogénéiser. Cette homogénéisation ne s'opère cependant qu'au sein du banc ou du paquet de bancs arkosiques qui conservent ainsi en général leur individualité par rapport aux bancs plus argileux encaissants.

De plus, les gneiss leucogranitiques montrent parfois dans certaines parties des sortes d'amas de quelques dm, sans contour précis, dans lesquels la schistosité devient indistincte et tend à s'effacer, au point qu'un échantillon prélevé dans une telle partie et examiné seul apparaît comme un fragment de granite pur et simple dépourvu d'orientation. Dans ces cas on se trouve donc en présence non seulement d'une homogénéisation, mais d'une tendance à l'isotropie de la structure. Ce phénomène est effectivement un début de *granitisation*.

Dans le même ordre d'idées, il convient de signaler dès maintenant un phénomène que je n'ai observé qu'en un endroit, mais qui n'en est pas moins démonstratif. Cet endroit est situé dans la partie haute de la vallée de Bérard, à peu de distance sous le Trias, entre 2400 et 2450 m d'altitude, et exactement sur une direction joignant le sommet du Buet à l'ancien hôtel de Pierre à Bérard.

On y voit affleurer un paquet de couches de quelques dizaines de m de puissance, formé de gneiss leucogranitique presque partout dépourvu de biotite, mais renfermant du grenat et de la sillimanite. Vers l'W cette masse est en contact avec des gneiss à biotite ordinaires, par l'intermédiaire d'une série rubanée dans laquelle les types leucogranitiques alternent avec les types biotitiques en rubans minces et parfaitement continus, au point que la nature sédimentaire de l'ensemble ne peut faire de doute (photo 11). Vers l'E au contraire, le contact est plus rapide, mais moins régulier :

l'ensemble est affecté de plissements et en quelques endroits la roche hololeucocrate pénètre dans le gneiss biotitique sous la forme de véritables filons recoupant la stratification ; ces filons ont quelques cm de large et plusieurs m au moins de longueur visible. Dans ce contact E la schistosité fait place à une texture linéaire parfaite ; cette texture linéaire correspond aux axes des plissements et est orientée dans les deux roches parallèlement aux parois du filon.

On voit que dans ce cas particulier, la roche arkosique a acquis très localement une mobilité qui est celle d'un véritable magma. On se trouve donc en présence d'un processus d'ultramétamorphisme.

Il n'est malheureusement pas possible de donner des indications utiles sur l'aspect microscopique des roches de ce contact E qui sont affectées de la structure « Chéserys » typique (cf. chap. III). Dans la zone du contact W, ce sont des gneiss « Lac Cornu » avec leurs structures habituelles.

En résumé, les observations effectuées sur les gneiss leucogranitiques montrent :

a) *qu'en dépit de leur aspect il ne s'agit ni d'orthogneiss (c'est-à-dire d'anciens granites déformés), ni de filons-couches de nature magmatique intrudés dans la série, mais de sédiments arkosiques fortement métamorphisés. Je rappelle les arguments en faveur de cette thèse :*

1. présence courante de grenat et occasionnelle d'andalousite et de sillimanite ;
2. existence de facies intermédiaires entre ces roches et les leptynites, et identité de composition minéralogique et chimique ;
3. persistance de la stratification originelle, plus ou moins reconnaissable ;
4. disposition en bancs réguliers conservant leur puissance et leurs caractères aussi loin qu'on peut les suivre, c'est-à-dire dans certains cas sur plusieurs km.

b) *que ces roches ont été en général le siège d'une mobilité chimique interne particulièrement intense, conduisant à des facies d'homogénéisation et un début de granitisation, voire à des individualités anatectiques.*

Les gneiss granitiques rubano-lenticulaires en masses puissantes homogènes

Dans tout ce qui précède j'ai insisté sur le caractère stratifié des gneiss « Lac Cornu », dont l'origine sédimentaire nous paraît maintenant bien établie.

Il existe toutefois à divers endroits du massif des masses homogènes de gneiss qui s'étendent parallèlement à la stratification et dont la puissance (plusieurs centaines de m) est telle qu'elles ne peuvent plus être considérées comme des bancs dans une série sédimentaire.

Ces masses sont formées de gneiss typiquement rubano-lenticulaire, parfois œillé, toujours bien grenu et à foliation bien développée. Ils sont constitués des minéraux habituels : quartz, albite-oligoclase, feldspath potassique, biotite et muscovite ; on y relève comme d'ordinaire la présence accessoire de grenat, d'apatite et de zircon. Comme dans les gneiss leucogranitiques, les structures d'imbrication du quartz, de corrosion du plagioclase par le feldspath potassique, et de remplacements mutuels des quartz et feldspaths y sont toujours bien exprimées. Ils sont cependant d'une façon générale plus riches en biotite que les gneiss leucogranitiques.

De tels gneiss, au point de vue de leur composition et de leur structure, ne sont donc pas essentiellement différents des gneiss rubano-lenticulaires qu'on rencontre sous forme de bancs dans les séries litées des gneiss migmatitiques ; ils sont cependant d'une façon générale plus grenus.

Ils forment des masses homogènes où on ne distingue ni litage, ni rubanement. Cependant, en multipliant les observations dans des parties favorablement exposées, on arrive à découvrir des détails texturaux d'un grand intérêt.

C'est ainsi que dans la région située immédiatement au N du col des Lacs Noirs, il existe au sein d'une telle masse de gneiss rubano-lenticulaire une bande parallèle au litage général, caractérisée par la présence de septa très riches en biotite, très allongés selon la schistosité (par exemple : 3 cm de large et 1 m de long). Cette bande renferme en outre une petite intercalation de 2 ou 3 m de puissance, formée de gneiss rubané typique, à rubans réguliers bien différenciés, alternativement plus ou moins riches

en biotite. En direction l'aspect de cette petite série rubanée change rapidement : au bout de quelques m les contacts entre ces rubans deviennent de moins en moins nets. Les rubans se fondent ainsi progressivement les uns dans les autres et finissent par disparaître complètement, les rubans les plus riches en biotite se poursuivant le plus loin et se prolongeant parfois par des alignements de septa : la série rubanée passe ainsi de façon progressive au gneiss rubano-lenticulaire homogène dont la composition représente une moyenne entre les divers rubans. A d'autres endroits, le gneiss rubano-lenticulaire renferme de petites lentilles allongées (0,10 m × 1 m, par exemple) formées de gneiss leucogranitique, et alignées selon la stratification générale.

A la lumière de ces observations, *ces masses de gneiss rubano-lenticulaires à œillés apparaissent comme le produit de l'homogénéisation d'une série rubanée ou litée, par migration des éléments d'un banc à l'autre.* Cette interprétation sera d'ailleurs appuyée par les résultats des analyses chimiques.

La grande mobilité chimique des matériaux, et l'homogénéisation qui en est résultée explique la qualification d'« orthogneiss » qui a été parfois réservée à de telles roches, dont le substrat originel était considéré comme granitique (voir à ce sujet : OULIANOFF, 1932, 1934b).

Les principales masses de gneiss d'homogénéisation rencontrées dans la partie étudiée du massif des Aiguilles Rouges sont (voir la carte) ⁽¹⁾ :

— celle qui occupe l'extrémité de la coupe de la haute vallée de Bérard que j'ai décrite rapidement à titre exemplatif au début de ce chapitre (p. 23) et dont la largeur est de l'ordre du km.

— celle qui s'étend entre le Lac Noir supérieur et le col des Lacs Noirs (250 m de puissance) et d'où proviennent les observations de détail reprises ci-dessus ; cette masse se prolonge vers le S dans l'Aiguille Pourrie et la crête de Charlanoz, et vers le N dans l'Aiguille du Pouce.

— celle qui s'étend en aval du Lac Cornu, entre les altitudes d'environ 2250 m et 1900 m (700 m de puissance). Cette masse

⁽¹⁾ Le caractère homogène et grenu de ces masses de gneiss se traduit dans la morphologie de la montagne par des aspects assez caractéristiques : sommets aux formes massives, grandes parois, débitage en grandes dalles régulières (Brévent, Clocher de Planpraz, Aiguille du Pouce, Aiguille de Bérard.)

se prolonge vers le N dans la vallée de la Dioza et vers le S où elle traverse la crête principale à l'E du col du Brévent (ce col est situé à la bordure W de la masse).

— celle qui constitue la région sommitale du Brévent (180 m de puissance) et se poursuit vers le N jusqu'à la montagne de Pormenaz.

Les filons pegmatitiques

Il existe un peu partout dans la série, de petits filons de pegmatite qui recourent les couches et dont l'épaisseur n'excède généralement pas une quinzaine de cm (photo 12). Ces pegmatites sont formées de feldspath et de quartz largement cristallisés, auxquels s'ajoutent souvent de la muscovite et parfois de la tourmaline. Ces roches se distinguent des lentilles et linéoles plus ou moins pegmatitiques, des gneiss rubanés et rubano-lenticulaires : leur granularité est nettement plus grossière, leur texture n'est jamais orientée, elles sont toujours franchement individualisées, leurs contacts sont nets et elles ne se fondent pas ou peu dans le gneiss encaissant ; enfin et surtout elles ne s'allongent pas parallèlement à la structure, mais recourent la schistosité et la stratification. Leur forme est assez irrégulière ; les filons montrent tantôt des bords parallèles, tantôt des renflements et des étranglements ; parfois même il s'agit de masses discontinues aux formes si peu ordonnées qu'il n'est plus possible de les qualifier de filons. Ces pegmatites sont parfois localisées le long d'une flexure des gneiss.

Elles sont régulièrement réparties dans toute la région étudiée et ne sont en relation avec aucun massif granitique visible ; elles se distinguent en tous cas nettement des filons qui accompagnent le granite de Vallorcine (cf. chap. V).

Leur fréquence est en relation avec la nature des roches encaissantes : d'ordinaire peu abondantes, elles prennent un développement parfois considérable dans les zones d'amphibolites qui sont alors coupées d'une multitude de filons et d'amas pegmatitiques aux formes capricieuses, se ramifiant en tous sens (notamment sur la rive W du Lac Cornu : photo 13). On verra (chap. IV) que cette répartition sélective correspond au mode de déformation des roches au cours de la phase tectonique ancienne, l'abondance des

pegmatites étant liée au caractère ruptuel de la déformation. Autrement dit, les pegmatites se sont développées là où la déformation tendait à créer des vides.

D'autre part, la composition de ces amas ou filons pegmatitiques est en général plus ou moins liée à celle des roches dans lesquelles ils sont inclus. C'est ainsi qu'ils sont d'ordinaire dépourvus de feldspath potassique lorsque ce minéral fait défaut dans la série de gneiss voisins. De même dans les zones amphibolitiques ou dans leurs prolongements, les pegmatites se chargent localement d'amphibole de grande taille ou, plus rarement, de grenat.

Ces pegmatites apparaissent donc comme des produits d'exsudation des roches voisines ; mais contrairement à celles qu'on trouve en lentilles concordantes enserrées dans le feuilletage des gneiss, elles sont postérieures aux déformations plastiques, ou tout au moins à la phase majeure de ces déformations.

Remarquons cependant que, étant donné le volume de ces amas de pegmatite et la disposition en filons de la plupart d'entre elles, elles impliquent, dans certains cas au moins, un transport des éléments à une échelle un peu plus importante que les migrations qui sont responsables de la foliation et même des gneiss d'homogénéisation.

De plus, ce transport ne s'effectue plus au sein même de la roche, mais le long de fractures. Une telle migration ne paraît guère concevable qu'à l'intervention de solutions. La présence d'eau est d'ailleurs indiquée également par la granularité exceptionnelle de ces pegmatites où les minéraux atteignent fréquemment des dimensions de l'ordre de 5 à 6 cm.

Le problème de la migmatitisation

Ayant ainsi passé en revue les divers types de roches métamorphiques qui constituent ce que j'ai appelé d'une façon générale les « gneiss de type Lac Cornu », il convient de poser la question de l'origine des matériaux qui les constituent.

J'ai établi que toute cette série était d'origine supracrustale, c'est-à-dire formée de sédiments dans lesquels peuvent éventuellement s'intercaler des coulées ou des tufs interstratifiés. On peut se demander toutefois si ces sédiments primitifs n'ont pas subi au cours de leur histoire des modifications de leur composition

consistant dans l'apport de certains éléments et éventuellement dans le départ d'autres. La question se pose surtout pour l'ensemble de ce que j'ai appelé les gneiss migmatitiques, qui constituent de loin la plus grande partie des roches du type « Lac Cornu ».

Les roches de cette série que, de prime abord, on serait particulièrement tenté d'assimiler à des migmatites avec apport sont les gneiss leucogranitiques. Or on a vu que ces gneiss sont le résultat du métamorphisme, voire de l'ultra-métamorphisme, mais sans apport, de niveaux arkosiques et qu'ils correspondent, sous un facies plus grenu, aux leptynites de la partie occidentale du massif (1).

D'autre part, comme les divers types de roches du groupe des gneiss « Lac Cornu » se retrouvent partout dans le massif, il ne pourrait s'agir, dans l'hypothèse d'un métamorphisme avec apport, que d'une manifestation à l'échelle régionale. Dans ces conditions, l'ensemble du massif aurait été imprégné par des apports dont, par parenthèse, il faudrait bien voir la source dans cet endroit mystérieux dénommé « la profondeur ».

Mais dans ce cas, on conçoit assez mal qu'une migmatitisation avec apport, de quelque nature qu'elle soit, puisse préserver de façon parfaite la structure litée sédimentaire.

Lorsque des alternances de minces couches de quelques mm à quelques cm se poursuivent de façon continue et régulière sur des distances d'au moins 50 m, chaque couche élémentaire étant nettement tranchée de sa voisine et conservant tous ses caractères de composition et de structure aussi loin qu'on peut la suivre (photo 11) on ne peut supposer qu'il s'agit là de l'effet d'une injection « lit par lit » c'est-à-dire plus ou moins intense selon les bancs.

Les séries régulièrement zonaires, rubanées et litées ne peuvent donc être considérées comme des migmatites avec apport et représentent purement et simplement le sédiment originel non modifié dans sa composition.

Quant aux gneiss rubano-lenticulaires dans lesquels précisément les structures sédimentaires sont moins nettes ou finissent.

(1) Bien entendu, les gneiss leucogranitiques représentent seulement des roches analogues aux leptynites, mais situées à un niveau différent dans la série originelle ; il ne s'agit donc pas d'une réapparition des mêmes couches provoquée par les mouvements tectoniques.

même par s'effacer complètement dans les facies d'homogénéisation, j'ai montré qu'ils ont la même composition globale que les gneiss zonaires et rubanés (cf. également les analyses chimiques n^{os} 3, 4, 5 et 6, p. 68). Par conséquent pour ce type de roches non plus, l'hypothèse d'un métamorphisme avec apport, n'est justifié.

Les gneiss « Lac Cornu » représentent donc le produit de l'endomigmatitisation d'une série sédimentaire dont la composition va de celle d'une argile à celle d'une arkose à grain fin, et qui renfermait sporadiquement des bancs ou des niveaux de nature particulière : bancs charbonneux, calcaires, marnes ou tufs basiques, grès argilo-dolomitiques, exceptionnellement coulées de laves.

De telles séries riches en feldspaths détritiques ne sont d'ailleurs pas exceptionnelles. Je citerai deux exemples : celui de la puissante formation des « Moine Schists » qui couvre la plus grande partie de l'Ecosse et qui est formée en ordre principal de « siliceous granulites » (arkoses métamorphiques) et celui des « psammites du Condroz » du Famennien supérieur belge (plusieurs centaines de m d'arkoses micacées à grain fin, non métamorphiques, s'étendant à toute la partie NW du tectogène hereynien ardennais). On pourrait cependant se demander si les sédiments arkosiques n'ont pas joué dans les séries anciennes un rôle plus important qu'au cours des époques plus récentes.

Si donc l'hypothèse d'un métamorphisme avec apport n'est pas justifiée, il n'en reste pas moins que les roches du massif des Aiguilles Rouges ont été le siège de migrations. Mais, comme je l'ai fait remarquer à diverses reprises, celles-ci ne se sont jamais produites qu'à une échelle assez faible, aboutissant tout au plus à une anatexie locale ou à l'homogénéisation d'un ensemble lité ou rubané, en passant par tous les types endomigmatitiques de gneiss rubano-lenticulaires plus ou moins distinctement stratifiés. Il existe d'ailleurs des cas où, en raison des déformations tectoniques intenses, il devient difficile de décider si des linéoles quartzo-feldspathiques représentent des ségrégations ou des parties de couche isolées par les mouvements tectoniques (photo 14).

Avant d'en terminer avec cette question, je crois utile de préciser que mon propos n'est pas de nier l'existence des phénomènes d'apport en général, mais de souligner que dans le cas particulier

des Aiguilles Rouges un métamorphisme régional sans apport a abouti à des migmatites dont l'aspect est souvent semblable à celui des roches métamorphisées avec apport. Je pense notamment aux roches décrites par M. Roques (ROQUES, 1941) sous le nom d'embréchites et que j'ai eu l'occasion d'examiner sur place au cours d'une excursion dirigée par M. Roques lui-même.

On se trouve ainsi en présence d'un phénomène de convergence assez remarquable et il importe donc d'observer que l'aspect général des roches n'est pas suffisant pour pouvoir conclure à des processus d'injection ou d'imprégnation.

Le chimisme des gneiss « Lac Cornu »

Comme je l'ai exposé au début de cet ouvrage, je ne considère pas les analyses chimiques comme susceptibles de fournir par elles-mêmes des indications sur les phénomènes dont les roches ont été le siège ; elles ne sont qu'un moyen d'investigation supplémentaire, visant à préciser par des données chiffrées la description des roches et l'interprétation de leur genèse. Leur valeur en tant qu'argument est d'ailleurs d'autant moins probante qu'il n'est pas possible de les multiplier dans la même mesure que les observations de terrain et les examens en coupes minces. C'est la raison pour laquelle ces données chimiques ne viennent qu'ici, à la fin du chapitre consacré aux gneiss de type « Lac Cornu ».

Je me suis limité dans ces analyses aux gneiss et micaschistes, à l'exclusion par conséquent des amphibolites, calcaires, granulites et autres types spéciaux et peu courants. Les échantillons soumis à l'analyse ont été de plus prélevés dans des roches aussi exemptes que possible de chlorite, ceci afin d'éviter des variations éventuelles de composition que le phénomène de chloritisation des biotites aurait pu introduire.

Voici une description rapide des roches analysées :

Analyse 1. — Vallée de Tré-les-Eaux : *micaschiste*. La roche est formée en grande partie d'une masse feutrée, très riche en micas (surtout biotite), mêlés d'un peu de sillimanite.

Cette masse enferme des lentilles quartzo-feldspathiques de quelques mm, formées d'oligoclase et de quartz corrodant. La roche renferme de plus des grenats de forme arrondie.

Analyse 2. — Région du col de Bérard ; *gneiss homogène à grain moyen*. La roche est très riche en micas (biotite et muscovite) disposés parallèlement en longs cristaux minces imbriqués. Entre ces micas sont enserrées de longues lentilles formées de grandes plages d'oligoclase à tendance porphyroblastique et de quartz imbriqué en plages un peu plus petites, avec corrosion mutuelle des quartz et des feldspaths (gouttes de quartz) ; la foliation se marque ainsi très bien à l'échelle du microscope. Un peu de sillimanite ; quelques restes de disthène (rare), abondamment muscovitisé ; un peu de pyrite fortement oxydée en limonite.

Analyse 3. — Environs du Col de Salenton. *Gneiss ruban-lenticulaire d'homogénéisation* typique très grenu, renfermant de grosses linéoles pegmatitiques. Oligoclase en plages ordinairement de grande taille ; feldspath potassique abondant corrodant l'oligoclase ; structures typiques d'imbrication du quartz et de corrosions mutuelles des quartz et des feldspaths ; grands cristaux de micas (surtout biotite), allongés parallèlement à la schistosité. Les linéoles pegmatitiques sont constituées d'oligoclase, de feldspath potassique et de quartz ; ces minéraux y possèdent une granularité supérieure à celle du reste de la roche mais montrent les mêmes structures d'association.

Analyse 4. — Sommet du Brévent. *Gneiss granitoïde d'homogénéisation*. Même minéralogie et mêmes structures que la roche précédente, dont il se distingue cependant par son homogénéité, la foliation étant très peu marquée.

Analyse 5. — Rive S du Lac Noir supérieur (région du Lac Cornu). Echantillon prélevé dans un ruban foncé (biotitique) d'un *gneiss rubané*. Gneiss homogène, de grain moyen à fin, constitué d'un mélange homogène de quartz, d'oligoclase, de biotite et de muscovite ; il renferme en faible quantité du feldspath potassique ; corrosions mutuelles du quartz et des deux feldspaths. Les micas sont abondante ; une plage d'andalousite.

Analyse 6. — Même endroit que l'échantillon précédent. Echantillon prélevé dans un ruban leucocrate du même *gneiss rubané*. C'est un gneiss à grain moyen, hololeucocrate homogène, formé essentiellement d'un mélange confus de quartz, d'oligoclase et de feldspath potassique ; ces minéraux sont de toutes tailles,

jamais très gros, et de formes irrégulières. Structures de corrosion habituelles, moins nettes cependant que dans les échantillons grenus n^{os} 3 et 4 ci-dessus. La roche renferme de plus des micas, parallèles en gros à la schistosité ; il s'agit surtout de muscovite. Quelques grenats de petite taille.

(A titre d'indication, c'est dans des rubans leucocrates semblables provenant du même endroit que j'ai observé les plus gros grains d'andalousite : 2 mm).

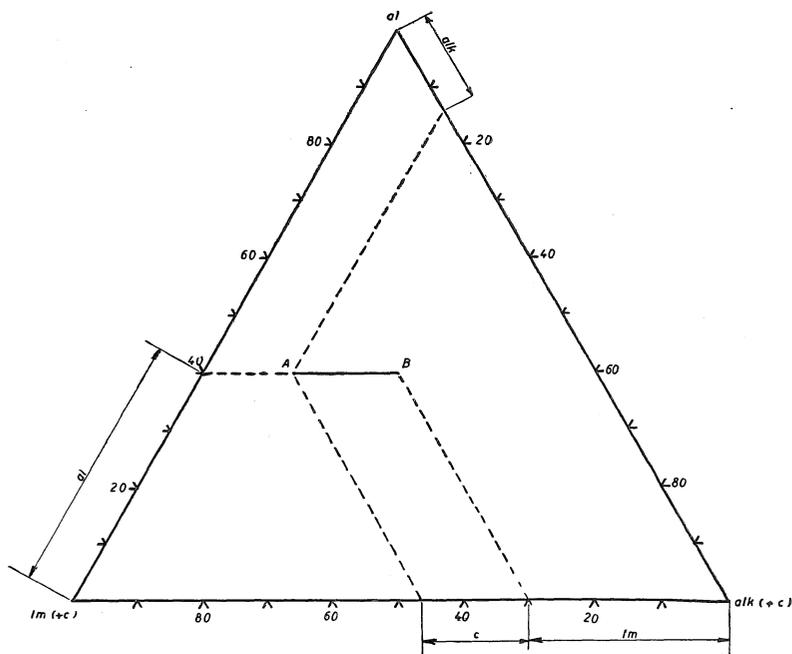


FIGURE 14

Voir le texte.

Analyse 7. — Torrent de l'Apaz (flanc S de l'Aiguillette du Brévent). *Leptynite* typique : roche à grain fin, d'aspect porcelané, finement zonaire, avec zones blanches et gris plus ou moins foncé. La roche est formée essentiellement d'une pâte de quartz et de feldspath (plagioclase et feldspath potassique), en grains très petits. Le zonage est déterminé par la distribution du feldspath potassique, des micas (un peu de biotite et de muscovite) et de minéraux opaques minuscules.

Analyse 8. — Crête principale entre le Lac Cornu et Planpra. *Gneiss leucogranitique* typique formé d'un mélange de quartz, plagioclase et feldspath potassique en grains de tailles diverses (jusque 2 mm). Corrosion mutuelle du quartz et des deux feldspaths; quartz imbriqué; biotite et muscovite dispersées; petits grenats roses dispersés; andalousite en gros grains (1,5 mm) peu abondante. La texture schisteuse est très peu marquée.

Les analyses de ces roches ont donné les résultats suivants :

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	56,42	61,93	66,92	70,87	60,39	73,87	74,61	74,63
TiO ₂	1,46	0,86	1,05	0,52	1,14	0,23	0,62	0,25
Al ₂ O ₃	21,47	17,22	15,81	14,51	16,70	13,63	13,91	14,50
Fe ₂ O ₃	0,67	1,30	1,09	0,59	1,27	0,60	0,14	0,11
FeO	6,54	5,41	3,72	2,48	5,59	1,46	1,40	0,97
MnO	0,13	0,10	0,04	0,06	0,07	0,02	0,02	0,02
MgO	2,43	2,77	1,56	1,19	2,99	0,22	0,60	0,53
CaO	0,75	1,47	1,16	2,31	0,98	0,68	0,67	0,77
Na ₂ O	1,94	2,55	3,12	4,43	3,22	3,41	3,99	4,47
K ₂ O	3,98	3,59	4,97	2,50	5,20	4,66	3,05	3,63
H ₂ O+	4,23	3,60	1,67	0,91	1,95	0,86	1,23	0,64
H ₂ O—	0,15	0,17	0,07	0,04	0,14	0,17	0,06	0,14
	100,17	100,97	101,18	100,41	99,64	99,81	100,30	100,66

si	204	230	292	336	220	437	442	428
ti	3,9	2,4	3,4	1,7	3,1	0,7	2,5	1
al	46,2	37,8	40,6	40,5	35,7	47,6	48,7	48,7
fm	35,1	38,9	27,3	20,5	37	11	12,8	9,2
c	2,8	5,8	5,3	11,7	3,9	4,2	4,3	4,4
alk	15,9	17,5	26,8	27,6	23,4	37,2	34,2	37,7
k	0,58	0,48	0,51	0,27	0,51	0,48	0,33	0,34
mg	0,37	0,39	0,37	0,42	0,44	0,16	0,42	0,48
c/fm	0,08	0,15	0,19	0,57	0,11	0,38	0,34	0,48

1. Micaschiste (Tré-les-Eaux).
2. Gneiss homogène à grain moyen (Col de Bérard).
3. Gneiss d'homogénéisation (Col de Salenton).
4. Gneiss d'homogénéisation (Brévent).
5. Gneiss rubané, ruban biotitique (Lacs Noirs).
6. Gneiss rubané, ruban leucocrate (Lacs Noirs).
7. Leptynite (Aiguillette du Brévent).
8. Gneiss leucogranitique (Lac Cornu).

Je traduirai graphiquement les résultats en utilisant un mode de représentation graphique particulièrement commode dû à P. Michot. Il consiste à porter deux fois le point figuratif de la

roche sur un diagramme ternaire (fig. 14), le même diagramme étant considéré :

- une première fois comme : $al - (fm + c) - alk$: point A ;
- une deuxième fois comme : $al - fm - (alk + c)$: point B.

La roche est ainsi représentée par deux points A et B déterminant un segment de droite AB parallèle au côté du diagramme opposé au sommet al ; on voit immédiatement que la longueur de ce segment correspond à la valeur du paramètre c .

La figure 15 représente de cette façon les résultats des analyses ci-dessus.

On voit que les compositions s'échelonnent depuis celle d'un sédiment argileux (analyse 1) jusqu'à celle d'une arkose (analyses 6, 7, 8). Les teneurs en chaux sont assez variables d'une analyse

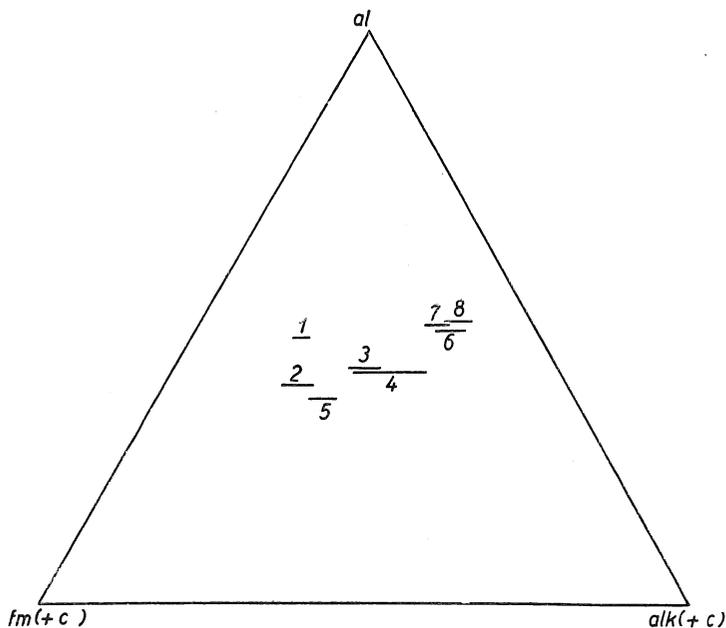


FIGURE 15

Chimisme des gneiss « Lac Cornu ».

1. Micaschiste (Tré-les-Eaux).
2. Gneiss homogène à grain moyen (Col de Bérard).
3. Gneiss d'homogénéisation (Col de Salenton).
4. Gneiss d'homogénéisation (Brévent).
5. Gneiss rubané, ruban biotitique (Lacs Noirs).
6. Gneiss rubané, ruban leucocrate (Lacs Noirs).
7. Leptynite (Aiguillette du Brévent).
8. Gneiss leucogranitique (Lac Cornu).

à l'autre et n'obéissent pas à une loi régulière ; il en est de même de la proportion occupée par la potasse dans les alcalis (coefficient k) et par la magnésie dans les ferro-magnésiens (coefficient mg).

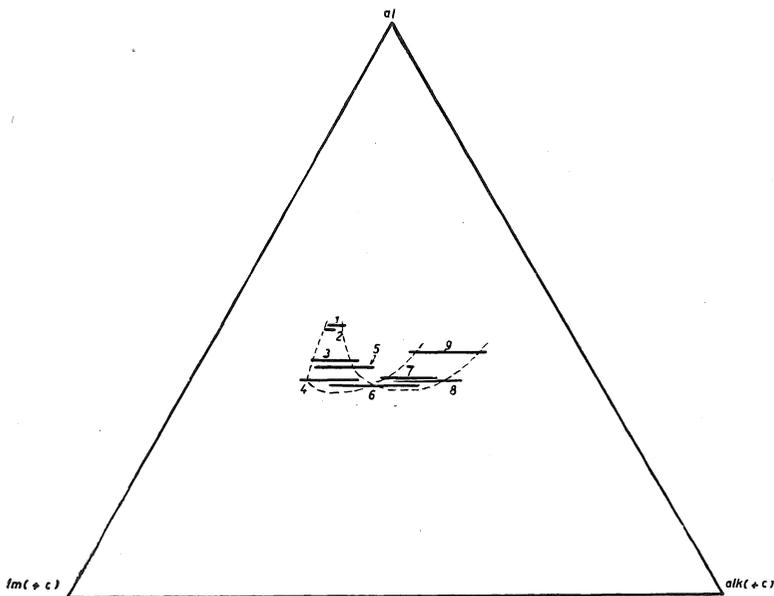


FIGURE 16

Analyses données par Goldschmidt (Stavanger) :

1. Quartz-Musc.-Chlorit-Phyllit	si = 231	$k = 0,71$
2. Quartz-Musc-Chl-Granat-Phyllit	220	0,67
3. Quartz-2 Glimmer-Granat-Phyllit	230	0,60
4. Quartz-2 Glimmer-Granat-Schiefer	244	0,48
5. Quartz-2 Glimmer-Granat-Schiefer	264	0,56
6. Albit-PorphYROblasten-Schiefer	267	0,43
7. Glimmerreicher Augengneiss	287	0,53
8. Augengneiss	303	0,43
9. Gneiss, dunkle Lage	355	0,47

D'autre part, les analyses nos 5 et 6 ont été pratiquées dans deux rubans voisins respectivement leucocrate (6) et biotitique (5) d'un gneiss rubané. On voit que la composition des gneiss d'homogénéisation nos 3 ou 4 représente sensiblement une moyenne entre celles des deux rubans. Ceci est en accord avec l'interprétation que j'ai donnée des masses homogènes épaisses de gneiss, que j'ai montré être le résultat de l'homogénéisation de facies rubanés.

Enfin, la quasi identité de composition des roches n° 7 (leptynite de l'Aiguillette du Brévent) et 8 (gneiss leucogranitique de la région du Lac Cornu), particulièrement en ce qui concerne le rapport k , confirme pleinement la conclusion à laquelle je suis arrivé plus haut, à savoir que les gneiss leucogranitiques sont l'équivalent dans les facies largement cristallisés des leptynites qui caractérisent la zone occidentale, à faible recristallisation.

D'autre part, en raison de la similitude d'aspect entre les roches des Aiguilles Rouges et certaines séries de migmatites avec apport, similitude à laquelle j'ai fait allusion plus haut, il n'est pas sans intérêt de comparer les résultats des analyses chimiques des Aiguilles Rouges à ceux de roches provenant de telles séries migmatitiques.

Je choisirai deux exemple :

a) les migmatites étudiées par Goldschmidt dans la région de Stavanger (GOLDSCHMIDT, 1921), pour lesquelles cet auteur a donné une série d'analyses ;

b) les analyses données par M. Roques de roches de la Montagne Noire (ROQUES, 1941) ; elles concernent une série de migmatites de degré d'injection croissant, parmi lesquelles je me suis limité aux roches à substrat argileux.

En appliquant à ces deux séries d'analyses le mode de représentation graphique défini plus haut, on obtient les diagrammes des figures 16 et 17. La comparaison de ces résultats avec ceux des Aiguilles Rouges (fig. 15) montre immédiatement que les segments représentatifs des diverses roches s'ordonnent sur les diagrammes de la même façon, le long d'une courbe à concavité tournée vers le sommet *al*. On voit par conséquent que le phénomène de convergence entre les schistes cristallins sans apport des Aiguilles Rouges et les séries de migmatites avec apport ne se limite pas à l'aspect général, à la texture et à la structure, mais persiste jusque dans le diagramme chimique.

Ceci souligne une fois de plus que l'argument chimique en géologie ne doit pas être considéré comme une preuve, mais comme l'illustration chiffrée de conclusions établies sur la base d'autres arguments.

Interprétation des structures

a) Considérations générales

La description des gneiss migmatitiques (voir plus haut, p. 40 et suiv.) a montré l'existence au sein de ces roches de structures d'association particulières entre les minéraux : disposition imbriquée du quartz, corrosion du plagioclase par le feldspath potassique, remplacements mutuels du quartz et des feldspaths.

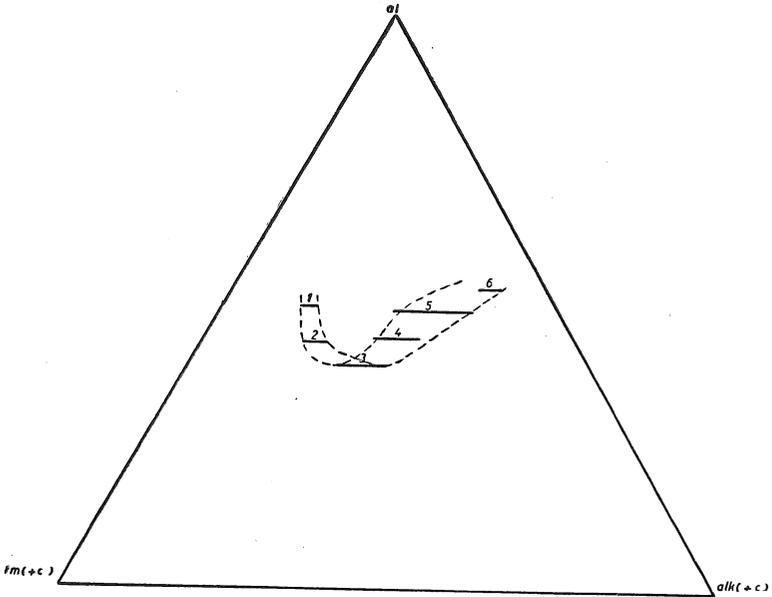


FIGURE 17

Analyses données par Roques (Montagne Noire) :

1. Schiste à séricite	si = 271	k = 0,89
2. Micaschiste à biotite	235	0,64
3. Embréchite	383	0,57
4. Embréchite	289	0,50
5. Anatexite à 2 micas	497	0,61
6. Anatexite à cordiérite	367	0,38

Il y a lieu maintenant, à la lumière de ces observations et des déductions qui ont pu en être tirées, de rechercher l'interprétation à donner à ces structures dans le cadre de l'histoire pétrogénétique du massif.

Au cours de leur métamorphisme et de leur endomigmatitisation les schistes cristallins « Lac Cornu » ont été le siège de phénomènes de colaescence et de différenciations métamorphiques. Ces deux phénomènes, qui sont d'ailleurs liés (la foliation ne se manifeste que dans les facies grenus), sont l'expression de la migration sélective des éléments au sein de la roche et témoignent par conséquent de sa mobilité chimique interne.

Ces migrations représentent la plupart du temps un processus de sécrétion latérale, mais peuvent en certains endroits être plus importants et aboutir à l'homogénéisation d'un paquet de couches de plusieurs centaines de mètres, ou donner lieu à des manifestations ultramétamorphiques dans les gneiss leucogranitiques.

Remarquons de plus que si des roches de composition différentes (plus ou moins riches en alcalis, par exemple) voisinent couramment, on ne rencontre que rarement la juxtaposition directe de roches à grande mobilité chimique interne (type rubano-lenticulaire) et à faible mobilité (type gneiss fin ou leptynite).

D'autre part, ces phénomènes se sont passés en présence d'une certaine quantité d'eau. Celle-ci apparaît dans l'amphibole formée aux dépens du diopside et, comme on le verra plus loin, dans la formation des muscovites tardives. Sa présence se traduit encore par la production d'associations à caractère pegmatitique d'une part dans les gneiss rubano-lenticulaires et à lentilles pegmatitiques, d'autre part dans les filons et amas de pegmatite tardifs. L'origine de cette eau doit être recherchée dans les sédiments originels eux-mêmes où elle était libérée par les processus de l'évolution métamorphique qui font apparaître des minéraux de moins en moins hydratés.

En résumé, il est donc plausible d'admettre à un certain moment l'existence au sein des schistes cristallins des Aiguilles Rouges d'une phase mobile dans laquelle est intervenue une certaine quantité d'eau ; cette phase, engendrée par des processus d'anatexie naissante, n'a jamais constitué qu'une partie minime du volume total et possédait par conséquent un caractère intersticiel. On peut néanmoins la considérer comme un magma (« porenmagma ») et lui appliquer des raisonnements tirés des diagrammes d'équilibre des silicates.

b) *Corrosion du plagioclase par le feldspath potassique*
(fig. 5, 6, 7)

Je rappellerai d'abord que le plagioclase auquel on a affaire dans les roches des Aiguilles Rouges est riche en soude (albite-oligoclase de 10 à 15 % An) ; on peut, en première approximation, étendre à ces plagioclases les considérations qui sont valables pour l'albite.

Bowen et Tuttle (BOWEN et TUTTLE, 1950) ont défini par voie expérimentale la forme du diagramme d'état feldspath potassique-albite, en milieu anhydre et en présence de diverses pressions de vapeur d'eau (fig. 18). Ils ont montré qu'à haute température les deux feldspaths forment des solutions solides en toutes proportions

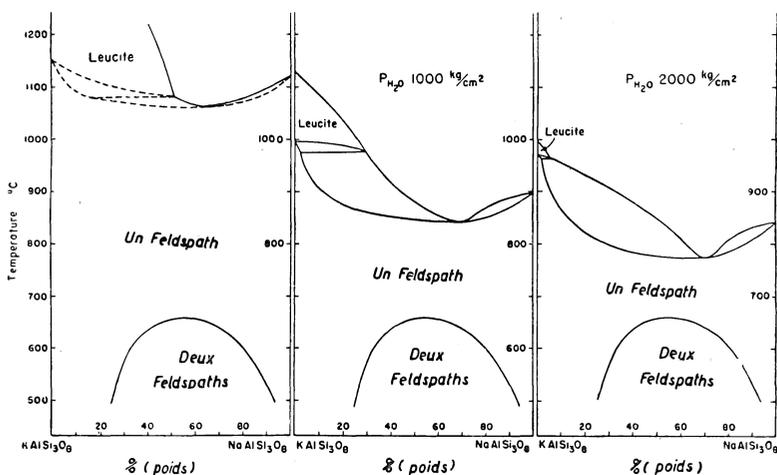


FIGURE 18

Diagramme d'état des feldspaths alcalins.
Extrait de : BOWEN et TUTTLE, 1950.

avec démixtion à plus basse température ; la position de la courbe de démixtion ou « solvus » n'est toutefois connue que de façon approximative. Le liquidus comporte un point minimum situé à 65 % Ab, c'est-à-dire, sur la figure 18, à droite du maximum du solvus. L'introduction d'eau dans le système, réalisée par une augmentation de la pression, ne modifie pas le solvus, mais abaisse de façon notable l'ensemble liquidus-solidus, le point minimum restant sensiblement au même endroit (65 % Ab).

Les auteurs précités ont expérimenté jusqu'à une pression de 2000 atm. Eu égard aux conditions catazonales supérieures qui ont présidé à leur genèse, les roches en question ici ont dû évoluer sous des pressions beaucoup plus considérables. Dans ces conditions, ainsi que le prévoient d'ailleurs Bowen et Tuttle, l'ensemble solidus-liquidus descend suffisamment pour recouper le solvus et le diagramme donne alors un eutectique avec lacune de solubilité dans le solide (fig. 19).

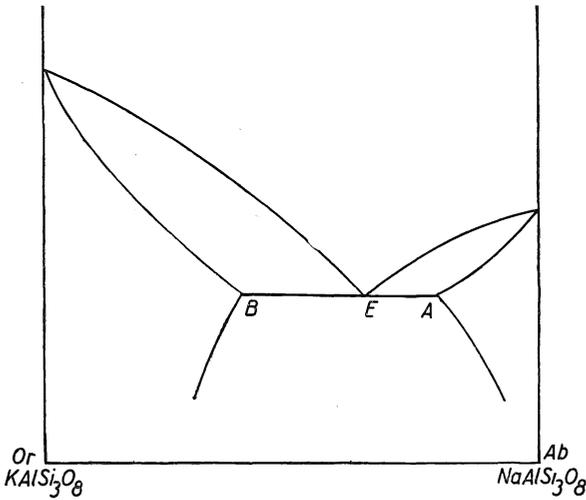


FIGURE 19

Diagramme d'état des feldspaths alcalins, pour de hautes pressions de vapeur d'eau, obtenu par extrapolation du diagramme de la figure 18.

D'autre part, le diagramme $\text{SiO}_2\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8$ (ou plus simplement : $\text{SiO}_2\text{-Or-Ab}$; fig. 20) établi pour la pression ordinaire (SCHAIERER, 1950) montre dans la surface du liquidus un talweg qui part du point minimum M du côté Or-Ab et descend vers le sommet SiO_2 tout en se rapprochant du côté $\text{SiO}_2\text{-Or}$. Dans un système à haute pression, on vient de voir que à la faveur de l'eau qui y est maintenue le minimum M est remplacé par un eutectique (E sur la fig. 19); le talweg ci-dessus sera donc remplacé par une courbe cotecticale (E N fig. 21). Le refroidissement du liquide situé sur cette courbe va donc provoquer la précipitation simultanée de deux feldspaths A et B respectivement sodique et potassique situés sur le côté

Or-Ab, sur le solvus de part et d'autre de la lacune de solubilité. Le liquide, de ce fait, évolue le long de la cotecticale EN dans le sens de la flèche, tandis que les points A et B s'écartent légèrement l'un de l'autre.

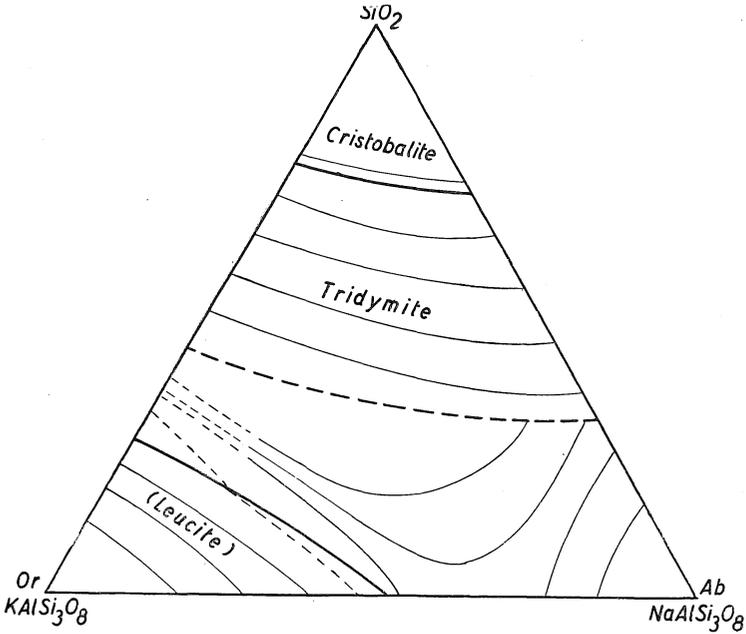


FIGURE 20
Diagramme d'état SiO_2 -Or-Ab.
D'après SCHAIRER, 1950.

Une corrosion au sein d'une roche peut provenir de ce que le substrat solide n'est pas en équilibre avec une phase liquide interstitielle, qui renferme dès lors des éléments d'apport introduits de l'extérieur dans le système. Dans le cas présent de l'endomigmatitisation, les liquides, engendrés au sein même de la roche, ont toujours été en équilibre avec le substrat. Les structures de corrosion ne peuvent alors s'expliquer que par une réaction devenue péritecticale.

On doit donc supposer que la courbe cotecticale EN s'incurve de telle sorte qu'au-delà du point N la tangente à la courbe ne passe plus entre A et B mais que ces deux points sont situés du même côté de cette tangente. Dans ces conditions, la cotecticale

se transforme en péritecticale (N P). Le refroidissement du liquide situé sur cette partie de la courbe provoque ainsi une réaction entre le liquide et les cristaux A préalablement formés avec pour résultat la précipitation de B et l'évolution du liquide de N vers P dans le sens de la flèche.

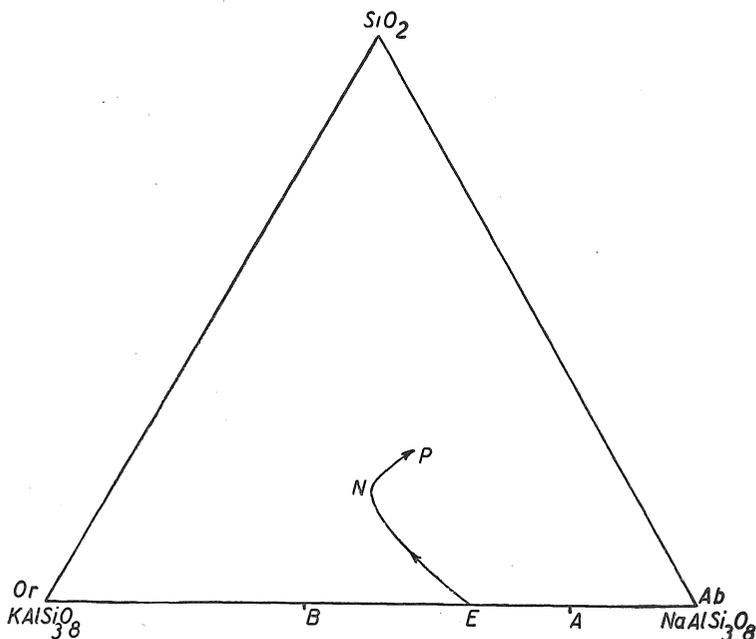


FIGURE 21

Voir le texte.

Une telle réaction se produisant dans un liquide interstitiel provoquera l'apparition d'une structure de corrosion de l'albite (ou du plagioclase voisin de l'albite) par le feldspath potassique.

Le diagramme de la figure 21 est présenté comme une interprétation de faits observés, par extrapolation des données expérimentales fournies par des diagrammes des figures 18 et 20.

Quant au feldspath potassique enfermé dans le plagioclase sous la forme d'inclusions à caractère antiperthitique, il s'interprète classiquement par le phénomène d'exsolution dans le solide au cours du refroidissement ultérieur de cristaux mixtes à isomorphisme limité.

J'ai signalé d'autre part la présence de plagioclase remplaçant le feldspath potassique (fig. 8, 9), en soulignant qu'il s'agit d'un aspect très accessoire de la structure générale ; il semble pouvoir être interprété :

— d'une part par l'introduction dans une roche de solutions provenant d'une roche voisine ;

— d'autre part, comme un résultat des processus d'exsolution ; on peut penser en effet que la phase qui se sépare au cours de ce phénomène ne reste pas nécessairement incluse sous forme de perthites mais peut dans certaines conditions se rassembler pour constituer des plages d'une certaine étendue (1). Ces conditions particulières seraient dans le cas présent le caractère syncinématique du phénomène. Il s'agirait en l'occurrence de l'exsolution de la partie sodique hors du feldspath potassique ; il est à remarquer d'ailleurs que celui-ci est rarement perthitique.

c) *Remplacement mutuel du quartz et des feldspaths* (fig. 11, 12, 13)

Contrairement au cas précédent, il s'agit ici d'une structure réciproque, ainsi que je l'ai exposé plus haut. Elle peut s'interpréter de la façon suivante en fonction des processus de coalescence et de recristallisation qui accompagnent la déformation plastique.

La coalescence des 2 minéraux A et B les amène en contact et en compétition mutuelle. A ce moment, en un certain point de la surface de contact, déterminée par exemple par une différence de pression orientée ou par un défaut d'un réseau cristallin, le minéral A continue à s'accroître au détriment du minéral B et développe par conséquent des apophyses à l'intérieur de celui-ci. Réciproquement en d'autres endroits du contact, le phénomène inverse se produit et B se développe au détriment de A. Ainsi prennent naissance les aspects de corrosion mutuelle et on conçoit aisément que ce processus peut se poursuivre jusqu'à isolement complet d'îlots de A dans B et réciproquement.

Pour appuyer cette interprétation, on pourrait faire appel avec L. Glangeaud (GLANGEAUD, 1947), à un « état dynamorphe ». Se basant sur des considérations atomistiques, cet auteur considère en effet que dans un milieu à haute pression statique, les pressions

(1) Voir à ce sujet : R. M. Gates, in (EMMONS, etc., 1953).

internes des corps seraient inversées, ce qui contribuerait à diminuer la stabilité des édifices cristallins et à faciliter les processus de remplacement.

d) *Structures imbriquées du quartz* (fig. 10)

Cette structure semble à première vue d'interprétation difficile. On pense assez naturellement à des macles ; parmi les diverses lois connues du maclage du quartz, il en existe en effet un certain nombre qui fournisse des groupements de 2 individus à axes non parallèles. Cependant le repérage par des mesures à la platine de Fédoroff des axes optiques des individus associés dans les structures imbriquées ne fait apparaître aucune valeur caractéristique pour l'angle des axes pris 2 à 2 ⁽¹⁾.

D'autre part, la structure d'imbrication ne peut pas être tenue pour caractéristique d'un quartz qui aurait passé par un état à haute température (quartz β). En effet, un tel quartz n'aurait pu se former qu'à des températures supérieures à 650° environ (la température de 573° du point de transformation est en effet relevée par une augmentation de la pression : 599° pour 1000 bars et 815° pour 10.000 bars (YODER, 1950).

Dans ces conditions, si on s'en réfère au diagramme Or-Ab de Bowen et Tuttle cité plus haut et modifié pour les hautes pressions, les feldspaths alcalins devaient constituer, au moins en partie, une phase liquide. Or, on verra que dans les gneiss de type Chéserys le quartz a pris la structure imbriquée alors que les feldspaths potassique et sodique constituaient deux phases solides bien typiques.

Dans ces conditions, il semble que la structure imbriquée du quartz doive simplement s'interpréter de la même façon que les structures d'associations par remplacements mutuels du quartz et des feldspaths dont il vient d'être question au paragraphe précédent, par l'effet de la recristallisation syncinématique.

⁽¹⁾ D'après Drugman (DRUGMAN, 1930, 1939), qui a particulièrement étudié cette question, il existe huit lois différentes, fournissant par conséquent huit valeurs différentes pour l'angle des axes des deux individus associés ; il en résulte que, en raison de la symétrie du quartz, il existe autour d'un cristal de quartz donné 60 positions possibles que peut occuper un individu maclé avec le premier.

CHAPITRE III

LES GNEISS DE TYPE CHESERYS

Description générale

Ces roches, dont l'examen de la carte permet de se rendre compte de la répartition sur le terrain, ont un aspect très différent de celui des gneiss « Lac Cornu ». Elles se présentent la plupart du temps comme un gneiss biotitique à grain très fin, brun-violacé, dans lequel sont disséminées de petites lentilles ou linéoles blanches effilées, constituées soit de quartz, soit de matériau feldspathique très fin indéterminable à l'œil nu. La largeur de ces petites lentilles atteint rarement 2 mm ; leur longueur varie de quelques mm à 1 ou 2 cm. Elles sont allongées parallèlement à la schistosité ; leur proportion est très variable : on rencontre tous les termes, depuis les roches très biotitiques avec lentilles blanches dispersées jusqu'à des roches hololeucocrates. Il peut s'ajouter en outre de petits yeux de forme beaucoup moins effilée, constitués de feldspath potassique ; ces yeux sont souvent de petite taille (2 ou 3 mm) mais peuvent localement atteindre des dimensions de plusieurs cm.

Comme pour les gneiss « Lac Cornu », il existe une gamme de gneiss « Chéserys » de compositions diverses, plus ou moins riches en biotite, avec ou sans feldspath potassique, parfois à amphibole, etc. ; on rencontre notamment des gneiss de composition aplitique et granitoïde.

La disposition d'ensemble est conforme à celle des gneiss « Lac Cornu ». L'aspect est cependant plus uniforme, les bandes étant d'une façon générale moins nettement tranchées et plus estompées les unes dans les autres ; il n'existe pas, ou presque, de rubanement à petite échelle.

Certaines bandes sont caractérisées par la présence de masses lenticulaires arrondies, allongées parallèlement à la texture schisteuse du gneiss et contournées par elle. Elles sont constituées de roches à grain très fin, verdâtres ou jaunâtres, souvent de même type que les granulites des gneiss « Lac Cornu » ; elles sont tantôt zonaires, tantôt massives et homogènes, et montrent

souvent à leur périphérie une couronne de teinte plus sombre. Leur longueur varie de quelques cm à 3 ou 4 m (photo 20).

Le passage des gneiss « Lac Cornu » aux gneiss « Chéserys » s'effectue par l'intermédiaire d'une série de roches de transition qui feront l'objet d'un paragraphe ultérieur.

Etude structurale

Les minéraux principaux sont, comme dans les gneiss « Lac Cornu » : le quartz, la biotite, le plagioclase acide et le feldspath potassique, ce dernier n'étant pas toujours présent. Comme dans les gneiss « Lac Cornu », également, on observe de façon générale : l'extinction onduleuse du quartz, la saussuritisation du plagioclase et la chloritisation partielle de la biotite.

Sous le microscope, les gneiss « Chéserys » dépourvus de feldspath potassique sont constitués typiquement de petites lentilles effilées allongées parallèlement : lentilles de plagioclase, lentilles de biotite et lentilles de quartz. Ces lentilles sont tantôt assez bien différenciées, tantôt plus ou moins « fondues » lès unes dans les autres. C'est leur allongement parallèle qui détermine le feuilletage de la roche.

Le plagioclase, toujours acide, ne forme jamais de grains volumineux. Les lentilles de plagioclase sont constituées d'une mosaïque de grains de formes plus ou moins polygonales ; dans une roche donnée, la taille de ces grains est très uniforme ; elle varie d'une roche à l'autre, étant le plus souvent de l'ordre de 100 à 150 μ . Tous les grains d'une même lentille présentent, dans la très grande majorité des cas, des orientations optiques très voisines (cette disposition apparaît très nettement par l'interposition de la lame-témoin de gypse) ; cette orientation n'est pas commune à toutes les lentilles de plagioclase d'une même coupe mince, chaque lentille possédant son orientation moyenne propre. Une telle structure doit être considérée comme le résultat de la granulation, accompagnée d'une certaine recristallisation, de grands plagioclases préexistants. On observe d'ailleurs, assez rarement toutefois, des restes de grands cristaux imparfaitement granulés, qui passent périphériquement à une mosaïque de même orientation optique moyenne (photo 15).

La biotite, brun-rouge, assez claire, forme des paquets allongés composés de petites plaquettes enchevêtrées. L'allongement

de ces plaquettes parallèlement à la texture générale est assez bien marqué, mais est loin d'être parfait. Leur longueur est généralement de l'ordre de 150 à 200 μ , mais elles ne présentent pas la même régularité de taille que les grains de plagioclase. Ces paquets biotitiques résultent, comme les mosaïques de plagioclase, de la fracturation de grands cristaux préexistants. Certains types montrent les stades intermédiaires du phénomène : les grands cristaux plient, se brisent, se déchiquent et se transforment en amas de petites plaquettes tels qu'ils viennent d'être décrits (fig. 22).

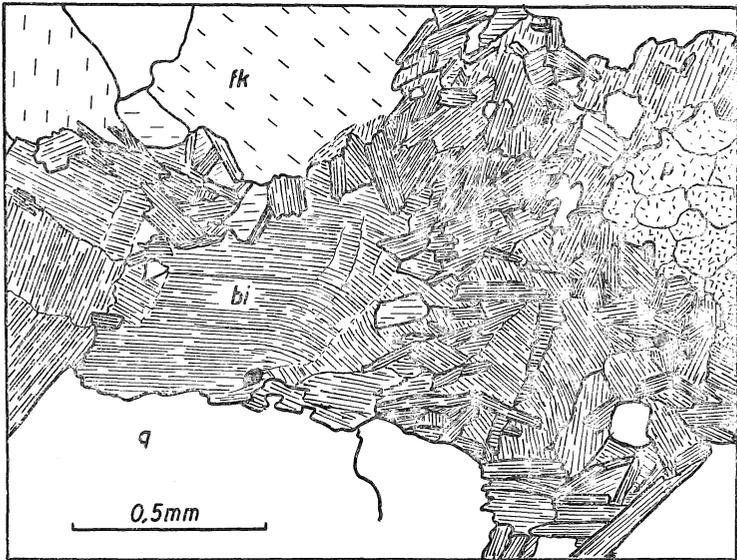


FIGURE 22

Gneiss « Chéserys ».

Grand cristal de biotite en voie de granulation.

bi = biotite.

fk = feldspath potassique.

p = plagioclase.

Le quartz présente typiquement dans ces roches la structure très particulière à laquelle P. Michot a donné le nom de « quartz discordant » (MICHOT, 1938) ; il s'agit de lentilles plus ou moins irrégulières, très allongées, apparaissant en section sous forme de longues bandes plus ou moins ramifiées ; elles sont constituées

d'individus beaucoup plus grands que les autres minéraux et présentant entre eux une structure d'imbrication très marquée. Ces quartz, eu égard à leur grande taille relative, recourent les agrégats des autres minéraux (biotite et feldspaths), d'où le terme de « discordant ». J'emploierai pour ces agrégats de quartz le terme de « quartz imbriqué, discordant et lamellaire », ce dernier qualificatif caractérisant la forme allongée typique des agrégats (fig. 23). De plus, ces quartz corrodent les autres minéraux, notamment les plagioclases, dont on retrouve des reliques au sein du quartz. Il est toutefois difficile d'apprécier l'ampleur de cette corrosion.

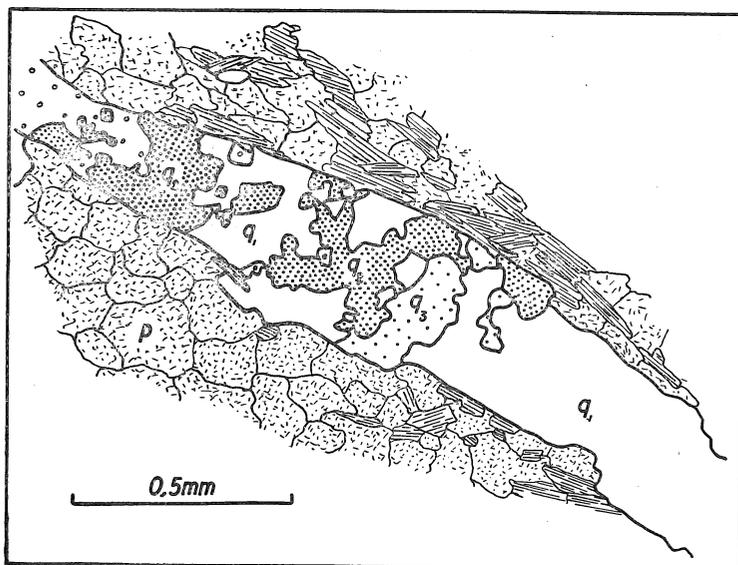


FIGURE 23

Gneiss « Chéserys ».

Quartz discordant, imbriqué et lamellaire : le quartz forme une longue bande constituée de 4 individus imbriqués dont la taille contraste avec celle des plagioclases granulés encaissants (*p*) mêlés de petites paillettes de biotite.

Les photos 16 et 17 représentent des aspects typiques de ces roches.

Le feldspath potassique, lorsqu'il existe, apparaît sous deux aspects :

a) D'une part, il forme des plages de grande taille, pouvant

atteindre 3 à 4 mm ou plus, de forme arrondie ou allongée en amande à la façon d'un œil. Ces plages sont isolées dans la roche et contournées de façon fluidale par les bandes de plagioclase granulé et de quartz discordant (photo 18); une telle disposition rappelle certaines structures de mylonitoschistes amygdalytiques (BELLÈRE, 1949, 1951). Ces yeux de feldspath potassique ne sont pas toujours monocristallins : ils sont constitués fréquemment d'une plage centrale unique, passant vers ses extrémités à une mosaïque de feldspath potassique de même structure et de même granularité que les mosaïques de plagioclase, et dont l'orientation optique moyenne correspond à celle du cristal principal (photo 19). Cette mosaïque peut également se présenter sous forme de bandes plus ou moins continues traversant obliquement la grande plage de feldspath potassique. De telles associations montrent qu'ici aussi, la mosaïque est le résultat de la granulation d'un grand feldspath préexistant ; contrairement à ce qui s'observe pour les plagioclases, cette granulation est rarement complète ; elle s'amorce généralement vers les extrémités des yeux et on peut observer tous les stades intermédiaires entre les amandes de feldspath potassique formées d'un seul cristal et les lentilles allongées complètement granulées. De plus, la granulation du feldspath potassique donne une mosaïque moins régulière que celle des plagioclases.

b) A côté de ces ensembles bien individualisés, le feldspath potassique se présente encore sous forme de plages généralement très petites, insérées entre les grains de plagioclase. Quant on passe du centre vers les bords d'une mosaïque de plagioclase, ce feldspath potassique intersticiel devient de plus en plus abondant. Dans certains cas, sur les bords des lentilles plagioclasiques, les petits grains de plagioclase sont complètement enrobés par le feldspath potassique on passe alors latéralement soit à une mosaïque ou à un œil de feldspath potassique, soit à une bande de quartz discordant, séparée de la mosaïque de plagioclase par une mince bande discontinue de feldspath potassique. On voit par conséquent que le feldspath potassique a subi, contemporanément ou postérieurement à sa granulation, une certaine remobilisation. Contrairement à ce qu'on a observé dans les gneiss « Lac Cornu », ce phénomène ne semble pas revêtir l'aspect d'une corrosion. De plus, il est limité à la formation de

plages intersticielles de petite taille ; celles-ci ne s'observent que dans les roches riches en feldspath potassique, mais n'y représentent qu'un très faible pourcentage de ce minéral ; les plagioclases ne renferment ni myrmékites, ni antiperthites, ni petites taches envahissantes de feldspath potassique, ni gouttes de quartz. L'occurrence du feldspath potassique est donc bien différente de celle qui caractérise les gneiss « Lac Cornu ».

Les minéraux accessoires ou accidentels sont les mêmes que ceux des gneiss « Lac Cornu » : grenat, zircon, apatite, pyrite, le cas échéant de l'amphibole, parfois un peu de disthène ou d'andalousite.

Il convient de signaler encore la présence, dans certaines roches, d'agrégats allongés de minéraux phylliteux en fines paillettes enchevêtrées. Dans certains cas, il semble qu'il s'agisse d'un déchiquetage de grands cristaux de muscovite préexistants, comme c'est le cas pour la biotite ; dans d'autres cas, ces amas représentent le résultat de la transformation de minéraux disparus, notamment de disthène, dont on retrouve parfois des reliques au sein de la masse phylliteuse. Celle-ci doit alors être composée de pyrophyllite (cf. analyse 9, page 100).

De cet ensemble d'observations, on peut tirer dès à présent les conclusions suivantes :

Les gneiss « Chéserys » ont comme substrat des roches cristallines qui ont été soumises à une déformation intime lors de la phase tectonique ancienne. Cette déformation a intéressé toute la masse rocheuse ; elle est accompagnée de la production d'une texture planaire et caractérisée :

1. par la granulation totale ou partielle des feldspaths,
2. par le morcellement et le déchiquetage des micas (biotite et muscovite),
3. par la cristallisation du quartz sous forme discordante imbriquée et lamellaire.

Cette déformation présente, on le voit, des points communs avec les processus mylonitiques.

D'autre part, le résultat de la granulation des feldspaths est une mosaïque de grains polyédriques directement soudés les uns aux autres (un peu comme les plages de quartz d'un quartzite) ;

cette soudure des grains implique par conséquent l'existence d'une néocrystallisation, peu importante mais indubitable, des feldspaths. Il en est de même pour la biotite. Il en résulte que le processus de déformation responsable de la structure particulière des roches en question ici a abouti à la restitution de la minéralogie primitive et se situe par conséquent à un niveau énergétique relativement profond, certainement mésozonal, et probablement mésozonal inférieur.

Avant d'aborder la question du substrat des gneiss « Chéserys », j'achèverai d'abord leur description, en examinant plus en détail les lentilles à grain fin qui y sont incluses.

Les lentilles à grain fin

Comme je l'ai dit dans la description générale, il s'agit de masses lenticulaires à grain très fin, de forme plus ou moins ellipsoïdales, allongées parallèlement à la schistosité, celle-ci étant déformée de façon à les contourner. Ces lentilles, de taille variable, sont concentrées dans certaines bandes de la série ; elles sont parfois disposées en chapelet, mais sont le plus souvent disséminées dans les gneiss. On les observe le mieux dans les roches moutonnées situées aux environs du Lac Blanc, notamment au N de l'exutoire du lac et aux environs du refuge.

L'aspect macroscopique de ces accidents est assez uniforme, mais leur examen microscopique permet d'y distinguer toute une gamme de variétés.

Un premier type, peu fréquent, est constitué de petites plages de quartz mêlées de paillettes de biotite de petite taille disposées entre les grains de quartz et allongées parallèlement ; il s'agit de quartzites micacés, mais dans lesquels la proportion de biotite peut parfois devenir très importante, jusqu'à dépasser celle du quartz.

Un deuxième type est constitué simplement par un gneiss « Chéserys » avec sa structure particulière telle qu'elle a été décrite ci-dessus, mais qui se distingue du gneiss encaissant par une granularité différente ou une composition un peu différente (plus riche en biotite, par exemple) : photo 20 à gauche.

Un troisième type, de teinte vert noirâtre foncé est constitué essentiellement d'amphibole. Il s'agit de hornblende verte plus ou moins actinolitique, en cristaux petits, enchevêtrés, montrant

le plus souvent une direction moyenne d'allongement. A certains endroits, des groupes de plages semblent montrer des orientations optiques voisines. Cet aspect, ainsi que l'enchevêtrement général font penser à un ensemble microgrenu résultant de la fracturation de plus grands cristaux ; mais il n'y a aucun argument indubitable en faveur de cette conclusion et celle-ci ne peut être avancée que comme une présomption. Ces roches à amphibole peuvent renfermer du plagioclase complètement transformé en une saussurite très riche en clinozoïzite.

Dans un autre type, assez rare, le centre des lentilles est formé de calcaire cristallin saccharoïde. Vers la périphérie, ce calcaire passe à une roche assez hétérogène, constituée en proportions variables de calcite, d'agrégats de trémolite ou d'actinote plus ou moins grenues, de prehnite, de diopside, et d'agrégats de séricite fine. Le diopside y est assez fortement corrodé et semble s'être transformé en une association de prehnite et d'actinote (ou de trémolite). On retrouve donc ici la destruction du diopside par une réaction du même type que celle qui a été rencontrée dans les gneiss de type « Lac Cornu ». Quant aux agrégats de séricite fine, on peut penser, par comparaison avec les lentilles du type suivant, qu'ils représentent des pseudomorphoses de plagioclases.

On rencontre enfin un dernier type, de loin de plus fréquent (photo 20 à droite). Il s'agit d'une roche à grain fin, généralement jaune verdâtre, formée de quartz abondant et de plagioclase complètement transformé en agrégats de muscovite non orientée, auxquels s'ajoutent du diopside et souvent du grenat ; ces roches sont d'ordinaire assez riches en petits grains de sphène (accessoirement : apatite et zircon). Ces minéraux apparaissent en proportions variables et leur répartition détermine le plus souvent un zonage parallèle à l'allongement des lentilles (c'est-à-dire au feuilletage des gneiss encaissants). Ces roches sont identiques à celles qui ont été décrites parmi les gneiss « Lac Cornu » sous le nom général de granulites. Comme pour celles-ci, le centre des lentilles est entouré d'une couronne réactionnelle dans laquelle le diopside fait place à de la hornblende plus ou moins actinolitique. Cette réaction a été discutée plus haut (pp. 32 et 39).

Le quartz de ces diverses roches disposées en lentilles se distingue de celui des gneiss « Chéserys » encaissants par ses

formes relativement isométriques. Néanmoins, les plages de quartz s'étendent parfois en bandes minces et ce minéral tend à prendre alors la structure discordante, lamellaire et imbriquée. Cette structure s'exprime de mieux en mieux quand on s'approche des bords des lentilles, pour passer au quartz discordant typique des gneiss encaissants.

De cet ensemble d'observation, on peut dès à présent tirer les conclusions suivantes :

On a vu, à la fin du paragraphe précédent, que les gneiss de type « Chéserys » représentent le résultat d'une déformation intime, répartie dans toute la masse, d'un substrat cristallin. Les lentilles à grain fin apparaissent comme des matériaux inclus primitivement en faible quantité dans la masse de ce substrat, et d'une nature différente de celle de cette masse. En raison de ce faible pourcentage et d'une compétence mécanique différente dans les conditions de la déformation, ces matériaux ne se sont pas prêtés à un mouvement aussi intime de leurs éléments, et se sont comportés de façon moins « plastique ». Ces considérations sont basées sur l'observation des affleurements : les lentilles y apparaissent à la façon de « noyaux de prunes » contournés par la schistosité du gneiss encaissant, incapables de se déformer comme eux, provoquant même à leur voisinage de petits chiffonnages disharmoniques de la schistosité.

Les roches qui constituent les lentilles n'ont cependant pas été complètement exemptes de déformations intimes, ainsi que le prouve l'existence en leur sein de quartz lamellaire et d'amphibole ou de biotite déchiquetée ; parfois même les lentilles sont formées simplement d'un gneiss « Chéserys » ordinaire, mais d'une composition un peu différente de celle de la masse encaissante. Mais cette déformation intime a surtout intéressé le pourtour des lentilles.

On a vu d'autre part que les plagioclases de ces roches ont été complètement muscovitisés, de la même façon que ceux des formations semblables rencontrées dans les gneiss « Lac Cornu ». Lorsque j'ai traité de ces derniers, j'ai indiqué que les observations faites à ce sujet dans les roches de type « Chéserys » conduisaient à assigner à cette muscovitisation un âge assez tardif. En effet, la muscovite secondaire prend ici naissance, sur les bords des lentil-

les, à partir de plagioclase granulé ; n'étant pas orientée, elle n'a pas été influencée par la déformation et lui est donc postérieure.

D'autre part la disposition des amphiboles dans les bordures réactionnelles en traînées de petits cristaux allongés parallèlement et plus ou moins enchevêtrés indique que ce minéral a été formé soit avant, soit pendant la déformation intime.

Le substrat

La détermination du substrat qui, par sa déformation régionale a donné naissance à l'ensemble des gneiss « Chéserys » se déduit de l'étude des relations spatiales de ces roches avec les gneiss de type « Lac Cornu », ainsi que de l'examen microscopique des termes de passage d'un type à l'autre.

Le simple examen de la carte permet déjà de se rendre compte que chaque type de gneiss n'occupe pas une aire bien circonscrite. Bien plus, il existe des zones où les deux types se mêlent : on voit apparaître dans les gneiss « Chéserys » des espèces de septa de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, formés par des bancs de gneiss de type « Lac Cornu » qui se prolongent en prenant la structure « Chéserys ». On peut en voir facilement un bel exemple sur la rive N du Lac Blanc inférieur. Inversement, dans les gneiss « Lac Cornu » le facies « Chéserys » apparaît parfois dans de petites zones allongées assez mal délimitées. Il en existe notamment divers exemples dans la haute vallée de Bérard.

La zone de passage d'un type à l'autre est marquée par une série de roches intermédiaires qu'il est très difficile ou même impossible, sur un simple examen à l'œil nu, de rattacher à un type ou à l'autre ; ces roches intermédiaires présentent des puissances très variables, allant de quelques dm à quelques centaines de m.

Leur examen microscopique montre, à partir du type « Lac Cornu », une série de modifications structurales. La première consiste en déformations des biotites, telles que pliures, torsions ou ruptures ; la biotite prend ainsi une granularité de plus en plus fine et les grandes plages bien uniformes d'un seul tenant sont peu à peu remplacées par des paquets de paillettes de plus en plus petites et enchevêtrées. En même temps apparaît une déformation du plagioclase qui consiste d'abord en une simple flexion des

macles polysynthétiques, mais qui passe rapidement à un morcellement des grands cristaux en fragements légèrement déviés les uns par rapport aux autres. Le plagioclase forme alors des groupes de plages de tailles irrégulières, généralement de l'ordre de 500 μ , d'orientation optique voisine et soudées les unes aux autres. Il s'agit par conséquent d'un processus de granulation grossière, décelable seulement dans les roches suffisamment grenues, et n'affectant que les cristaux de grande taille ; autrement dit, le résultat de la granulation consistant en fragments de l'ordre de 500 μ , les plagioclases originels qui n'excédaient pas cette dimension (en l'occurrence ceux des roches à grain fin) ne sont pas granulés. Chose remarquable, le feldspath potassique ne présente généralement pas de phénomène semblable ; il s'associe au plagioclase grossièrement granulé par l'intermédiaire des structures de corrosion qui ont été décrites dans les gneiss « Lac Cornu » : petites taches dans les plagioclases, contacts crénelés, tronçonnement des plagioclases qui se retrouvent dans le feldspath potassique sous forme de reliques en continuité optique avec un plagioclase voisin. Le feldspath potassique forme ainsi des plages qui, 6 ou 7 fois plus grandes que les fragments de plagioclase, ne montrent qu'occasionnellement des cassures de faible importance, et se sont développées par corrosion des groupes de plagioclases grossièrement granulés. Il en résulte que la cristallisation de ce feldspath potassique est postérieure à la granulation grossière du plagioclase.

Dans un stade plus poussé, on assiste à l'accentuation de ces phénomènes. Les grands cristaux de biotite disparaissent complètement et font place aux amas allongés des gneiss « Chéserys ». La granulation du plagioclase se généralise, se fait plus fine et plus régulière et donne lieu finalement aux mosaïques équi-granulaires caractéristiques des gneiss « Chéserys ». En même temps on voit disparaître les structures de corrosion des plagioclases par le feldspath potassique : on a vu que ces structures, de même d'ailleurs que les myrmékites, font totalement défaut dans les gneiss « Chéserys ». Le feldspath potassique prend peu à peu les allures œillées décrites à la page 84 et est affecté à son tour par le processus de granulation, mais de façon généralement moins régulière et moins complète que le plagioclase. Les grands feldspaths potassiques des gneiss « Chéserys » apparaissent donc

comme des porphyroclastes (photo 19). En même temps, les plages de quartz s'allongent pour prendre la structure lamellaire discordante typique.

La série des roches intermédiaires permet donc de constater un passage progressif des gneiss « Lac Cornu » aux gneiss « Chéserys », par modification de la structure des premiers, marquée par toutes les combinaisons possibles, et avec des intensités diverses, des processus de granulation. La transformation n'est pas strictement et régulièrement progressive : elle est plus ou moins marquée suivant les bancs. Une série de lames minces taillées dans une coupe de quelques mètres, par exemple, montre tantôt la structure des gneiss « Lac Cornu » à peu près intacte, tantôt celle des gneiss « Chéserys » assez bien exprimée (1).

On voit que les gneiss « Chéserys » ne sont autres que le produit d'une déformation tardive des gneiss « Lac Cornu » au cours de la phase tectonique ancienne.

D'une façon générale, ce sont les bancs les plus grenus qui se modifient le plus rapidement, mais cette règle n'est pas absolue : il existe notamment, dans la partie basse de la vallée de Bérard (au-dessus de la cascade de Bérard) une masse relativement puissante de gneiss œillé (gneiss d'homogénéisation), encaissée dans les gneiss « Chéserys » typiques, et dont une partie importante montre une structure comparable à celle des roches intermédiaires ; ceci peut s'expliquer par une répartition hétérogène des sollicitations, ou par le caractère homogène et massif de ce gneiss qui devait en faire une unité moins aisément déformable que les séries litées voisines.

Par conséquent la description, telle qu'elle vient d'être exposée, de la modification progressive de la structure doit être comprise comme la synthèse de multiples observations effectuées sur un nombre suffisant de coupes minces, prélevées dans tout le massif.

En présence de ces conclusions, il convient à présent de vérifier si les diverses roches rencontrées parmi l'ensemble des gneiss « Lac Cornu » se retrouvent sous le type « Chéserys ».

(1) Il existe par conséquent entre les gneiss « Lac Cornu » et les gneiss « Chéserys » une zone de transition parfois fort importante. Cette zone est figurée sur la carte par l'espacement progressif du pointillé en surcharge qui représente les gneiss « Chéserys ».

En premier lieu on a pu constater que ceux-ci montrent dans leur composition une gamme comparable à celle des gneiss « Lac Cornu » : gneiss riches ou pauvres en biotite, avec ou sans feldspath potassique, à gros yeux de feldspath potassique, à grenats, etc. (voir également la comparaison des analyses chimiques). La variété de la grosseur du grain des gneiss « Lac Cornu » transparait de même dans les gneiss « Chéserys » à travers la granularité fine de ces roches, où elle se traduit par une variété correspondante dans les dimensions des agrégats granulés.

Le rubanement des gneiss « Lac Cornu », pour autant qu'il ne soit pas trop fin, se retrouve lui aussi, plus ou moins estompé par la déformation intime. On reconnaît de même des bandes de gneiss leucogranitique (notamment entre les deux lacs les plus occidentaux du groupe des lacs des Chéserys), ainsi que des masses puissantes et relativement homogènes du type des gneiss d'homogénéisation du groupe « Lac Cornu » (une de ces masses occupe, par exemple, l'étendue de roches moutonnées qui s'élève immédiatement à l'W du Lac Blanc).

Enfin on retrouve les amphibolites, les calcaires et les granulites sous la forme de lentilles, préservées d'ailleurs de la déformation intime dans une mesure qui est fonction de leur nature : les granulites ont conservé leur structure originelle ; les amphibolites par contre semblent avoir enregistré au moins une partie de la déformation. De plus, la situation de ces roches dans les gneiss « Lac Cornu » comme des matériaux de rigidité élevée, isolés en faible quantité dans une masse plus plastique, permet (p. 112) d'expliquer la disposition en lentilles.

On se rappellera en outre :

- que les lentilles à diopside sont entourées d'une couronne de réaction à amphibole (cf. p. 87) comme c'est le cas dans la série « Lac Cornu » ;
- que les lentilles de même type sont le plus souvent condensées dans certains niveaux de la série.

Les gneiss « Lac Cornu » renferment encore de petits filons et amas pegmatitiques, parfois tourmalinifères, transverses à la stratification et considérés comme des produits de sécrétions latérales. Ces filons se retrouvent dans les gneiss « Chéserys », affectés par la déformation générale intime de ces roches : ils

sont le plus souvent étirés ou tronçonnés en écailles coincées entre les couches. Certaines parties de ces filons, nettement transverses, ont gardé leur disposition et leur forme extérieure, mais sont affectées d'une schistosité de même type que celle de la roche encaissante, parfois légèrement déviée par rapport à celle-ci. En coupes minces, ces filons présentent les mêmes structures de gneiss « Chéserys » que les roches voisines.

Un cas particulièrement démonstratif peut s'observer dans la région du Lac Cornu, à l'extrémité d'un petit lac (altitude 2243 m) situé à quelque 250 m au NW du Lac Cornu. A cet endroit les gneiss de type « Lac Cornu » (gneiss biotitiques lités à grenats abondants) renferment une de ces zones allongées à structure « Chéserys » dont j'ai parlé plus haut (p. 89). Ces roches sont coupées par un petit filon de pegmatite affecté lui aussi par cette structure. L'ensemble est représenté à la figure 24, dessinée

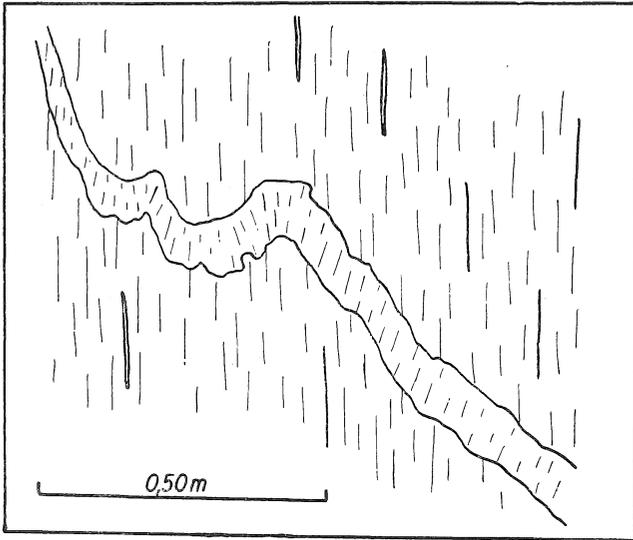


FIGURE 24

Filon de pegmatite tardif (du type de celui de la photo 12) repris, comme le gneiss encaissant, par la déformation intime tardive. Celle-ci a déterminé dans le filon une texture schisteuse, plus ou moins déviée par rapport à celle du gneiss ; cette déviation dépend de l'angle que fait le filon avec l'orientation du gneiss (« réfraction » de la schistosité). La roche du filon montre une structure intermédiaire : « Lac Cornu » — « Chéserys ».

Région du Lac Cornu. Dessiné d'après une photographie.

d'après une photographie. On voit que la schistosité dans le filon est déviée par rapport à celle du gneiss « Chéserys » encaissant, le sens et l'importance de cette déviation étant fonction de l'orientation du filon en chaque point.

Il résulte de tout ceci que les gneiss « Chéserys » comprennent tous les matériaux du groupe des gneiss « Lac Cornu », et ce, dans des proportions sensiblement comparables.

Par contre il existe parmi les gneiss « Chéserys » des roches à texture massive, non orientée, qui apparaissent comme des reliques épargnées par la déformation intime et dont on ne retrouve pas l'équivalent parmi les gneiss « Lac Cornu ».

Les roches à texture massive

Il s'agit donc de roches homogènes dépourvues d'orientation et présentant par conséquent une texture massive au même titre qu'une roche éruptive typique.

Elles ne représentent toutefois qu'une infime partie de l'ensemble, au point que je ne les ai rencontrées que trois fois.

1. De telles roches ont été reconnues notamment le long du sentier qui monte de Couteray (hameau situé au SW de Vallorcine) vers les chalets de Loria, dans la forêt, à l'altitude de 1420 m. Il s'agit d'un affleurement de peu d'étendue (une dizaine de m), dont les relations avec les roches voisines sont cachées sous les formations quaternaires.

La roche se présente macroscopiquement comme un granite à grain moyen, assez leucocrate, à texture grenue, massive, dépourvue d'orientation. Elle est formée essentiellement de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et de biotite. Le plagioclase y forme des ensembles de petits grains polyédriques d'un diamètre moyen de 100 μ , disposés en mosaïque. Il est fortement saussuritisé, de sorte que toute détermination de sa teneur en anorthite est impossible ; la saussurite renferme cependant une quantité notable de clinozoïzite, ce qui indique qu'il s'agit d'un plagioclase plus basique que les albites-oligoclases habituelles de la série. Les plagioclases montrent donc la même structure que ceux des gneiss « Chéserys », avec cette différence que les mosaïques n'affectent pas de formes allongées en petites lentilles parallèles. L'orientation optique moyenne de ces mosaïques est très bien

exprimée et dans une même plage de mosaïque, il est généralement possible de distinguer plusieurs groupes de cristaux possédant chacun son orientation moyenne propre.

Le feldspath potassique forme de grandes plages (jusque 3 à 4 mm) de formes irrégulières, d'un seul tenant, mais passant parfois sur leurs bords à une mosaïque de petits grains. Ces grandes plages ne présentent aucune forme ni orientation particulière ; elles sont entourées par le quartz et par les mosaïques de plagioclase. Celles-ci renferment, comme la chose a été signalée dans les gneiss « Chéserys », de petites plages de feldspath potassique intersticielles ; ce feldspath potassique est cantonné dans le voisinage immédiat des gros cristaux du même minéral, et devient rapidement très abondant au contact de ceux-ci, au point d'isoler complètement les grains de plagioclase ; quand on s'éloigne du gros feldspath potassique par contre, ces plages intersticielles disparaissent rapidement.

Le quartz apparaît en grands agrégats aux contours irréguliers, formés de grandes plages imbriquées. Eu égard à leurs grandes dimensions, ces quartz recourent les contacts des autres minéraux ; mais leur forme est quelconque et ils ne présentent pas d'allongement parallèle : ils se différencient donc en cela des quartz lamellaires typiques des gneiss « Chéserys ».

La biotite est en gros cristaux épais, qui montrent de nombreuses traces de déformations : cristaux pliés, tordus, cassés. Ils sont orientés en tous sens.

On voit que cette roche s'apparente à un granite par sa composition (cf. également l'analyse chimique 12 ci-après, p. 100) et par la disposition générale non orientée de ses minéraux. Elle en diffère par la structure intime des plagioclases ; entièrement granulés. Il s'agit donc d'une roche qui a subi jusqu'à un certain degré le processus de déformation intime qui caractérise toutes les formations que j'ai groupées sous le terme général de gneiss « Chéserys ». On peut se rendre compte qu'il en est bien ainsi par l'examen de l'affleurement où on voit la roche acquérir progressivement une texture glanduleuse de plus en plus marquée et passer, sur quelques mètres au maximum, à un gneiss « Chéserys » tout à fait courant, qui ne se distingue en rien des autres gneiss de la série. L'étude microscopique de cette transition montre que l'orientation qui prend naissance correspond à l'allongement

progressif des ensembles de plagioclases granulés, à la disposition parallèle de mieux en mieux marquée des feldspaths potassiques et à l'allongement des quartz qui prennent de la sorte la structure lamellaire typique. En même temps les biotites se déchiquettent de plus en plus et se transforment en paquets allongés de petites plaquettes enchevêtrées (fig. 22).

Ces observations confirment l'interprétation que j'ai donnée plus haut de la structure particulière des gneiss « Chéserys » en général, que j'ai considérés comme le résultat d'une déformation intime.

La masse homogène et massive apparaît donc au sein des gneiss « Chéserys » comme une relique, moins affectée par cette déformation intime ancienne.

D'autre part, le laminage de la roche s'est effectué sans modification de sa composition chimique, ainsi qu'on peut s'en rendre compte par la comparaison des deux analyses chimiques n° 12 (partie non laminée) et 13 (partie laminée) p. 100.

Les faibles différences de composition que l'on relève entre ces deux roches sont en effet de l'ordre de celles auxquelles on peut s'attendre du fait du manque d'homogénéité parfaite du matériau échantillonné.

2. Des roches du même type s'observent encore le long de la route à flanc de montagne qui mène de la station supérieure du funiculaire de Barberine au lac du même nom, à l'endroit où s'embranchent le sentier en lacets qui monte vers La Geulaz (cf., carte). Ce point est situé en territoire suisse, à proximité immédiate de la frontière et fournit de bons affleurements, suffisamment étendus. On peut y observer une roche granitique du type de celle qui vient d'être décrite; elle est toutefois un peu moins riche en biotite et les plagioclases y sont moins basiques (saussurite pauvre en clinozoïzite). La structure de la roche est la même. Elle renferme de plus en quantité notable des grenats de forme plus ou moins arrondie qui, en coupe mince, ne montrent aucune association ou particularité structurale remarquable. Cette roche passe latéralement de part et d'autre à un gneiss « Chéserys » de même composition, par orientation progressive de la masse en montrant les mêmes particularités structurales que dans le cas précédent (biotite de plus en plus déformée, allongement des quartz et des mosaïques de plagioclase). L'ensemble forme une

masse lenticulaire d'une centaine de m de large (1), bordée de part et d'autre par des gneiss « Lac Cornu » avec lesquels le contact est relativement brusque.

3. A ces deux points d'affleurement remarquables s'en ajoute un troisième, de moindre importance, situé dans les roches moutonnées, à quelques centaines de m au N du Lac Blanc (cf. carte). Il s'agit d'une lentille de 20 à 30 cm de large et de 1 m de long incluse dans les gneiss « Chéserys ». Le centre de cette lentille est constitué d'une roche homogène mésocrate, à grain moyen, à texture massive, non orientée. Cette roche est formée essentiellement de plagioclase, de quartz, de biotite et de trémolite. Le plagioclase apparaît en gros cristaux (jusque 2 à 3 mm), non granulés. La biotite forme de gros cristaux épais, rarement déformés. La roche renferme de plus des paquets de trémolite plus ou moins fibreuse, à contours généralement bien circonscrits, à laquelle s'associe un peu de calcite et de biotite en taches floues : il s'agit manifestement du résultat de la transformation d'un minéral ferro-magnésien complètement disparu (pyroxène ou amphibole).

Eu égard à sa composition, cette roche ne peut plus comme les précédentes être qualifiée de granitique ou granitoïde. C'est ce que confirme l'analyse chimique :

Analyse 14. — Tonalite ancienne (contaminée ?).

SiO ₂	59,17	
TiO ₂	0,95	si = 186
Al ₂ O ₃	15,89	ti = 2,3
Fe ₂ O ₃	1,01	al = 29,6
FeO	6,33	fm = 44,4
MnO	0,10	c = 14,3
MgO	5,33	alk = 11,7
CaO	4,25	k = 0,42
Na ₂ O	2,24	mg = 0,57
K ₂ O	2,42	c/fm = 0,32
H ₂ O+	2,55	
H ₂ O—	0,21	

100,45

(1) Sur la feuille de Finhaud (édition 1951) de la carte géologique de la Suisse, cette roche a été représentée à tort comme une apophyse du granite de Vallorcine.

Quand on passe vers les bords de la masse lenticulaire, on voit apparaître dans la roche une orientation de plus en plus marquée : les plagioclases se transforment en masses granulées allongées parallèlement, le quartz prend la structure discordante lamellaire, la biotite se brise et forme des paquets allongés de petits cristaux enchevêtrés ; enfin la trémolite disparaît et fait place à du grenat. La roche passe ainsi à un gneiss « Chéserys » de type courant.

On voit donc qu'il existe au sein des gneiss « Chéserys » des parties à texture massive, inconnues dans le groupe des gneiss « Lac Cornu », mais qui — j'insiste encore sur ce point — sont extrêmement rares.

On se rappellera cependant que les gneiss leucogranitiques du type « Lac Cornu », montrent, très localement, un début de granitisation par ultramétamorphisme, qui se traduit par une tendance à l'isotropie de la structure, et, dans un cas, par une mobilité qui est celle d'un magma. Il semble donc légitime de rapporter à la même genèse les roches granitiques massives rencontrées dans les gneiss « Chéserys » à Couteray et à La Geulaz (chemin du lac de Barberine). L'hypothèse de granites magmatiques purs et simples pour ces formations est d'ailleurs d'autant moins plausible que la roche de La Geulaz renferme une quantité appréciable de grenat. D'autre part, si on se réfère à la description que j'ai donnée (pp. 57-58) de la masse de gneiss leucogranitique qui montre localement la mobilité « magmatique » à laquelle je viens de faire allusion, on se souviendra que cette masse montre dans certaines de ses parties la structure « Chéserys », dans d'autres la structure « Lac Cornu ».

Quant au troisième cas de roche massive rencontrée dans les gneiss « Chéserys » au N du Lac Blanc, il se rapporte à une lentille de faible volume et de composition nettement différente (cf. analyse n° 14, p. 97) et tout porte à croire qu'il s'agit ici effectivement d'une relique d'un filon ancien à caractère tonalitique vraisemblablement contaminé, mis en place à une époque difficile à préciser, certainement antérieure à la déformation de type « Chéserys » et peut être même antérieure à la phase majeure du métamorphisme régional.

Le chimisme des gneiss « Chéserys »

Je compléterai la description des gneiss « Chéserys » par quelques analyses chimiques d'échantillons typiques, prélevés

dans des roches à quartz-feldspaths-micas et autant que possible exemptes de chlorite.

Analyse 9. — Rive E du Lac Blanc ; près de l'exutoire du lac ; gneiss « Chéserys » riche en biotite, sans feldspath potassique, formé de lentilles assez bien différenciées de plagioclase granulé, de biotite déchiquetée, de quartz imbriqué, discordant et linéolé. Grenat assez abondant. Quelques paquets de phyllites (pyrophyllite ? voir ci-après) feutrées, formés aux dépens de disthène, dont ils contiennent des résidus.

Analyse 10. — Flanc S de l'Aiguille de Mesure (région du Col d'Encrena 2579 m). Gneiss « Chéserys » typique à feldspath potassique. Roche formée essentiellement de plagioclase granulé, de biotite plus ou moins déchiquetée, de quartz discordant et de

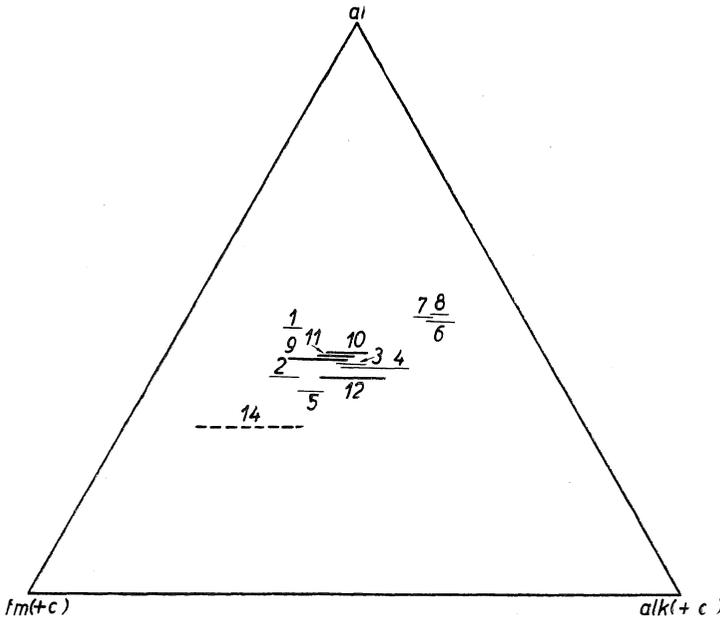


FIGURE 25

Chimisme des gneiss « Chéserys ».

- 1-2-3-4-5-6-7-8. gneiss « Lac Cornu » (cf. fig. 15).
- 9. gneiss « Chéserys » biotitique (Lac Blanc).
- 10. gneiss « Chéserys » à feldspath potassique (Mesure).
- 11. gneiss « Chéserys » à feldspath potassique (gneiss d'homogénéisation) (Lac Blanc).
- 12. roche granitique massive (Couteray).
- 14. tonalite ancienne (Lac Blanc).

nombreux feldspaths potassiques apparaissant sous forme de porphyroclastes œillés, partiellement granulés.

Analyse 11. — Roches moutonnées à l'W du Lac Blanc. *Gneiss « Chéserys » à feldspath potassique*, de même type que le précédent, mais à feldspath potassique moins abondant. Cette roche appartient à une masse de gneiss d'homogénéisation.

Analyse 12. — Sentier de Couteray vers les chalets de Loria, 1420 m. *Roche granitique massive* décrite ci-dessus (pp. 94-96), passant latéralement à :

Analyse 13. — Même endroit ; *gneiss « Chéserys » de même composition.*

Les analyses chimiques de ces roches ont donné les résultats suivants :

	9	10	11	12	13
SiO ₂	62,63	67,42	67,21	66,49	66,06
TiO ₂	1,15	0,91	1,02	1,14	0,84
Al ₂ O ₃	17,08	15,51	15,22	15,32	15,62
Fe ₂ O ₃	1,14	0,17	0,58	0,87	0,84
FeO	5,73	3,61	4,17	3,77	3,46
MnO	0,11	0,02	0,07	0,04	0,06
MgO	1,39	1,96	1,73	1,62	1,50
CaO	1,87	2,53	1,02	2,44	2,34
Na ₂ O	2,93	3,12	3,00	3,14	3,82
K ₂ O	2,86	3,57	3,60	4,44	4,14
H ₂ O+	2,77	1,48	2,48	1,43	1,19
H ₂ O—	0,11	0,02	0,05	0,07	0,09
	99,77	100,32	100,15	100,77	99,96
si	257	307	311	283	278
ti	3,5	3	3,3	3,6	2,5
al	41	41,5	41,3	38,3	38,7
fm	31,8	27,4	30	26	24,2
c	8,3	7,4	5	11	10,6
alk	18,9	24	23,7	24,7	26,5
k	0,39	0,43	0,44	0,48	0,42
mg	0,27	0,48	0,40	0,39	0,39
c/fm	0,26	0,27	0,17	0,42	0,44

9. Gneiss « Chéserys » biotitique (Lac Blanc).

10. Gneiss « Chéserys » à feldspath potassique (Mesure).

11. Gneiss « Chéserys » à feldspath potassique (gneiss d'homogénéisation) (Lac Blanc).

12. Roche granitique massive (Couteray).

13. Même roche, gneissique.

J'ai reporté graphiquement sur le même diagramme (fig. 25) ces résultats et ceux des analyses des gneiss « Lac Cornu » (1). L'examen de ce diagramme montre que les analyses chimiques confirment les résultats tirés de l'observation des roches; en effet :

- le domaine des compositions chimiques des gneiss « Chéserys » n'est pas distinct de celui des gneiss « Lac Cornu »;
- la roche granitique massive n° 12 (respectivement n° 13) a une composition voisine de celle des gneiss d'homogénéisation nos 4, 5 et 11;
- la roche n° 14, considérée comme une relique d'un ancien filon, s'écarte nettement du domaine de composition des autres roches.

Signalons incidemment que l'analyse n° 9 permet une remarque intéressante. En effet on vient de voir qu'elle se rapporte à une roche qui renferme un peu de disthène fortement transformé en agrégats phylliteux. Le calcul de la composition minéralogique à partir des résultats de l'analyse fait apparaître un notable excès d'alumine que l'on peut bloquer sous forme de disthène (composition *a* ci-dessous); mais une proportion de 8,9 % de disthène ne correspond pas à la proportion observée au microscope; on en conclut que les agrégats phylliteux en lesquels le disthène s'est transformé, sont constitués de pyrophyllite et non de séricite (*b* ci-dessous) :

(a)		(b)	
albite	27,5 %	albite	27,5 %
anorthite	3	anorthite	3
biotite	17,9	biotite	17,9
muscovite	8,8	muscovite	8,8
grossulaire	3,7	grossulaire	3,7
disthène	8,9	pyrophyllite	17,7
ilménite	1,2	ilménite	1,2
rutile	0,4	rutile	0,4
quartz	28,6	quartz	19,8
100		100	

(1) Pour le mode de représentation graphique : cf. p. 68.

La composition réelle de la roche doit donc être intermédiaire entre (a) et (b).

Il faut remarquer d'ailleurs que la composition chimique de cette roche n'est pas très différente de celle d'un gneiss granitique situé un peu plus à l'W (analyse 11, p. 100). La différence de minéralogie provient apparemment du fait que, sur un diagramme al-fm-alk, les deux points figuratifs de ces roches sont situés de part et d'autre de la droite qui joint les points figuratifs de la biotite et de la muscovite.

Le processus de la déformation

Il n'est pas sans intérêt de réexaminer et de préciser quelque peu le processus de la déformation qui a conféré aux gneiss « Chéserys » leur structure particulière.

On a vu que cette déformation, à caractère *régional*, s'étend pratiquement à toute la gamme des schistes cristallins qu'elle affecte d'une façon homogène dans toutes leurs parties; elle est postérieure à la cristallisation de la biotite et des feldspaths qu'elle granule et à la mise en place des petits filons de pegmatite, eux-mêmes postérieurs à la structure des gneiss « Lac Cornu ». La déformation des gneiss « Chéserys » est donc tardive et s'est adressée à des roches qui étaient déjà des schistes cristallins de type « Lac Cornu ». Il n'y a pas lieu toutefois de la rattacher à un cycle géologique distinct de celui qui est responsable de la genèse des gneiss « Lac Cornu », mais simplement à une manifestation tardive de ce cycle; en effet, cette déformation tardive s'est passée dans un niveau profond correspondant ou légèrement supérieur à celui du métamorphisme des gneiss « Lac Cornu » et la texture schisteuse qu'elle a produite coïncide toujours avec la schistosité préexistante du gneiss « Lac Cornu »; on passe d'ailleurs insensiblement d'un type à l'autre dans des zones où ces deux types se mélangent.

Comme on l'a vu, la granulation consiste en la transformation d'une plage unique de plagioclase (éventuellement de feldspath potassique) en un agrégat formé d'une mosaïque de grains polyédriques de taille uniforme et d'orientations optiques voisines. Cette transformation s'effectue même en l'absence de tout changement apparent de forme extérieure de la roche, puisqu'on

la constate dans des facies à texture massive. Le processus de la granulation est donc assez mystérieux et je ne ferai pas d'hypothèse à son sujet.

La structure des gneiss « Lac Cornu » témoigne d'une mobilité chimique interne élevée de ces roches au cours de leur métamorphisme. Cette mobilité s'est encore manifestée, mais à un degré beaucoup moindre, au cours du passage du type « Lac Cornu » au type « Chéserys ». Elle se décèle :

— d'une part dans la recristallisation du feldspath potassique en minuscules plages interstitielles entre les grains des mosaïques de plagioclase et en plages plus grandes allongées sur les bords des lamelles de quartz.

— d'autre part dans la concentration du quartz en longues lamelles régulières discordantes à structure imbriquée. On remarque déjà dans les gneiss « Lac Cornu » une tendance à cette disposition, qui s'exprime ici de façon intense et spectaculaire, au point que souvent la quasi totalité du quartz de la roche apparaît sous cette forme. Ces agrégats de quartz se sont développés au cours de la déformation en s'allongeant parallèlement à la texture générale. Ce développement ne s'est pas effectué par écartement des feuillets, mais par remplacement — ou si on préfère par métasomatose — des autres minéraux, dont on retrouve souvent des reliques au sein du quartz ; il est cependant malaisé de se faire une idée de l'importance de cette métasomatose. Les éléments remplacés ont migré à leur tour pour venir se fixer à d'autres endroits de la roche, dont ces processus, on l'a vu, n'ont pas altéré la composition (voir notamment les analyses 10 et 11) (p. 100).

En conclusion, *on constate donc au cours du passage du type « Lac Cornu » au type « Chéserys » l'existence d'une certaine mobilité interne, faible pour le plagioclase, un peu plus marquée pour le feldspath potassique et plus importante encore pour le quartz.*

La phase ultime du métamorphisme

a) *La muscovite*

Tant dans l'étude des gneiss « Lac Cornu » que dans celle des gneiss « Chéserys », j'ai fait peu mention jusqu'ici de la muscovite et de son comportement, me réservant d'en parler plus spéciale-

ment dans ce paragraphe. Ce minéral apparaît en effet sous deux aspects, relatifs à des genèses différentes.

En premier lieu, la muscovite existe indubitablement dans les roches du massif au même titre que la biotite, comme élément primaire : dans les gneiss « Lac Cornu », elle se présente de la même façon que la biotite, c'est-à-dire en cristaux bien formés de forme allongée, parallèles à la schistosité, mais en quantité généralement moindre. Dans les gneiss « Chéserys » cette muscovite a donné lieu aux mêmes processus de morcellement que la biotite, à cette différence près que le déchiquetage est plus poussé : la muscovite s'est transformée le plus souvent en paquets sériciteux assez finement feutrés.

Mais ce n'est pas la seule occurrence de la muscovite. On observe en effet des lamelles de muscovite d'un autre type, particulièrement développées dans les gneiss riches en feldspath potassique, et ce tant dans les types « Lac Cornu » que dans les types « Chéserys ». Ce sont des cristaux généralement bien individualisés, de taille variable, parfois assez grande (jusque 1,5 mm) et disposés en tous sens, autrement dit sans relation avec la direction de la schistosité. Ces cristaux montrent parfois dans les gneiss « Chéserys » de légères déformations. Lorsqu'ils sont suffisamment développés, ils ont l'aspect envahissant de porphyroblastes, enrobant parfois dans leur croissance certains éléments de la roche. Lorsque ces grandes muscovites sont en contact avec du feldspath elles se prolongent fréquemment dans ce minéral en formant avec lui des associations symplectitiques dans lesquelles la muscovite et le feldspath sont respectivement en continuité optique avec le minéral adjacent de même nature. Les grands cristaux de muscovite se prolongent également dans les quartz, en houppes formées de longues plaquettes très effilées.

On observe également, associées au feldspath potassique, des plaquettes de muscovite, de plus petite taille (généralement de l'ordre de 100 μ et de forme trapue), localisées le plus souvent le long de cassures à l'intérieur du feldspath. Une telle occurrence de la muscovite est bien connue et indique une formation secondaire au détriment du feldspath potassique. Il semble que les porphyroblastes dont il vient d'être question, bien que ne se présentant pas strictement en substitution au feldspath potassique, soient contemporains et liés à la genèse de cette muscovite

secondaire. Ils apparaissent en effet dans les coupes minces où cette muscovite secondaire est relativement la plus abondante ; on vient de voir qu'ils se prolongent par des symplectites dans les feldspaths, ce qui indique qu'ils se sont au moins accrus au détriment de ce minéral. De plus, la genèse des phénocristaux et celle des petites paillettes incluses dans les feldspaths potassiques se situent toutes deux dans le temps de la même façon : elles représentent un stade très tardif par rapport à la déformation. La disposition transverse des phénocristaux par rapport à la schistosité montre qu'ils se sont développés après la cessation des mouvements intimes responsables de cette schistosité ; en effet les phénocristaux ne montrent aucune trace de rotation, mais ont été surimposés aux structures préexistantes. Même dans les gneiss « Chéserys » où, on l'a vu, la déformation a été très tardive, les phénocristaux de muscovite sont souvent peu ou pas du tout déformés. On observe d'ailleurs dans les feldspaths potassiques de certain gneiss « Chéserys » l'apparition de muscovite en petites plaquettes qui passent à des cristaux de plus grande taille, à tendance porphyroblastique, non déformés et implantés sur les ensembles de feldspath potassique granulés (fig. 26).

Ces derniers cas permettent donc de conclure à une formation tardive de muscovite, en partie au moins secondaire, postérieure à la cristallisation des autres minéraux et aux déformations. Cette muscovite témoigne du stade ultime des processus métamorphiques anciens. Ce stade ultime est d'ailleurs loin de présenter une ampleur considérable. La transformation de feldspath potassique en muscovite implique :

a) un enrichissement en alumine par rapport à la potasse qui dans le cas présent semble s'être réalisé par simple départ de potasse, soit vers l'extérieur de la roche, soit vers la muscovite en voie de formation à partir des silicates d'alumine (sillimanite, andalousite, disthène).

b) une intervention d'eau, dont on peut voir l'origine dans l'eau libérée à la fin des processus d'anatexie naissante qui ont été discutés plus haut (pp. 72 à 78).

Enfin, il semble, sans que la chose puisse être démontrée, que c'est à cette même phase ultime que doit être rattachée la muscovitisation des plagioclases dans les granulites à diopside.

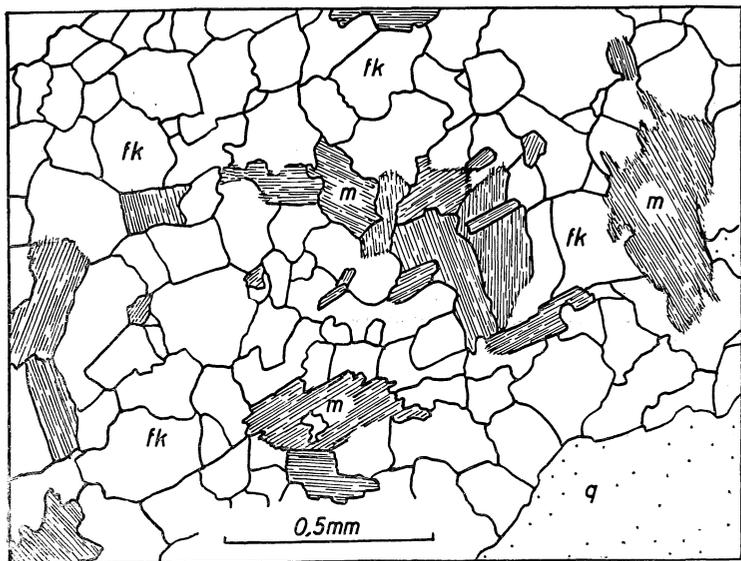


FIGURE 26

Gneiss « Chéserys ».

Muscovite secondaire (*m*) prenant naissance en plages de taille relativement grande dans un ensemble de feldspath potassique (*fk*) granulé.

Remarquer la granulation assez irrégulière du feldspath potassique par comparaison avec celle du plagioclase (photo 16).

b) *L'albite*

Ce minéral apparaît également comme formé en faible quantité aux dépens du feldspath potassique, au cours des phases ultimes des phénomènes anciens.

Dans les gneiss « Lac Cornu », il constitue parfois de grandes perthites flammées dans le feldspath potassique. Dans les gneiss de type intermédiaire, l'albite est parfois relativement abondante et se développe en substitution au feldspath potassique le long des fractures de ce minéral. Dans les gneiss « Chéserys », elle se localise çà et là en minces filets discontinus entre les grains de feldspath potassique granulé. Cette albite intersticielle n'existe pas partout, loin de là ; elle ne constitue donc pas un ciment qui aurait relié les fragments de feldspath potassique lors de la granulation de ce minéral : elle est postérieure à la granulation et correspond donc bien, au même titre que la muscovite secondaire, à un stade très tardif de l'activité ancienne.

Comme c'était le cas pour le muscovite secondaire, ces phénomènes d'albitisation sont loin de présenter une ampleur considérable ; dans la plupart des coupes minces, on ne les décèle pas ou à peine. Il n'y a donc pas lieu pour les expliquer de faire appel à une « phase d'albitisation » impliquant l'envahissement du massif par des apports sodiques extérieurs, mais simplement aux processus de démixtion des feldspaths alcalins, dont j'ai parlé antérieurement (cf. p. 78).

CHAPITRE IV LA TECTONIQUE ANCIENNE

Introduction

Dans la majeure partie de la région étudiée les roches présentent une grande uniformité d'allure ; les couches sont partout verticales ou fortement redressées et de direction sensiblement N-S. Comme on l'a vu, cette disposition des couches est en même temps celle de la schistosité. Si on voit les choses de plus près, les couches n'occupent pas partout une position strictement N-S. La carte montre en effet une disposition générale en éventail (il s'agit bien entendu d'un éventail en plan) autour du méridien du Lac Cornu. Vers l'W les bancs se dirigent de plus en plus vers l'W pour finalement dessiner un anticlinal à ennoyage N dans la zone Aiguillette du Brévent-Pormenaz ; cette partie sera examinée ci-après. A l'E du méridien du Lac Cornu, la direction varie progressivement jusqu'à des valeurs de 10 à 15° E (voir la carte). Si on prolonge cette dernière direction vers le N, en territoire suisse, on voit les couches s'infléchir et reprendre l'orientation N-S.

Pas plus dans le présent chapitre que dans celui qui sera consacré aux tectoniques jeunes, il ne sera question d'« efforts », de « poussées » tectoniques ou d'autres termes analogues. De tels concepts, relatifs à la dynamique de la tectonique, échappent complètement à l'observation du géologue. Il convient par conséquent de se limiter à l'aspect cinématique des phénomènes, sans oublier d'ailleurs que dans la plupart des cas, seul le stade final de la déformation nous est accessible.

Selon l'ordre de grandeur des unités minérales mises en jeu, j'ai été amené à distinguer dans la déformation, plusieurs plans, ou si on préfère, plusieurs échelles de grandeur que je dénommerai :

- a) la déformation intime, qui se joue à l'échelle microscopique, les unités intéressées étant les minéraux eux-mêmes ;
- b) la déformation macroscopique, qui intéresse des ensembles minéraux plus importants, représentés par des couches ou des paquets de couches de l'ordre par exemple du dm ou du m ; c'est celle que l'on peut observer directement sur les affleurements ;

c) la déformation régionale, qui conditionne les relations de masses rocheuses de grande dimension et, partant, l'architecture d'ensemble du massif; l'unité géologique intéressée serait, pour fixer les idées, de l'ordre de la centaine de m ou du km.

Bien entendu, ces divers aspects datent de la phase tectonique ancienne, et sont sous la dépendance d'un phénomène déformatif d'ordre plus général.

D'autre part, la déformation ne se présente pas toujours avec les mêmes caractères. A chacune de ces échelles d'observation, on peut distinguer d'une part une déformation *plastique* qui s'opère de façon à maintenir constamment la continuité des unités envisagées, d'autre part une déformation *rupturelle* dans laquelle cette continuité est détruite. Comme on le verra, l'apparition d'un type ou de l'autre est déterminée, à une échelle donnée, par la nature du matériau affecté et par l'époque relative de la déformation.

Pour des raisons de facilité de l'exposé, je prendrai d'abord en considération la déformation macroscopique. J'envisagerai ensuite la déformation intime. J'essaierai enfin, à l'échelle régionale, de préciser le style d'ensemble de la déformation.

La déformation macroscopique

a) *Les déformations plastiques*

Elles se rencontrent dans toutes les roches du massif. Elles consistent en petits plis et plissotements, de style à peu près isoclinal, parfois très serrés : dans un cas extrême j'ai pu compter dans un banc calcaire jusqu'à 40 petites charnières sur une longueur de 15 cm mesurée perpendiculairement aux plans axiaux. Ces plis affectent aussi bien les gneiss « Chéserys » que les gneiss « Lac Cornu ». Comme je l'ai dit au chapitre I, il n'est possible de les déceler et à plus forte raison de les étudier en détail que sur des affleurements particulièrement favorables. Moyennant cette condition, les plissotements se rencontrent de façon relativement fréquente dans tout le massif. Ces déformations ne se présentent jamais de façon anarchique, mais montrent toujours un style bien défini, correspondant à la règle énoncée au début de ce mémoire (cf. p. 15) : photos 14 et 21.

Les plis et plissements qu'on observe le plus souvent peuvent se caractériser par le fait qu'ils déterminent des flancs intermédiaires de petites dimensions (20 ou 30 cm au maximum, en règle générale), qu'ils ne sont pas toujours strictement isoclinaux, et qu'ils déforment la schistosité : le feuilletage de la roche tourne en épousant l'allure des plis ; de tels plis sont par conséquent postérieurs à la texture schisteuse et je les appellerai « plis postschisteux ».

L'observation détaillée de certains affleurements montre qu'il existe un autre type de plis, presque toujours parfaitement isoclinaux et en général beaucoup plus étirés : par exemple, pour une couche de 3 ou 4 cm de puissance, la distance a (fig. 27) peut atteindre 3 ou 4 m. De plus ils ne déforment pas la schistosité, celle-ci restant parallèle à elle-même dans les charnières. Ces plis sont donc nécessairement contemporains de la schistosité ; je les appellerai « plis synschisteux ». Eu égard à leur étirement

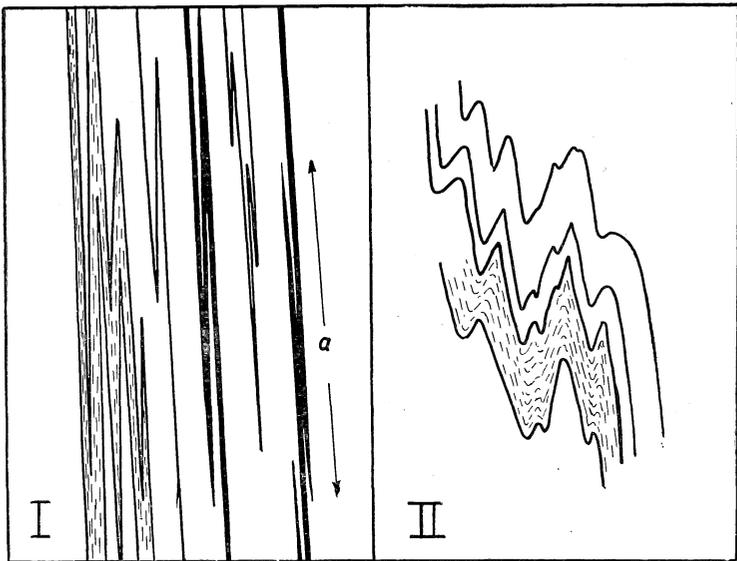


FIGURE 27

I. Plis synschisteux, strictement isoclinaux, à charnières très étirées. La schistosité est parallèle aux plans axiaux (et par conséquent à la stratification). Ces plis sont la plupart du temps invisibles sur les affleurements.

II. Plis postschisteux, moins strictement isoclinaux, généralement observables. La schistosité est déformée en même temps que la stratification.

extrême et au parallélisme de leurs flancs, ces plis sont en général invisibles ; je n'ai pu les déceler de façon indubitable que dans des roches nettement rubanées et sur des affleurements exceptionnels parfaitement décapés sur une grande surface : lits de torrents ou rochers très récemment abandonnés par les glaciers. La comparaison de ces affleurements avec ceux qui se rencontrent habituellement montre que de telles déformations doivent exister partout mais échappent la plupart du temps à l'observation.

Le croquis schématique de la figure 27 et les photographies 22 et 23 donnent une idée de la différence d'aspect des deux types de plis.

Ces différences de structure et particulièrement la disposition de la schistosité montrent que les deux types de plis doivent leur genèse à des processus mécaniques différents : les plis synschisteux se sont formés par glissement des feuillet les uns sur les autres, tandis que les plis postschisteux sont dûs à une déformation des feuillet. Ils correspondent respectivement aux « Scherfalten » et aux « Biegefalten » de Sander (SANDER, 1950).

En raison de ces différences et du fait qu'ils intéressent les mêmes roches, les deux genres de plis ne peuvent être contemporains : les plis postschisteux se sont formés à une époque légèrement plus jeune dans l'histoire du massif. Les deux types voisinent dans les affleurements. On verra ci-après que les plis postschisteux correspondent à une diminution de la plasticité des roches et impliquent des déformations beaucoup moins importantes que les plis synschisteux. Il existe d'ailleurs des plissotements de type intermédiaire dans les charnières desquels la schistosité, tout en restant parallèle à elle-même, est cependant moins parfaite ; on s'en rend compte notamment en observant, au besoin par les méthodes de la « pétrofabric », l'orientation générale des micas dans les coupes minces taillées perpendiculairement à l'axe dans les charnières de tels plissotements.

Ces plis et plissotements ne sont pas répartis d'une façon homogène dans tout le massif ; en règle générale, ils sont en relation avec la nature des roches (voir ci-après : « le caractère différentiel de la déformation » p. 119). D'autre part, en n'envisageant qu'un type de gneiss déterminé, ils sont plus ou moins abondants selon les endroits. On verra que leur fréquence semble caractériser le voisinage des surfaces axiales d'ordre supérieur.

b) *Les déformations rupturales*

Elles consistent en un boudinage typique qui affecte certains bancs particuliers isolés au sein de la masse des gneiss et mica-schistes. Ces bancs particuliers sont essentiellement les amphibolites et accessoirement les granulites, ainsi que certains gneiss leucogranitiques riches en quartz (photo 24).

La déformation par boudinage consiste, on le sait, en une série de strictions locales d'un banc qui prend ainsi un aspect rappelant celui de boudins. Dans les amphibolites, ce processus est presque toujours intensifié au point que les boudins sont séparés les uns des autres et que la couche n'existe plus que sous la forme de lentilles alignées en chapelets ; ces lentilles présentent des dimensions allant de quelques dm à quelques m, et peuvent même atteindre, dans le cas de couches puissantes, quelques dizaines de m. Elles présentent souvent à leurs extrémités des incurvations du rubanement de l'amphibolite, correspondant typiquement aux allures décrites et dessinées par E. Wegmann dans sa « Note sur le boudinage » (WEGMANN, 1932) : photo 25.

Il s'agit donc bien d'une déformation rupturale qui consiste dans le tronçonnement de masses mécaniquement résistantes incluses dans un ensemble plus plastique. Les fragments ainsi déterminés ont d'ailleurs pu subir, postérieurement à leur tronçonnement, mais au cours du même processus déformatif, certains déplacements au cours desquels chaque lentille s'est transportée en bloc au sein d'une masse qui fluait en même temps de façon plastique (photo 25). Ce phénomène est particulièrement bien exprimé pour certaines lentilles amphibolitiques, au voisinage desquelles les gneiss argileux dessinent de multiples petits chiffonnages, disharmoniques par rapport au style d'ensemble du plissement. De tels processus de déformation ne sont d'ailleurs nullement caractéristiques de niveaux profonds. Ils sont le résultat de la déformation d'un ensemble hétérogène formé de noyaux durs enrobés dans une masse dont le comportement est plus plastique eu égard aux conditions régionales ; ils se transposent par conséquent dans n'importe quel niveau énergétique de l'écorce terrestre.

D'autre part, on remarque parfois à l'intérieur des lentilles basiques des plis soulignés par le rubanement ou le feuilletage

de l'amphibolite. Ces plis s'arrêtent au contact de la bordure de la lentille où ils sont coupés par la schistosité et les rubanements continus du gneiss argileux encaissant. La photo 26 donne une idée de cette disposition. Il en résulte que les amphibolites ont subi, préalablement à leur tronçonnement, une déformation de style plastique, au même titre que les gneiss ou micaschistes voisins. A un moment donné, cette déformation plastique a fait place dans l'amphibolite à une déformation rupturale, tandis qu'elle perdurait dans les gneiss adjacents.

Enfin, remarquons que les processus de déformation rupturale que constituent le boudinage et son exagération se sont opérés avec une tendance à la production de vides, notamment entre les boudins (ou lentilles) séparés les uns des autres. On conçoit donc parfaitement que c'est dans des roches affectées de telles déformations que se rencontrent en plus grande abondance les pegmatites en petits filons ou amas que je l'ai signalé précédemment (p. 61 ; photo 13). L'examen des déformations nous met donc en mesure de préciser quelque peu les conditions de formation de ces pegmatites : j'ai montré en effet qu'elles étaient postérieures à la phase de déformation plastique des roches dans lesquelles elles se trouvent. Cette phase de déformation plastique ayant pris fin à des moments différents selon la nature des roches, il s'ensuit que les pegmatites en question ne sont pas toutes strictement contemporaines.

L'élongation

Les roches du massif montrent presque toujours des élongations considérables que l'on peut déceler par diverses observations.

Une preuve en est donnée par le phénomène de boudinage et son exagération, qui amène la transformation d'un banc primitivement continu en une série de lentilles écartées les unes des autres ; les gneiss qui encaissent ces lentilles, par contre, ont conservé leur continuité et ont nécessairement dû s'allonger en conséquence. Cette élongation générale se marque d'ailleurs dans les lentilles elles-mêmes dont les parties extérieures sont plus longues et légèrement incurvées (WEGMANN, 1932) : photo 25.

Un autre cas démonstratif est celui des niveaux calcaires isolés dans les gneiss et micaschistes et constitués eux aussi de lentilles séparées les unes des autres. Dans la plupart des cas il

n'est pas possible de mettre en doute la continuité originelle de ces formations qui montrent dans le détail une stratification fine et régulière. Leur disposition en lentilles alignées le long d'un horizon stratigraphique résulte donc des déformations tectoniques. Il est difficile de dire s'il s'agit ici aussi du résultat d'un processus de boudinage exagéré ou d'un étirement plastique poussé à l'extrême.

L'allongement général des roches apparaît enfin dans les charnières très effilées des plis synschisteux et, dans certains cas, dans les flancs de ces plis où les couches peuvent être interrompues par amincissement progressif, donnant même lieu parfois à des formes en pli-faille (fig. 28).

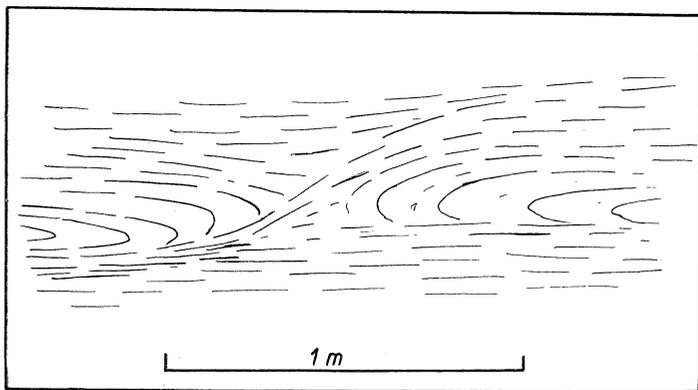


FIGURE 28

Déformation avec étirement de flancs de plis, produisant une forme en pli-faille.

Il est souvent malaisé de se faire une idée précise de l'importance de ces elongations. Les diverses observations que l'on peut faire à ce sujet amènent toutefois à admettre fréquemment des coefficients d'allongement considérables (plusieurs dizaines de fois la longueur primitive). Ces déformations ne semblent d'ailleurs pas réparties de façon homogène, certaines parties de plis ou certains bancs ayant dû jouer plus que d'autres.

On conçoit que dans ces conditions la disposition régulière de la stratification originelle ne se soit pas toujours conservée et qu'il est souvent difficile, sinon impossible de suivre des bancs

sur de grandes distances ou de décider, en présence d'un rubanement irrégulier et discontinu, s'il s'agit du résultat de processus de ségrégation, ou des restes de rubans sédimentaires étirés et fractionnés par les mouvements tectoniques.

La déformation intime

a) *Les déformations plastiques*

Elles se présentent d'une façon générale dans les gneiss « Lac Cornu » où les minéraux ne portent en eux-mêmes aucune trace de déformation intime, mais sont disposés de façon à conférer à la roche une schistosité toujours très bien exprimée. On vient de voir que cette cristallisation orientée des éléments a été accompagnée de mouvements d'élongation importants.

On est donc amené à considérer l'élongation, la schistosité et les longs plis isoclinaux comme liés génétiquement à une déformation intime à caractère plastique. Cette déformation ne se traduit pas microscopiquement par des pliures ou des fractures des cristaux, mais simplement par leur disposition parallèle. La déformation plastique intime se caractérise ainsi par le fait que les minéraux sont susceptibles de recristalliser constamment au cours du mouvement de la masse, en s'orientant et en s'allongeant selon des directions privilégiées.

Elle témoigne donc d'une mobilité chimique interne relativement importante; de plus, la genèse de la texture foliée lui est contemporaine, puisque les produits de ségrégation se groupent en agrégats lenticulaires allongés selon la schistosité.

D'autre part les porphyroblastes de feldspath des gneiss œillés occupent fréquemment une position transverse par rapport à la schistosité; à leur voisinage la pâte plus finement grenue de la roche dessine des allures flexueuses, qui indiquent que la disposition transverse du phénocrystal est le résultat d'un mouvement de rotation de celui-ci. On sait d'ailleurs que des structures analogues ne sont pas rares au sein des schistes cristallins, notamment la disposition connue sous le nom de structure hélicitique du grenat. Cette dernière disposition est toutefois assez rare dans les Aiguilles Rouges. On voit donc que dans certains cas le mouvement d'ensemble de la masse, qui a consisté en un « écoulement » et un allongement parallèle aux plans axiaux

des plis en formation, s'est accompagné de mouvements de rotation locaux, dus à la présence d'un minéral de grosseur anormale ⁽¹⁾.

Dans ce que je viens de dire du mouvement de la masse minérale et de la déformation plastique intime qui l'a accompagné, je n'ai pas fait allusion aux plissements postschisteux ; ceux-ci déforment la schistosité et sont donc postérieurs aux processus d'allongement et à la genèse des longs plis isoclinaux. Ils correspondent eux aussi à une déformation plastique intime de la matière, puisque aucun minéral (sauf les micas dans certains cas) ne présente de trace de rupture. Il s'agit par conséquent du terme de la phase plastique au cours de laquelle la recristallisation, beaucoup moins importante, n'a plus modifié la forme et la répartition des minéraux, mais a simplement maintenu la continuité. Le mouvement de la masse apparaît d'ailleurs plus comme une inflexion des bancs que comme un écoulement parallèle à la direction des bancs et accompagné d'allongements.

En résumé, les gneiss « Lac Cornu » ont été le siège d'une déformation intime à caractère plastique, c'est-à-dire accompagnée d'une recristallisation continue des minéraux. Cette déformation est contemporaine des phénomènes de ségrégation et d'homogénéisation. Elle a caractérisé d'abord un mouvement général d'écoulement parallèle aux surfaces de stratification (surfaces *s*), accompagné de l'allongement des couches, mouvement au cours duquel la recristallisation a été complète et a abouti à l'orientation parallèle des minéraux, ou schistosité. Le résultat de ces mouvements a été la production de plis isoclinaux très étirés. Cette déformation a été suivie d'une phase relativement moins plastique, au cours de laquelle la recristallisation a été plus restreinte et s'est avérée incapable de réadapter complètement la structure des gneiss : ceux-ci sont plissés sans discontinuité macro- ou microscopique, mais leur schistosité a été plissée en même temps.

⁽¹⁾ A ce propos, pour éviter toute confusion, et bien que la chose ait déjà été précisée, je crois utile de rappeler que des termes tels que : mouvement, étirement, écoulement, etc., n'impliquent pas nécessairement un état liquide, même partiel de la roche, mais se rapportent à des processus au cours desquels l'état solide cristallin a été maintenu d'une façon constante. La phase liquide intergranulaire est trop peu importante pour qu'on puisse parler de rhéomorphisme (sauf localement dans certains gneiss leucogranitiques).

b) *Les déformations rupturales*

Celles-ci caractérisent les gneiss « Chéserys » et ont été décrites en détail au chapitre III. Elles consistent essentiellement en une fracturation des éléments, accompagnée d'une certaine recristallisation d'importance variable selon les minéraux : le quartz, notamment, est entièrement recristallisé. Le terme de « déformation rupturale » ne doit donc pas être envisagé dans un sens trop absolu : à l'échelle microscopique les gneiss se sont comportés « rupturalement » en ce qui intéresse les micas et les feldspaths, et plastiquement en ce qui intéresse le quartz.

L'étude des facies de transition « Lac Cornu » - « Chéserys » a montré une gamme de roches dans lesquelles la déformation plastique intime a fait place peu à peu à la déformation rupturale. Celle-ci s'est donc superposée à la déformation plastique. On a vu qu'elle avait contribué à conférer à la roche une texture planaire ; celle-ci n'est plus déterminée, comme dans le cas précédent, par l'orientation et la disposition parallèle des éléments, mais par l'allongement parallèle des paquets de minéraux granulés, sans que les grains présentent une orientation déterminée. Cette texture planaire est d'ailleurs parallèle à la première (celle des gneiss « Lac Cornu »).

D'autre part les plis et plissements postschisteux, s'observent aussi bien dans les gneiss « Chéserys » que dans les gneiss « Lac Cornu ». On a vu qu'ils correspondaient à une certaine plasticité intime de la roche ; ceci cadre bien avec ce qui a été rappelé un peu plus haut à propos de la recristallisation partielle des éléments au cours de la déformation intime rupturale. On voit donc que celle-ci a pu se traduire à l'échelle macroscopique par une déformation parfaitement plastique ; autrement dit les discontinuités qui ont pris naissance affectent les minéraux mais n'ont pas altéré les unités d'ordre supérieur qui sont les couches ou les paquets de couches. La déformation intime rupturale de type « Chéserys » est donc, au moins en partie, concomitante aux plis et plissements postschisteux.

Le problème se pose cependant d'interpréter ces divers aspects de la déformation. En particulier, pourquoi dans les gneiss « Chéserys » la déformation intime plastique a-t-elle été suivie d'une déformation intime rupturale, qui fait défaut dans les gneiss « Lac Cornu » ? La solution de cette question ne repose pas

sur une différence dans les matériaux intéressés, qui sont les mêmes de part et d'autre. On verra plus loin que les gneiss « Chéserys » semblent occuper une position particulière dans la structure tectonique d'ensemble. Il n'en reste pas moins que les éléments d'une réponse à la question résident vraisemblablement dans la vitesse de la déformation, ainsi que dans la nature et la répartition temporelle ou spatiale des sollicitations auxquelles le massif a été soumis au cours de la tectonique ancienne : on entre ainsi dans le domaine de la dynamique terrestre, dans lequel, comme je l'ai fait remarquer au début de ce chapitre, aucune observation ne peut fournir d'élément positif et où notre ignorance est par conséquent à peu près totale.

Les textures linéaires

A la texture planaire se superpose assez souvent une texture linéaire, ou linéation. Celle-ci est plus ou moins bien exprimée et consiste, dans les plans de schistosité, en un allongement parallèle à une direction ; cet allongement concerne d'une part la forme des minéraux, d'autre part celle des agrégats de minéraux, tels que les lentilles pegmatitiques ou les septa biotitiques des gneiss « Lac Cornu », ainsi que les petites lentilles de quartz discordant et de feldspath ou de biotite granulés des gneiss « Chéserys ». Dans certains cas, la texture linéaire peut devenir parfaite : la schistosité disparaît et la roche n'est plus constituée de feuillet, mais de baguettes accolées parallèlement ; une section perpendiculaire à la linéation ne montre alors aucune orientation de la texture, tandis que toutes les sections perpendiculaires à la première montrent une texture parallèle très bien exprimée. Mais il s'agit là d'un cas limite assez rare ; généralement la linéation est moins marquée et se superpose simplement à la schistosité.

L'orientation dans l'espace de la linéation varie d'un point à l'autre du massif, mais correspond toujours, sans exception, à la position des axes des plis et plissements (axes B de Sander). Dans la suite de l'exposé, l'expression : « orientation de l'ennoyage » aura donc la même valeur que : « orientation de la texture linéaire ».

De plus, la linéation est surtout bien exprimée dans les parties caractérisées par de brusques variations d'ennoyage ; il en résulte que la texture linéaire semble devoir être mise en relation avec

un étirement de la matière dû à la courbure des axes des plis (cf. CLOOS, E., 1946). La production des textures linéaires est ainsi en relation étroite avec la déformation plastique.

On peut donc compléter de la façon suivante ce qui a été dit plus haut : la déformation plastique a été caractérisée par des déplacements parallèles aux couches, correspondant à un mouvement général d'écoulement et d'allongement ; les éléments géométriques mis en jeu dans ce mouvement étaient des plans ; il en est par conséquent résulté une texture planaire, ou schistosité parallèle aux couches. Ce mouvement général a été accompagné localement d'une courbure des axes des plis, correspondant à un allongement de la matière parallèlement à ceux-ci, c'est-à-dire dans une direction perpendiculaire à celle du mouvement frontal ; les éléments impliqués dans ce mouvement n'étaient plus des plans, mais des droites : la texture qui en a résulté est une texture linéaire parallèle aux axes des plis.

Le caractère différentiel de la déformation

On vient de voir que les gneiss et micaschistes qui constituent la très grosse majorité des roches du massif ont d'abord été le siège de déformations à caractère éminemment plastique, caractérisées par des mouvements importants parallèles aux plans de stratification, accompagnés d'élongations considérables, conférant au plissement un style isoclinal parfait, avec production d'une schistosité parallèle à elle-même dans les charnières des plis. Déjà au cours de cette phase, certaines formations, caractérisées par une composition lithologique singulière (amphibolites, granulites, etc.) et par leur isolement au sein des autres schistes cristallins, ont perdu rapidement leur plasticité et ont donné lieu au phénomène de boudinage décrit ci-dessus.

D'autre part, dans les facies habituels à quartz-feldspaths-micas, ce sont les parties quartzo-feldspathiques qui se sont déformées le plus aisément : les rubans et lentilles leucocrates, qu'il s'agisse de bancs originels ou de produits de ségrégation, montrent, dans les endroits chiffonnés, des charnières fortement renflées et des plissements intenses qui s'estompent progressivement dans les parties voisines plus riches en biotite. Comme il s'agit

d'une déformation plastique à l'échelle des minéraux, un tel comportement n'est qu'une conséquence de la mobilité chimique relativement plus élevée du matériel quartzo-feldspathique ; cette mobilité se traduit d'ailleurs par le fait que les produits de ségrégation sont formés de ce même matériau.

Par la suite, le caractère de la déformation a évolué en passant par des stades de plus en plus rigides. Les plissements ont pris une allure moins strictement isoclinale, avec des charnières plus arrondies ; ils ont été accompagnés d'allongements de moins en moins poussés et ont finalement déformé la schistosité. Ces plissements qui déforment la schistosité affectent surtout les micaschistes et d'une façon générale les gneiss riches en micas, alors que les bancs ou linéoles plus leucocrates voisins montrent des courbures plus régulières, sans chiffonnage.

On voit donc qu'au cours du déroulement de la période tectogénique ancienne, ils s'est produit une évolution dans la plasticité relative des roches : celle-ci a d'abord été essentiellement chimique et par conséquent plus marquée dans les facies pauvres en ferromagnésiens. Elle a ensuite pris un caractère plus mécanique se traduisant par une déformabilité plus aisée des facies phylliteux.

La raison de cette modification au cours du temps dans le type général de la déformation n'apparaît pas clairement. Elle n'est pas accompagnée de rétromorphoses qui pourraient faire penser à une remontée importante du bâti au sein de l'écorce terrestre. On pourrait invoquer une diminution générale de la quantité d'éléments volatils vers la fin de la période tectogénique, mais ce n'est là qu'une simple hypothèse, nullement prouvée.

Quoi qu'il en soit, les structures de déformation des schistes cristallins des Aiguilles Rouges confirment ce fait d'observation générale que : le type de déformation qui apparaît dans une roche déterminée est fonction à la fois de la nature de cette roche et des conditions régionales. En d'autres termes : *à un moment donné chaque type de roche est caractérisé par un type de déformation déterminé ; d'autre part une même roche est susceptible de se déformer de façons différentes à des périodes différentes de son histoire géologique* (1).

(1) Un autre aspect de cette notion sera développé plus loin : voir chapitre VII : « Les gneiss « Chéserys » et la notion de mylonitisation », p. 157.

La déformation régionale

Dans le paragraphe consacré à l'exposé des méthodes, j'ai eu l'occasion de souligner les difficultés auxquelles on se heurte lorsqu'on essaie d'arriver à la compréhension de l'architecture générale du massif. Ces difficultés proviennent en premier lieu du style isoclinal de la déformation, dont le résultat pratique est de présenter à peu près partout en position subverticale des couches dont l'état métamorphique oblitère presque tous les

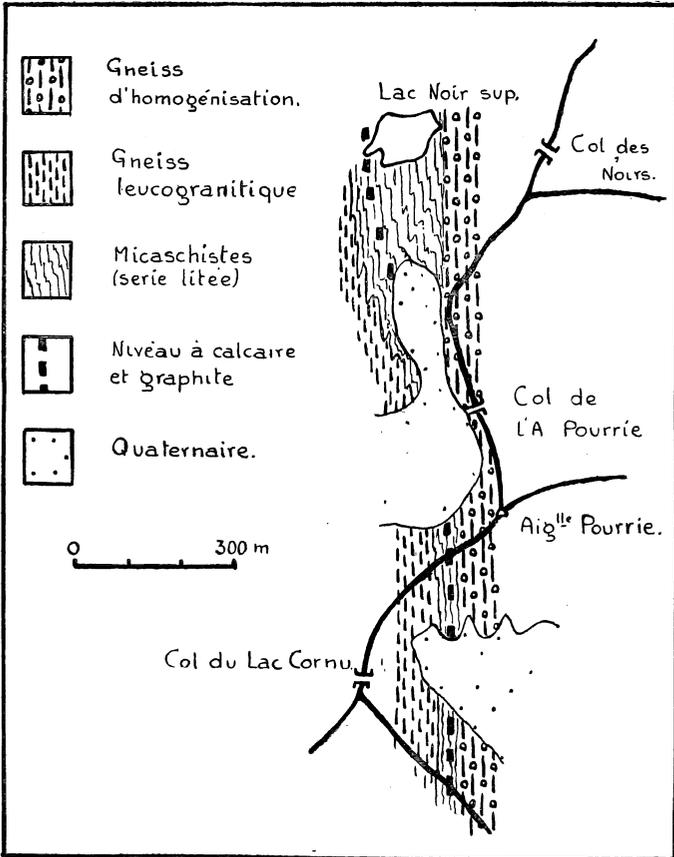


FIGURE 29

Croquis cartographique de la région des Lacs Noirs et du Col du Lac Cornu. Voir le texte.

critères dont on se sert dans les sédiments pour déterminer l'ordre de succession des couches. D'autre part la méthode géométrique, qui consiste à suivre certains horizons caractéristiques et à repérer leur réapparition, est d'application souvent difficile. De tels horizons seraient par exemple des amphibolites, des calcaires ou des granulites. On a vu que ces formations sont relativement peu fréquentes dans le massif. De plus, elles présentent de nombreuses et importantes discontinuités qui peuvent être dues soit à une disposition lenticulaire originelle des sédiments, soit à la tectonique (boudinage, allongements, etc); quant aux roches qui se présentent en bancs plus continus, elles ne constituent jamais des niveaux capables d'être reconnus sans ambiguïté au-delà d'une interruption due à une faille jeune ou à un placage important de quaternaire.

D'autre part, on a vu que certaines séries rubanées sont susceptibles de passer en direction à des facies d'homogénéisation⁽¹⁾.

Enfin les difficultés de la circulation en terrain montagneux ne permettent pas toujours de suivre des horizons sur de grandes distances.

Quoi qu'il en soit, j'ai pu suivre en divers endroits du massif certains horizons sur des distances appréciables; dans chaque cas le niveau considéré se poursuit régulièrement en position verticale ou fortement redressée en direction sensiblement N-S,

(1) Un cas démonstratif de ces diverses difficultés se présente dans la région du Lac Noir supérieur (Lac situé à 2540 m d'altitude, à 800 m au NE du Lac Cornu), (fig. 29).

Les rives de ce lac sont occupées par une série litée et rubanée, particulièrement bien exposée sur la croupe située immédiatement au S du lac. Cette série est formée de micaschistes alternant avec des bancs de gneiss leucogranitique; elle comporte, à l'extrémité W du lac, un niveau de micaschiste graphiteux et un banc calcaire (ce dernier est discontinu comme tous les bancs semblables du massif). Les couches sont verticales et N-S. Cette série litée est bordée à l'W par des gneiss leucogranitiques. Vers l'E, elle est suivie, immédiatement à l'E du lac et sans transition d'une masse de gneiss d'homogénéisation.

Si on suit la série litée en direction vers le S, on voit les couches rejetées progressivement vers l'E, par l'effet d'une série de plissements synschisteux à ennoyage S. Par contre la limite micaschistes-gneiss d'homogénéisation n'est pas rejetée, de sorte que le niveau caractéristique à graphite et calcaire se rapproche de plus en plus du gneiss d'homogénéisation pour ne plus en être distant que d'une vingtaine de m sur l'arête: col du Lac Cornu-Aiguille Pourrie. Autrement dit, la série de micaschistes avec bancs de gneiss leucogranitique est peu à peu « rongée » vers le S sur sa bordure E. Une telle disposition peut s'interpréter aussi bien comme résultant d'un coincement tectonique ou comme due au passage en direction du gneiss lité au gneiss d'homogénéisation.

aussi loin qu'on peut le suivre ⁽¹⁾. Cette disposition générale souffre cependant une exception dans la zone W de la région étudiée ; il va en être question ci-après.

Ces remarques préliminaires étant faites, il convient de rechercher quel est le style général de la déformation ancienne du massif. Selon la plus grande probabilité, il s'agit d'un style en plis couchés, redéformés immédiatement après leur formation. En effet :

a) Un tel type de déformation a été reconnu par N. Oulianoff dans le massif de l'Arpille, partie des Aiguilles Rouges qui forme le prolongement nord-oriental de la région en question ici (OULIANOFF, 1924). Ce géologue est arrivé à cette conclusion en étudiant l'allure de niveaux calcaires qui, dans l'Arpille, sont relativement plus abondants et peuvent se suivre de façon continue. Or, l'Arpille est très voisine de la partie du massif qui a fait l'objet de mes investigations ; elle n'en est distante que de quelques km et appartient dans l'orogénèse alpine à la même unité tectonique. Il y a donc tout lieu de considérer que ces deux régions, comme d'ailleurs tout le massif des Aiguilles Rouges, ont participé au cours de la tectonique ancienne au même type de déformation. On sait en effet que le type de déformation qui caractérise une aire plissée est constant à l'échelle régionale, aussi longtemps qu'on reste dans des matériaux de nature comparable (par exemple, le massif hercynien ardennais est caractérisé dans toutes ses parties par une déformation synanti-

(1) Par exemple, un niveau important de gneiss leucogranitique passe à une centaine de m à l'W (c'est-à-dire en aval) du Lac Cornu. Il se poursuit vers le S où il franchit la crête principale des Aiguilles Rouges à 300 m au NE du Clocher de Planpraz. A 400 m au S de cette crête, il est interrompu à la fois par une faille alpine et par une vaste étendue de moraines et d'éboulis. Vers le N, il se poursuit à travers la combe de la Floria, l'extrémité de l'arête du Pouce et la combe de la Barme, jusqu'à la vallée de la Diosa.

De même, dans la haute vallée de Bérard, existent divers niveaux de mica-schistes assez caractéristiques, qui se suivent tous du N vers le S, avec quelques rejets dus à des failles alpines, depuis la couverture triasique, à travers toute la combe de Bérard, jusqu'au-delà de la crête : col de Bérard-Pointe A. Favre. Plus au S vient une grande étendue de quaternaire, suivie des parois inaccessibles de l'arête du Pouce. Au-delà, dans la région des Lacs Noirs, on retrouve divers niveaux de mica-schiste au sein d'une série qui, malgré l'interruption, peut être considérée avec vraisemblance comme le prolongement de celle de la combe de Bérard.

clinoriale ⁽¹⁾, tandis que la chaîne pennine montre un style général en plis couchés).

b) Dans toute l'aire étudiée, les couches sont verticales ou fortement redressées, à l'exception de la partie occidentale : quand on se déplace d'E en W, à partir du col du Cormet vers l'Aiguillette du Brévent, on voit les couches d'abord verticales prendre progressivement des pentes E de plus en plus faibles,

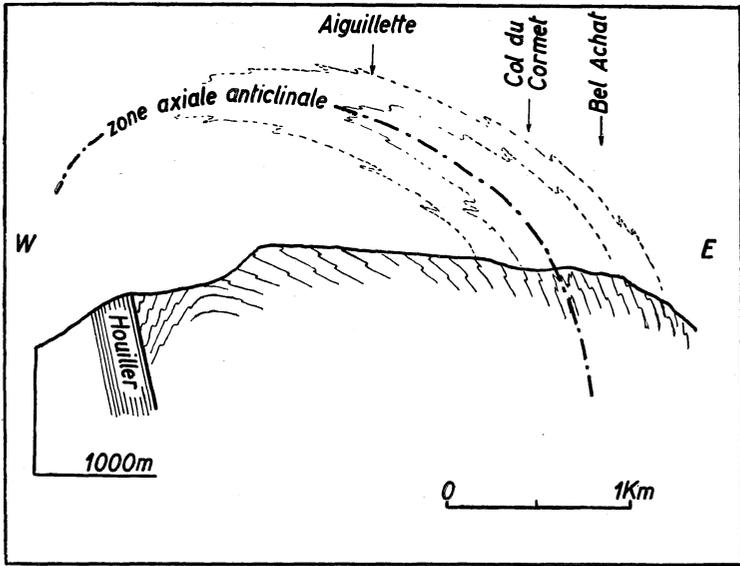


FIGURE 30
Coupe schématique de l'Aiguillette du Brévent.

s'aplatir complètement et enfin s'incliner vers l'W, dessinant ainsi une large voûte à ennoyage faible vers le N. Cette disposition est représentée en coupe à la figure 30. Une telle disposition n'est pas en harmonie avec le style général caractérisé par des plis isoclinaux étirés à plans axiaux verticaux. Il ne peut donc s'agir d'un anticlinal pur et simple tel qu'on l'observerait dans une déformation synanticlinoriale. L'allure des plissements secon-

⁽¹⁾ Terme introduit par P. Michot pour désigner un style tectonique « dans lequel les déformations de la phase plastique se sont exprimées en séries de plis longitudinaux s'ordonnant généralement en synclinoria et anticlinoria successifs » (*Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 75, p. M 66).

daïres représentée schématiquement à la figure 30 appuie cette conclusion et permet d'interpréter la coupe comme représentant le flanc inverse d'un pli couché, ployé en anticlinal après sa formation ; cette interprétation, figurée en pointillés sur la figure 30, est soutenue par un autre argument : une partie importante de ce flanc inverse est occupée par des leptynites finement zonaires (cf. p. 27) qui montrent çà et là de petites allures de stratification entrecroisée ; ces allures indiquent toutes qu'il s'agit de couches renversées. La charnière du pli couché est malheureusement invisible, car la partie W du pli est coupée par le synclinal houiller de Moëde-Les Houches, localisé dans un train de fractures hercyniennes du socle.

c) Cette interprétation de la structure d'ensemble du massif est celle qui s'applique le mieux au style de la déformation plastique macroscopique telle qu'elle a été précisée plus haut : longs plis isoclinaux à flancs très étirés. Il est difficile de décider si la position verticale des plans axiaux est originelle ou si elle résulte d'une déformation d'ensemble de plis couchés empilés. Elle n'est d'ailleurs pas générale ainsi que le montrent la région de l'Aiguillette du Brévent, mentionnée ci-dessus, et celle de l'Arpille. Il faut remarquer de plus que la disposition qu'on observe à l'heure actuelle n'est pas celle qui existait à la fin de la période tectonique ancienne : le massif a subi depuis lors les effets de deux tectoniques jeunes : la tectonique alpine, qui a contribué à basculer tout le massif d'environ 30° vers le NW, et la tectonique hercynienne dont l'effet d'ensemble est pratiquement impossible à déterminer (-).

On voit qu'il est possible sur la base de ces différentes observations de se faire une idée du style général de l'architecture du massif. Si maintenant on essaye de préciser la position et la répartition des divers éléments tectoniques, la chose devient beaucoup plus délicate, en raison des difficultés d'ordre divers que j'ai rappelées plus haut. Il ne sera donc possible que d'établir quelques grands traits, et ce, sans qu'on puisse arriver à une certitude absolue.

(1) Le basculement général de 30° vers le NW lors de la phase alpine ne semble cependant pas avoir beaucoup modifié l'allure générale du cristallin. La restitution par les projections stéréoscopiques montre en effet qu'un plan vertical N-S actuel correspond, avant le basculement, à un plan de direction N 5° W et de pente 70° W.

Une première recherche dans ce sens a été faite par N. Oulianoff (CORBIN et OULIANOFF, 1928a). Cet auteur a constaté que les amphibolites, notamment celles qui sont réparties dans une bande N-S passant par le Lac Cornu, se rencontrent principalement dans les régions d'altitude élevée, tandis qu'elles se réduisent en puissance ou même disparaissent complètement quand on les suit en direction dans les parties en dépression. Il en a conclu que la bande en question représentait une zone synclinale dont les amphibolites occupent la partie centrale.

J'ai procédé pour ma part à un relevé systématique de l'allure des plissements, conformément à la méthode exposée au chapitre I (p. 15). Cette méthode est cependant d'application très délicate. En effet les plis en relation avec la phase principale de la déformation sont les longs plis synschisteux ; ceux-ci ne se décèlent que dans des conditions d'affleurement assez exceptionnelles ; de plus, ils sont d'ordinaire assez complexes et compliqués de flancs très étirés passant à des pli-failles ; il est donc impossible de suivre leur allure de proche en proche. Par contre on observe couramment les plis et plissements postschisteux. Mais on a vu que ces derniers n'ont joué qu'un rôle tardif et qu'ils ne représentent pas la phase principale de la déformation. Bien plus, diverses observations faites dans des conditions d'affleurement exceptionnelles montrant les deux types de plis l'un à côté de l'autre, ont révélé que leurs styles respectifs ne se correspondent pas nécessairement : si les plans axiaux des deux types de plis sont toujours parallèles (et verticaux), leurs ennoyages peuvent être différents, et même être perpendiculaires l'un sur l'autre. Dans ces conditions l'image qui se dégage de l'examen systématique de proche en proche des plis postschisteux ne tient pas compte des jeux plastiques importants de la phase d'élongation générale de la masse rocheuse et de la formation des longs plis étirés. Ce ne pourra être qu'une représentation grossière et vraisemblablement entachée d'erreurs de la déformation subie par le massif après la phase des grands jeux plastiques. Cette image ne me paraît cependant pas dénuée d'intérêt et je donnerai rapidement les résultats de mes investigations dans ce domaine.

On a vu que l'Aiguillette du Brévent correspondait au flanc inverse d'un pli couché ployé en voûte. Celle-ci se retrouve en direction vers le N dans la Montagne de Pormenaz, où elle est

de plus en plus entamée par le synclinal houiller de Moède-Les Houches, qui s'élargit considérablement vers le N. A l'E de cette région, une zone anticlinale semble se localiser dans les environs du Col du Cormet; son prolongement septentrional est difficile à préciser (mauvaises conditions d'affleurement dans une partie de basse altitude). Plus à l'E encore, on atteint une zone méridienne d'environ 1 km de large qui passe par le Lac Cornu et le Col de Salenton. Dans cette zone, l'allure des plissements montre une série de variations correspondant à des plis de plus faible envergure, avec semble-t-il des dispositions en relais. En gros, elle apparaît toutefois comme une zone synclinale. Ceci confirme donc les conclusions de N. Oulianoff. Plus à l'E, approximativement à partir du méridien du Col du Lac Cornu, le plissement prend une allure de flanc E de synclinal; cette disposition se maintient de façon très constante et s'observe très bien dans toute la région qui s'étend jusqu'aux Lacs des Chéserys et dans son prolongement N (haute vallée de Bérard, Val de Tré-les-Eaux, environs du Col de la Terrasse, etc.). On rencontre ensuite une nouvelle zone anticlinale qui occupe la région des Lacs de Chéserys, traverse la grande combe du Col d'Encrena, passe un peu à l'E de l'Aiguille de Loria et se poursuit vers le N pour passer à l'W du barrage de Barberine.

La région comporterait donc deux zones anticlinales. La figure 31 montre d'une façon extrêmement schématique comment on peut se représenter l'allure d'ensemble sur la base de cette interprétation.

L'ennoyage des plis s'opère d'une façon très générale vers le N, avec des pentes qui varient d'un endroit à l'autre, tant selon la direction que latéralement. Lorsqu'il s'agit des plissements répartis sur les flancs des plis majeurs, ces pentes varient très progressivement et sont comprises le plus souvent entre 0 et 40°. Les zones axiales, anticlinales ou synclinales, par contre, sont caractérisées par des variations brusques et irrégulières de l'ennoyage qui peut dans certains cas devenir vertical. Cette dernière position, assez anormale dans une région plissée, apparaît donc comme un accident local lié aux zones axiales du plissement. Dans ces mêmes zones, particulièrement dans la zone synclinale du Lac Cornu-Col de Salenton, se constate également:

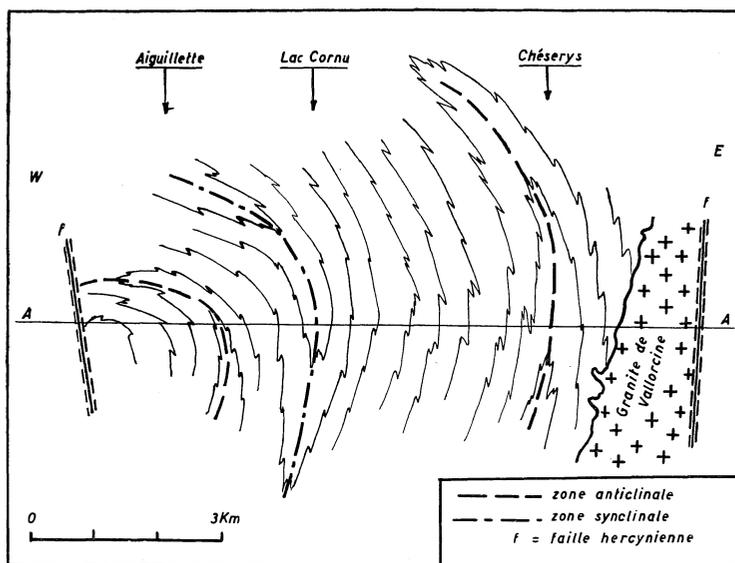


FIGURE 31

Allure tectonique générale.

Image schématique tirée de l'observation de proche en proche de l'allure des plis et plissements (voir discussion dans le texte).

une série de variations plus progressives correspondant à des plis de faible envergure vraisemblablement disposés en relais.

D'autre part les plissements (il s'agit toujours de plissements postschisteux) ne présentent pas partout la même fréquence ; on a vu qu'ils étaient en principe plus abondants dans les roches très micacées. De plus, toutes choses égales d'ailleurs, ils sont nettement plus nombreux et plus serrés dans les zones axiales.

On voit donc que le schéma tectonique de la figure 31, obtenu par la méthode de l'allure des plis secondaires, représente quand même un résultat, puisque les zones axiales sont caractérisées par des plissements plus abondants et par des variations brusques d'envoyage. Il me paraîtrait toutefois imprudent de les assimiler à des zones axiales de la déformation principale synschisteuse.

On peut constater enfin que les facies « Chéserys » semblent se répartir de préférence le long de ces mêmes zones : ils atteignent leur développement maximum dans la région des Lacs des Chéserys

et dans l'aire qui la prolonge vers le N ; on les retrouve avec une puissance beaucoup plus réduite et un facies moins net dans les environs du Col du Cormet. Cette relation des gneiss « Chéserys » avec la structure tectonique générale se conçoit assez bien en principe, puisque, comme je l'ai montré, ces gneiss représentent simplement un facies tectonique des schistes cristallins. Toutefois une interprétation directe de ce fait ne pourrait se baser, comme je l'ai déjà dit, que sur des hypothèses plus ou moins gratuites sur la nature des sollicitations et sur l'état et le comportement de la matière dans les niveaux profonds de l'écorce terrestre.

CHAPITRE V

LE GRANITE DE VALLORCINE

Introduction

Une partie relativement importante de la région étudiée est occupée par un massif granitique. Ce granite est bien connu sous le nom de granite de Vallorcine et s'étend vers le N en territoire suisse jusqu'à la vallée du Rhône. La situation de ce massif est représentée sur la carte.

Il n'entre pas dans l'objet du présent travail d'étudier ce granite pour lui-même, tant au point de vue de sa structure, de son chimisme et de ses variétés possibles, qu'à celui de son mode de formation (magmatique ou autre).

Il est cependant nécessaire d'en parler. On pourrait en effet envisager à priori que ce granite soit en relation directe avec les phénomènes métamorphiques dont les schistes cristallins ont été le siège, soit qu'il constitue un foyer d'où auraient pu émaner des apports, soit qu'il représente au contraire le résultat d'un processus de granitisation de ces schistes cristallins. De plus, les gneiss « Chéserys » ont été considérés par certains auteurs comme résultant d'un métamorphisme de contact provoqué par le voisinage du granite de Vallorcine (REINHARDT et PREISWERK, 1927). Le présent chapitre est donc destiné à situer son apparition dans l'histoire géologique des Aiguilles Rouges et à rechercher ses relations éventuelles avec les phénomènes de métamorphisme et de déformation de la phase tectonique ancienne. On verra que les hypothèses que je viens de formuler ne doivent pas être retenues.

Le granite

Il se présente comme une roche homogène leucocrate, à texture massive non orientée et à grain moyen. Les minéraux essentiels sont le plagioclase (oligoclase), le feldspath potassique, le quartz et la biotite. Le feldspath potassique est une orthose souvent présente en grands individus rectangulaires de plusieurs cm dispersés en tous sens dans la roche, et conférant à celle-ci une texture porphyroïdique. Les plagioclases montrent un zonage concentrique. Comme dans toutes les roches du massif, le quartz

présente des extinctions onduleuses, le plagioclase est finement saussurité et la biotite est partiellement chloritisée. Le granite renferme encore, comme minéraux accessoires : du zircon et de l'apatite.

Le granite de Vallorcine se présente dans toute sa masse de façon assez homogène; on n'y distingue pas de variétés décelables macroscopiquement les unes des autres. (1).

Les contacts

Le granite de Vallorcine présente avec les roches qui l'encaissent deux types de contacts. Sur son flanc E il est limité par une faille qu'accompagne une zone importante de mylonites. Vers le N, en territoire suisse, cette faille, que j'appellerai « faille de Remua », met le granite en contact avec les sédiments carbonifères (voir les cartes géologiques : CORBIN et OULIANOFF, 1930 ; COLLET, etc. 1951); au S d'un point situé près de la frontière, le contact s'effectue avec les schistes cristallins anciens. La zone mylonitique empiète de part et d'autre de la faille sur le granite et sur ces gneiss (2).

Sur son flanc W par contre, le granite est en contact normal avec les gneiss « Chéserys ». Comme l'indique la carte, ce contact normal est recoupé par la faille de Remua, à l'extrémité S du massif granitique. La disposition est donc du même type que celle que N. Oulianoff a mise en relief pour le granite ou « protogyne »

(1) A titre indicatif, voici une analyse chimique de cette roche, empruntée à un travail de Reinhardt et Preiswerk (REINHARDT et PREISWERK, 1927) :

SiO ₂	69,70 %	si	= 336
TiO ₂	0,62	ti	= 2,2
Al ₂ O ₃	15,79	al	= 45
Fe ₂ O ₃	—	fm	= 13
FeO	1,67	c	= 7
MnO	0,03	alk	= 35
MgO	0,83	mg	= 0,47
CaO	1,39	c/fm	= 0,54
Na ₂ O	4,22		
K ₂ O	4,97		
K ₂ O+	1,23		
H ₂ O—	0,05		
P ₂ O ₅	0,22		
	100,72		

(2) Cette faille, rapportée aux tectoniques jeunes, sera examinée plus en détail au cours du chapitre VI.

du Mont Blanc (CORBIN et OULIANOFF, 1926*b*). C'est ce contact normal du flanc W du granite que je vais à présent examiner plus en détail.

Ce contact est toujours brusque. Il n'existe nulle part de zone de transition où on assisterait à un passage progressif d'une roche à l'autre, même sur quelques cm. L'allure générale est subverticale, avec une direction de 15° à 20° E (cf. la carte), direction qui est donc sub-parallèle aux lignes directrices de la tectonique ancienne. Dans le détail cependant la bordure du granite dessine de nombreuses indentations de formes irrégulières et recoupe à l'emporte pièce les diverses structures (couches, plis, etc.) des schistes cristallins. Le contact s'effectue ainsi selon les endroits avec des roches de compositions diverses. Le granite n'est donc pas associé à des roches de type particulier telles que : gneiss granitoïdes ou gneiss d'homogénéisation.

De la masse granitique partent de nombreux filons dont la puissance varie de quelques cm à quelques dizaines de m ; ces filons recouperont le gneiss et se recouperont mutuellement en tous sens. Ils sont tantôt formés du même granite que la masse, tantôt d'un granite à grain plus fin, tantôt d'aplite ou de pegmatite. Il n'est pas rare de rencontrer des filons composites, formés de deux ou plusieurs de ces roches. L'ensemble constitue en bordure du granite un stockwerk plus ou moins important selon les endroits.

Ces filons représentent effectivement des remplissages de cassures. Ils ne correspondent pas en effet à une interruption avec lacune des structures macroscopiques des roches encaissantes, telles que plissements ou bancs isolés de nature particulière. Au contraire, les formes des deux bords des filons se correspondent généralement, de telle sorte que si on rapproche par la pensée les deux épontes d'un filon, celles-ci se raccordent parfaitement en rétablissant la continuité de leurs éléments (voir à ce sujet : NIGGLI, E., 1952). Bien entendu la chose se passe dans les trois dimensions de l'espace et n'est pas toujours directement visible sur une coupe.

D'autre part il existe à certains endroits du contact des formations de nature particulière, disposées en filons, généralement d'une certaine épaisseur (quelques m). Il s'agit d'une part de microgranite à phénocristaux de feldspath, de quartz et de biotite

noyés dans une pate microgrenue, d'autre part d'une roche de même structure, mais formée d'une pate microgrenue riche en biotite dans laquelle sont dispersés des phénocristaux de quartz et de plagioclase zonaire assez basique (55 % An) à formes propres ; cette dernière roche présente une orientation parallèle aux parois des filons ; il semble qu'il s'agisse d'un lamprophyre.

Enfin, j'ai observé assez rarement, toujours dans la zone du contact, des filonets riches en tourmaline, passant à de la tourmalinite finement grenue.

Lorsqu'on s'éloigne du granite, les filons sont constitués de granite grenu passant à de la pegmatite. Ils se font de plus en plus rares et finissent par disparaître. Ces filons pegmatitiques recoupent les gneiss « Chéserys » et ne présentent aucune relation avec la texture et l'allure de ces roches. Leur contact est toujours très net (photo 27). Ils ne peuvent donc être confondus avec les bancs de gneiss leucogranitiques, pas plus qu'avec les petits amas ou filons irréguliers de pegmatite tardive disséminés dans les schistes cristallins ; ces derniers sont d'ailleurs le cas échéant affectés par la déformation intime de type « Chéserys », ce qui n'est jamais le cas pour les filons en relation avec le granite de Vallorcine. Ceux-ci s'observent le mieux dans les roches moutonnées situées au N des lacs des Chéserys, ainsi que dans la coupe de la route du lac de Barberine.

Je n'étudierai pas en détail la structure de ces pegmatites. Je mentionnerai cependant les particularités suivantes, qui intéressent mon sujet. Les feldspaths de ces filons sont souvent fracturés en fragments grossiers de formes et de tailles très irrégulières ; à côté de ces feldspaths, le quartz forme de grandes plages qui se prolongent en continuité optique sous forme d'apophyses cimentant les fractures des feldspaths. Les pegmatites ont donc été le siège de phénomènes de protoclaste antérieurs à la cristallisation du quartz. D'autre part certaines coupes minces des pegmatites montrent une cataclase générale de tous les minéraux aboutissant parfois à une légère orientation de la roche parallèlement aux parois des filons. Cette cataclase se retrouve, moins prononcée, dans le gneiss situé au contact immédiat des filons et disparaît à quelques dm de ceux-ci. Il en résulte que la cataclase est liée à la mise en place des filons, mais constitue une

manifestation très locale, limitée à certains filons et à leur bordure immédiate.

D'autre part le granite et les filons qui l'accompagnent recoupent à l'emporte-pièce la schistosité, le rubanement et les surfaces axiales des plis. Comme on vient de le voir d'ailleurs les filons se sont mis en place à l'occasion d'une fracturation des roches encaissantes. La mise en place du granite de Vallorcine a donc été accompagnée d'une déformation cassante de son environnement, déformation dont on retrouve la trace dans les filons eux-mêmes et dans leur éponte immédiate sous forme de structures proto- et cataclastiques. De plus, le granite et ses filons ne montrent à aucun endroit de déformation à caractère plastique, ni de déformation intime de type « Chéserys ». Il en résulte que le granite de Vallorcine s'est formé dans des conditions relativement rigides du bâti, à une époque nettement postérieure à tous les phénomènes de recristallisation et de déformation décrits jusqu'ici et qui ont caractérisé la période tectogénique ancienne. Il faut remarquer toutefois que la masse granitique, pour autant qu'on en puisse juger par sa bordure W qui est la seule connue, présente un allongement général correspondant aux lignes directrices de la tectonique ancienne. Le granite, sans être contemporain de la déformation principale, pourrait ainsi être en relation avec une phase très tardive de la tectogenèse. Il pourrait être qualifié de « syncinématique tardif ».

D'autre part, il est recoupé par la faille de Remua, rapportée à la phase hercynienne ainsi qu'on le verra au chapitre suivant, et de ce fait est considéré comme antérieur à cette phase.

La postériorité du granite de Vallorcine par rapport aux gneiss des Aiguilles Rouges étant ainsi établie, on peut se demander si ces derniers n'ont pas subi, lors de la mise en place du granite une action de contact, consistant en un métamorphisme thermique.

Les roches qui bordent la masse granitique tout le long de son contact primaire sont partout des gneiss « Chéserys », de nature variable selon les endroits. Ces gneiss ne montrent au contact du granite et des filons qui lui sont associés aucune espèce de modification dans leur minéralogie, leur texture ou leur structure. Dans des coupes minces taillées à cheval sur les contacts, la roche immédiatement encaissante se montre identique au gneiss

« Chéserys » prélevé à plus grande distance du granite. Le gneiss « Chéserys » n'a donc pas été le siège d'une modification quelconque au contact du granite (je fais abstraction ici bien entendu de la légère cataclase locale mentionnée plus haut). Ceci s'oppose à l'opinion de Michel-Lévy (MICHEL-LÉVY, 1890); cet auteur avait admis l'existence d'une action de contact, notamment dans la région de la basse vallée de Bérard :

« (le granite de Vallorcine)... transforme localement en gneiss » les schistes cornés qu'il a traversés... L'action du granite de » Vallorcine sur les schistes micacés et amphiboliques voisins » est extrêmement nette et concluante; elle confirme une fois » de plus le mécanisme d'injection des roches schisteuses par les » roches granitiques. Nous avons pu l'observer en place dans le » ravin des Rupes où on recueille, côte à côte, les schistes cornés » et de véritables gneiss secondaires; on observe d'ailleurs de » grandes bandes de ces mêmes gneiss sur les deux rives de la » cascade de Bérard. »

En réalité, ces « gneiss secondaires » ne sont autres que l'équivalent en facies « Chéserys » d'une bande de gneiss d'homogénéisation à facies œillé. On a vu que de telles roches ne sont nullement cantonnées au voisinage du granite; on les rencontre notamment dans la région du Lac Blanc et on retrouve en divers endroits leur équivalent dans la série des gneiss « Lac Cornu ».

D'autre part le facies « Chéserys » lui-même a été parfois considéré comme le résultat d'un métamorphisme de contact. Reinhardt et Preiswerk notamment (REINHARDT et PREISWERK, 1927) figurent en bordure du granite une bande de cornéennes (Hornfelse) :

« qui passent progressivement aux gneiss quand on s'éloigne » du granite » (1).

Ici aussi, ces « cornéennes » ne sont autres que les gneiss « Chéserys ». J'ai montré au chapitre III que ces gneiss représentent un facies tectonique des schistes cristallins, facies dont l'apparition date de la phase tectonique ancienne; leur présence

(1) « Diese feinkörnigen, gebänderten, violetten und grünen Hornfelse gehen in einiger Entfernung vom Granit allmählich in die sich anschliessenden Gneise über ».

en bordure du granite est par conséquent purement occasionnelle. La carte montre d'ailleurs qu'ils ne lui sont pas géométriquement associés : ils s'étendent jusqu'à une distance de 3 km du granite et on les retrouve de plus en un autre point du massif, dans les environs du Col du Cormet.

En conclusion, *le granite de Vallorcine est un granite post-cinématique (ou syncinématique tardif) qui n'a eu sur le massif de schistes cristallins aucun effet ni de métamorphisme thermique, ni de métamorphisme d'injection.* Il ne semble pas non plus avoir provoqué une déformation d'ensemble de son toit. La seule modification observée dans les roches encaissantes consiste en une multitude de fractures de style cassant, localisées au voisinage immédiat du granite et occupées par des filons granitiques, aplitiques et pegmatitiques.

Il convient enfin de signaler que le granite, ainsi que ses filons sont complètement stériles et n'ont été accompagnés d'aucune minéralisation en éléments utiles.

Le niveau bathymétrique du granite

P. Michot (MICHOT, 1948) a établi une classification des granites sur la base du niveau bathymétrique épi-, méso- ou catazonal dans lequel ils se sont formés. Le principe de cette classification repose en particulier sur l'examen des actions autométamorphiques dont le granite a pu être le siège à la fin de sa cristallisation, ces actions autométamorphiques ayant donné naissance à des associations minérales, généralement en faible pourcentage par rapport au volume total de la roche, mais qui, étant les dernières à s'être formées, correspondent le mieux aux conditions régionales dans lesquelles s'est localisé le granite.

L'application de ces critères au cas présent est assez délicate. En effet, le granite de Vallorcine a subi, en même temps que l'ensemble du massif, l'effet de tectoniques jeunes, hercynienne et alpine. Ces tectoniques, de caractère épizonal, ont pu provoquer dans le granite la formation de minéraux secondaires par un processus semblable à celui de l'autométamorphisme ; en particulier, la saussuritisation du plagioclase en sérécite et clinozoïzite ainsi que la chloritisation de la biotite peuvent dater soit de la formation du granite. soit des tectoniques jeunes soit des deux

à la fois. On verra que cette dernière hypothèse est la plus vraisemblable, mais à priori on ne peut se baser sur ces deux phénomènes.

Néanmoins, les observations suivantes permettent de penser qu'il s'agit effectivement d'un granite épizonal ou mésozonal tout à fait supérieur.

Les plagioclases du granite présentent un zonage concentrique. Ce fait est particulièrement apparent dans les variétés bordières à caractère lamprophyrique auxquelles j'ai fait allusion plus haut où le plagioclase est riche en anorthite (jusque 55 %). Ce zonage, indiquant un refroidissement rapide, est caractéristique, d'après P. Michot, d'un facies épizonal du granite.

D'autre part le contact du granite, tel qu'il vient d'être décrit, avec ses apophyses et son stockwerk, en l'absence d'une imprégnation de l'éponte, correspond parfaitement à ce qu'on connaît des granites peu profonds. Ce contact est notamment du même type (pour ne pas dire identique), que celui du granite de Flamanville, que j'ai eu l'occasion d'observer et pour lequel le niveau épizonal ne peut être mis en doute, les roches encaissantes étant des phyllades à séricite-chlorite.

Il y a donc tout lieu de penser que le granite de Vallorcine s'est formé dans l'épizone, et que par conséquent l'intervalle de temps qui s'est écoulé entre la fin des phénomènes anciens de déformation et de métamorphisme, d'une part, et l'apparition du granite, d'autre part, a correspondu à une montée générale du bâti au sein de l'écorce terrestre.

CHAPITRE VI

LES TECTONIQUES JEUNES

Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges ont subi, postérieurement à la tectonique ancienne, les effets de deux phases tectoniques plus récentes : la phase hercynienne et la phase alpine (cf. chapitre I). Cette superposition de tectoniques d'âges différents et à lignes directrices non parallèles a été bien démontrée, analysée et discutée par N. Oulianoff dans une série de publications (CORBIN et OULIANOFF, 1925, 1926a; OULIANOFF, 1924, 1934a, 1937). Je ne reprendrai donc pas la question dans son ensemble, mais me bornerai, dans la région qui a fait l'objet de mes recherches, à examiner la façon dont ces tectoniques ont affecté les roches cristallines anciennes qui constituaient le socle des chaînes hercynienne et alpine.

Comme je l'ai fait remarquer au chapitre I, ces deux phases tectoniques ont eu dans les terrains cristallins du socle des effets assez semblables et se sont déroulées toutes deux dans l'épizone. Les lignes directrices de ces deux tectoniques sont cependant bien distinctes : NE-SW pour la tectonique alpine et N-S à N 20° E pour la tectonique hercynienne ; mais cette distinction, comme on va le voir n'est valable qu'à l'échelle régionale ; à l'échelle de l'affleurement, il sera souvent impossible de différencier les effets des deux phases. C'est la raison pour laquelle je les ai groupées sous le terme de « tectoniques jeunes ».

Les mylonites

Les tectoniques jeunes n'ont donné lieu dans le socle cristallin à aucun effet plastique, mais se sont traduites par des déformations essentiellement rupturales. Ceci est vrai quelle que soit l'échelle que l'on prenne en considération. A l'échelle régionale existent de grands trains de fractures qui divisent le socle en une série de blocs. Le domaine de mes investigations a été précisément un de ces blocs, particulièrement important, limité à l'W et à l'E par de grandes fractures hercyniennes d'orientation N-S (synclinal carbonifère de Moède-Les Houches à l'W et faille de Remua à l'E), au SE par la zone failleuse alpine majeure de la vallée de Chamonix, orientée du NE au SW.

A l'intérieur de ce bloc existent d'innombrables fractures de faible importance, d'orientations très variables, impossibles à cartographier. Leur rejet, quand on peut l'apprécier, n'excède généralement pas quelques m ou quelques dizaines de m. Ces fractures apparaissent tantôt sous la forme de cassures nettes, souvent visibles dans la morphologie quand elles sont importantes, tantôt sous la forme d'une zone plus ou moins épaisse de roches disloquées (photo 28). Ces deux types sont caractérisés par la mylonitisation des roches cristallines, granitiques ou gneissiques. Il existe également des fractures ouvertes, non accompagnées de mylonites, et pourvues d'un remplissage complet ou partiel.

Le premier stade du processus de mylonitisation est représenté par des brèches tectoniques : la roche est concassée en fragments de toutes tailles, plus ou moins anguleux, cimentés par une purée plus fine formée de roche broyée. Dans un stade plus poussé, la taille des fragments décroît et ils ne sont plus constitués finalement que de minéraux ou de parties de minéraux. La mylonite revêt alors l'aspect d'une roche gris-verdâtre, homogène, à grain fin, souvent dépourvue de schistosité et se cassant en petits blocs de forme irrégulière. Sous le microscope, ces roches se montrent formées d'une purée microgrenue, généralement dépourvue d'orientation et constituée de petites plages de quartz, de feldspath potassique, d'albite, de séricite, de chlorite, d'épidote ou de clinozoïzite et de quelques minéraux accessoires (sphère zircon, apatite). Dans cette purée microgrenue flottent des fragments plus gros, formés de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase saussuritisé ou de groupes de ces minéraux. Ces fragments sont dispersés au hasard dans la masse fine et présentent des formes absolument irrégulières ; en particulier les feldspaths ne sont pas cassés selon leurs clivages. Dans une même coupe mince, les fragments présentent de plus toutes les dimensions, depuis celle de blocs visibles à l'œil nu jusqu'à celle des grains de la pâte, de l'ordre de quelques μ (photo 29). Les mylonites apparaissent donc comme le résultat d'un simple broyage mécanique plus ou moins poussé ; elles ont cependant conservé une cohérence importante, égale ou supérieure à celle des autres roches cristallines ; elles ont par conséquent été le siège d'une certaine recristallisation dont l'effet a été de cimenter les débris

broyés. L'importance de cette recristallisation est difficile à apprécier ; il semble qu'elle n'a intéressé qu'une proportion relativement faible du volume. La texture schisteuse fait d'ailleurs défaut la plupart du temps et n'apparaît que dans les ultramylonites, fortement écrasées. Parmi les diverses catégories de roches mylonitiques, celles des Aiguilles Rouges sont donc à rattacher aux cataclasites.

Dans les roches peu affectées, par exemple sur les bords des zones d'écrasement, la structure ancienne est toujours visible ; elle n'est perturbée que par des fissures microscopiques plus ou moins abondantes qui traversent les préparations en recoupant les minéraux. Ces fissures sont nettes et de largeur constante à la traversée des quartz et des feldspaths ; lorsqu'elles pénètrent dans les parties riches en micas, elles prennent des allures contournées, elles se ramifient, s'effilochent et présentent généralement des bords appliqués l'un sur l'autre. Lorsque leurs bords sont écartés, dans les parties quartzo-feldspathiques, elles sont remplies par des minéraux de néoformation qui sont essentiellement : le quartz, l'albite, le feldspath potassique, la séricite, la chlorite, la calcite et l'épidote ou la clinozoïzite. Dans les roches très peu affectées, où on n'aperçoit par exemple, dans une même coupe mince, que deux ou trois fissures, celles-ci ne montrent généralement pas de rejet. A la traversée d'un quartz ou d'un feldspath potassiques elle sont remplies par ce minéral encaissant, recristallisé avec la même orientation optique, mais sous une forme généralement plus transparente et exempte d'inclusions ; à la traversée d'un plagioclase saussuritisé, la fissure est remplie d'albite sans saussurite. La structure ancienne peut ainsi être restituée dans la fissure ; ce cas est cependant assez rare et le plus souvent il s'agit d'un remplissage indépendant, dont la minéralogie peut d'ailleurs différer de celle des épontes.

Il existe un passage continu des roches fissurées de ce type aux mylonites : les fissures se multiplient, montrent des rejets, et la roche commence à se concasser avec broyage fin de certaines parties, de plus en plus importantes. On passe ainsi aux brèches tectoniques et aux mylonites proprement dites.

Comme je l'ai fait remarquer plus haut, ces fissures ouvertes s'observent à toutes les échelles, jusqu'à celle de veines de 20 à 30 cm d'ouverture. Leur remplissage peut alors n'être que partiel

et permettre la récolte de belles plaques tapissées de cristaux de quartz. On rencontre également de ces larges fissures comblées par des enduits successifs, de quartz et de calcite par exemple, montrant que le remplissage s'est effectué en plusieurs temps.

Les fissures des roches peu affectées sont intéressantes en ce qu'elles permettent de préciser les associations minéralogiques nouvelles caractéristiques des conditions de milieu dans lesquelles ont agi les tectoniques jeunes. En effet, la présence simultanée de chlorite, de séricite, d'épidote et d'albite, en l'absence absolue de biotite, permet d'attribuer à la mylonitisation un caractère nettement épizonal.

Quant à l'origine du matériau de remplissage des fissures, il faut la trouver dans les roches du massif elles-mêmes. Tous les éléments chimiques des fissures s'y retrouvent en effet impliqués dans des minéraux anciens ou secondaires. Leur présence dans les fissures n'implique donc qu'un transport réduit ou nul. Il en est de même du CO_2 de la calcite, dont l'origine doit être recherchée dans les sédiments alpins, de nature surtout calcaire, qui surmontent immédiatement le socle.

Indépendamment de ces considérations, le caractère épizonal des tectoniques jeunes se déduit aisément de l'examen des sédiments carbonifères et alpins qui se trouvaient très proches des formations cristallines du socle étudiées ici : les premiers sont des macro- et microconglomérats, et des phyllades à séricite-chlorite ; les sédiments du matériel alpin sont moins évolués encore.

Enfin pour terminer l'examen de la mylonitisation, il convient de rappeler que ce processus n'a pas modifié le chimisme des roches. Ce point a été établi par Reinhardt et Preiswerk (REINHARDT et PREISWERK, 1927) à propos du granite de Vallorcine ⁽¹⁾.

Les transformations minéralogiques

J'ai signalé à plusieurs reprises au cours des chapitres antérieurs que dans toutes les roches du massif, sans exception, s'observent : l'extinction onduleuse du quartz, la saussuritisation des plagioclases et la chloritisation partielle des biotites. Ces

⁽¹⁾ Ces auteurs ont conclu à la constance du chimisme, accompagnée d'une légère augmentation du poids spécifique (2,72 pour l'ultramylonite, contre 2,65 pour le granite franc).

phénomènes nécessitent un examen et une discussion qui ne pouvaient trouver leur place qui'ci.

On sait que *l'extinction onduleuse du quartz* est due à une déformation du réseau de ce minéral.

Le phénomène est absolument général. Font seules exception les plages de quartz incluses dans d'autres minéraux de plus grande taille, tels que feldspaths ou grenats, auquel cas le quartz a été « abrité » et montre une extinction franche.

Lorsque le processus s'intensifie, le quartz se granule : une plage d'une certaine étendue est alors constituée de petits grains d'un diamètre de l'ordre de 20 à 30 μ , à orientations optiques très voisines. La grande plage est souvent formée par deux ou trois groupes de ces grains, chaque groupe possédant une orientation moyenne propre ; ces groupes ne sont pas nettement différenciés, mais s'interpénètrent en formant des traînées parallèles très fortement découpées. Ces traînées présentent pour tous les quartz d'une même coupe mince une direction constante, différente en général de celle de la schistosité cristallophyllienne due à la période ancienne. Cet aspect s'observe le plus souvent dans les roches qui montrent un début de mylonitisation et dans lesquelles les autres minéraux possèdent également des déformations et des cassures plus ou moins prononcées. Il semble par conséquent :

- que cette structure soit, comme l'extinction onduleuse, le résultat d'une déformation mécanique d'un quartz ancien éventuellement imbriqué ;
- que ces phénomènes doivent être mis en relation avec les phases tectoniques jeunes.

Cependant le caractère absolument général de l'extinction onduleuse, qui existe même dans les roches exemptes de toute trace de mylonitisation, peut faire supposer que le phénomène soit plus ancien et n'ait été qu'exagéré lors de la genèse des mylonites. En l'occurrence il ne pourrait s'agir que de mouvements tardifs du cycle ancien, liés à l'évolution isostatique du bâti. Il faut remarquer en effet que dans le granite de Vallorcine, le quartz montre les mêmes extinctions onduleuses que dans les gneiss.

La saussuritisation du plagioclase. — Ce phénomène est bien connu et consiste en la transformation du plagioclase en une plage d'albite de même forme et de même orientation, renfermant de nombreuses inclusions de séricite et de clinozoïzite ou d'épidote réparties de façon plus ou moins régulière, sans orientation préférentielle. Il s'agit donc d'une transformation à volume constant qui s'interprète, dans le cas présent, comme une remise en équilibre des plagioclases devenus instables en présence d'eau dans des conditions épizonales. On peut considérer (MICHOT, 1937) que cette transformation ne modifie pas le chimisme de l'ensemble, sauf en ce qu'elle nécessite un apport d'eau ; les saussurites seront donc d'autant plus riches en clinozoïzite ou épidote que le plagioclase de départ était lui-même plus riche en anorthite.

Dans le massif des Aiguilles Rouges, ce phénomène est absolument général : rares sont les coupes minces où il ne s'observe pas ; les grains de séricite et de clinozoïzite dépassent rarement une dimension de l'ordre de 2 à 3 μ .

Si on essaye de dater le phénomène, on est amené au même raisonnement que pour le quartz onduleux et on se trouve devant les hypothèses suivantes :

- a) la saussurite daterait de la remontée du bâti à la fin du cycle ancien ;
- b) elle serait contemporaine des tectoniques jeunes, celles-ci, en raison vraisemblablement de leurs effets mécaniques intenses ayant permis une imprégnation générale du massif par des solutions aqueuses.

La saussuritisation du plagioclase n'est d'ailleurs pas propre aux Aiguilles Rouges. Elle existe également et de façon tout aussi générale dans le massif du Mont Blanc sensu stricto où certaines observations permettent de lui attribuer un âge indiscutablement alpin. J'ai montré notamment que la granularité et la composition de la saussurite variaient avec la profondeur occupée par la roche sous la surface du socle au moment de la tectonique alpine (BELLÈRE, 1951). La présence de Trias en contact stratigraphique discordant le long du bord NW des Aiguilles Rouges permet d'affirmer que les terrains cristallins qui affleurent aujourd'hui dans ce massif représentent la partie supérieure du socle alpin. Or la saussurite qu'on y rencontre est identique à celle qui caracté-

rise, dans le massif du Mont Blanc, les mêmes portions supérieures du socle, voisines de la couverture alpine de terrains mésozoïques.

La saussurite des Aiguilles Rouges semble donc pouvoir être rattachée aux phases tectoniques jeunes. Il n'est cependant pas exclu que, dans le granite de Vallorcine, elle n'ait été engendrée plus tôt, par autométamorphisme.

La chloritisation de la biotite. — Ce processus apparaît lui aussi comme une transformation à volume constant : la chlorite envahit peu à peu les cristaux de biotite, formant avec ce minéral des associations en sandwich et finissant par se substituer complètement à lui. Toutefois ce phénomène n'est pas aussi général que ceux dont il vient d'être question : il se manifeste partout dans le massif avec la même intensité, mais n'affecte en un endroit donné que certaines parties des gneiss ou du granite. Les portions chloritisées se reconnaissent très aisément sur le terrain grâce à leur teinte verdâtre. Elles présentent des dimensions et des formes très variées ; le plus souvent elles apparaissent dans les affleurements comme des bandes irrégulières aux contours plus ou moins effilochés et assez flous, la chloritisation n'étant généralement que partielle. Ces zones chloritisées n'ont aucun rapport géométrique avec la disposition des bancs, du rubanement ou des plis anciens, pas plus qu'avec celle des filons du granite de Vallorcine : elles recourent indifféremment toutes ces structures. Par contre il existe une relation avec les fissures jeunes, ouvertes ou non, au voisinage desquelles la chloritisation est toujours totale. Il en est de même dans les mylonites.

Ces observations, ainsi que la présence de chlorite, à l'exclusion de biotite, dans les minéraux jeunes de néoformation démontrent sans aucun doute l'âge hercynien ou alpin de la chlorite. Elles confirment également l'imprégnation de tout le massif par des solutions au cours des phases tectoniques jeunes.

Dans leur étude déjà citée de la mylonitisation du granite de Vallorcine le long de la faille de Remua, Reinhardt et Preiswerk (REINHARDT et PREISWERK, 1927) constatent que la chloritisation de la biotite n'est pas en relation avec la mylonitisation, car, disent-ils :

« la chloritisation se présente dans le granite non modifié d'une » façon aussi irrégulière que dans les variétés écrasées (1). »

Il convient de préciser cette affirmation, car dans les mylonites la chloritisation est toujours totale. Il est exact cependant que la réciproque n'est pas vraie et que la chlorite se rencontre aussi bien dans les variétés non écrasées ; il n'y a donc pas de relation biunivoque entre les deux phénomènes, mécanique et chimique. Ceci se conçoit aisément : la chloritisation est en relation avec la circulation des solutions ; celles-ci ont imprégné tout le massif, mais dans les zones tectonisées, leur passage a été facilité et par conséquent leur action intensifiée.

En conclusion, on voit que les tectoniques jeunes n'ont pas seulement affecté mécaniquement les roches cristallines anciennes, mais ont provoqué également des modifications minéralogiques.

La faille de Remua

J'ai fait remarquer qu'il était généralement impossible dans le cristallin de faire le départ entre les effets de la tectonique hercynienne et ceux de la tectonique alpine, en raison d'une part de la similitude de style et de profondeur de ces deux phases déformatives, d'autre part du manque de constance dans la direction des accidents mineurs et du rejeu alpin de cassures hercyniennes. La question peut cependant être envisagée pour les dérangements majeurs qui ont affecté le massif à l'échelle régionale. Ainsi en est-il de la grande cassure à laquelle j'ai donné le nom de « faille de Remua ». N. Oulianoff (OULIANOFF, 1924, 1928), ainsi que Reinhardt et Preiswerk (REINHARDT et PREISWERK, 1927) qui ont étudié la partie suisse de cette faille ont discuté son âge. Je me bornerai donc ici à résumer leur argumentation qui s'applique aussi bien à la partie française qui a fait l'objet de mes observations.

Les auteurs précités attribuent à la faille de Remua un âge hercynien, pour les raisons suivantes :

a) sa direction, N 20° E, ne correspond pas à celle des grandes zones failleuses alpines, qui sont orientées NE-SW (vallée de

(1) « Chloritisierung tritt in unveränderten Graniten ebenso unregelmässig auf, wie in dem gepressten Abarten. »

Chamonix); elle correspond au contraire à celle des synclinaux de sédiments carbonifères pincés dans le socle cristallin ;

b) cette faille est sensiblement verticale, ou à forte pente W ; son jeu consiste en une remontée relative de la lèvre W, constituée par le granite, par rapport à la lèvre E formée de gneiss anciens et de formations carbonifères. Ce rejet est l'inverse de celui des grandes failles alpines de la région ; celles-ci de plus présentent en général une pente E assez forte. La faille de Remua est donc du même type que les failles alpines, mais avec un jeu symétrique. Cette différence est particulièrement manifeste si on la compare à la grande faille alpine qui forme le contact mécanique du granite du Mont Blanc (CORBIN et OULIANOFF, 1926*b*).

L'âge hercynien de la faille de Remua étant ainsi admis, à défaut d'autres arguments tirés de la région étudiée, on remarquera que cet accident présentait, lorsqu'il s'est formé, une pente WNW de l'ordre d'une soixantaine de degrés. On sait en effet que l'ensemble du massif a basculé de 30° vers le NW au cours des mouvements alpins.

Le contact du Trias

Tout le long de sa bordure NW, le socle cristallin s'enfonce sous la couverture alpine. Le contact des deux formations se suit très aisément le long des flancs montagneux et présente le plus souvent un aspect très spectaculaire. Il se retrouve également au sein du massif où il détermine le fameux chapeau sédimentaire de l'Aiguille du Belvédère, point culminant des Aiguilles Rouges. La surface de séparation présente une direction générale de N 45° E et une pente de 30° NW en moyenne. Elle met partout en contact les terrains cristallins anciens avec les couches de base du Trias et représente sans aucun doute possible une discordance stratigraphique pure et simple. Je n'ai relevé nulle part d'indice permettant de croire à un contact par faille ou à des décollements de la couverture ; au contraire une série d'observations montrent que le Trias est bien autochtone sur le Cristallin, ainsi qu'on va le voir.

Les couches de base du Trias sont constituées de quartzites arkosiques, passant à des conglomérats. La puissance de cet ensemble de bancs n'excède en général pas 3 ou 4 m. Ils forment une plaque continue qui recouvre partout le cristallin et possèdent

par conséquent la même orientation que la surface de discordance (N 45° E, pente 30° NW). Ils sont surmontés des autres couches d'âge triasique, comprenant des schistes argileux et par endroit des dolomies (carnieules) (1).

Dans l'ensemble, le contact présente donc une allure très régulière. Il n'en est pas de même dans le détail : à l'échelle de l'affleurement, la surface de discordance montre une série de petites fentes et de petites cavités, remplies par le matériel grossier du premier banc triasique ; ces cavités peuvent atteindre des profondeurs d'une dizaine de cm, et parfois plus. Cette disposition se comprend aisément comme le résultat de l'érosion pré-triasique du socle cristallin, formé de gneiss redressés dont la résistance aux agents d'érosion a été variable selon les bancs ou les rubans.

Un autre phénomène caractéristique du contact du Trias sur la bordure NW des Aiguilles Rouges consiste en une rubéfaction des gneiss ; ceux-ci, au contact de la discordance, prennent une teinte rouge brique ou lie de vin prononcée, sur une épaisseur allant de 10 à 40 m. Vers le bas cette coloration disparaît progressivement en passant par des tons roses de plus en plus pâles. Ce phénomène a été étudié par M. Lugeon (LUGEON, 1916). Cet auteur l'attribue à l'imprégnation de la roche par un pigment d'hématite, imprégnation qui s'est propagée de haut en bas avant le dépôt du quartzite : celui-ci en effet n'est pas coloré, mais renferme des cailloux de quartz rose en provenance du substratum rubéfié. Ce pigment serait :

« le résultat de la pénétration des oxydes de fer provenant
» de la destruction des anciennes roches elles-mêmes, comme
» une sorte de phénomène latéritique. Le chapeau plus riche
» en fer aurait disparu avant la mer triasique ou aurait été
» enlevé par elle. »

L'auteur suppose que le fer se serait fixé originellement sous forme de limonite, ce minéral s'étant déshydraté par la suite en hématite par l'effet de l'enfouissement sous la couverture alpine.

(1) A certains endroits, l'érosion a enlevé les formations supérieures peu résistantes, mais a respecté le socle cristallin. Certains flancs de montagne, orientés au NW sont ainsi constitués par la surface de discordance elle-même, encore recouverte çà et là de plaques discontinues de quartzite et de conglomérat triasique.

Dans la région que j'ai explorée, j'ai constaté personnellement la présence de cristaux d'hématite dans les fissures alpines du socle, proches de la surface de celui-ci. Cette observation vient à l'appui des conclusions de Lugeon et confirme d'autre part la mobilisation à échelle réduite de certains éléments lors de la tectonique alpine. Il existe également au sein des gneiss, des zones colorées en rose plus ou moins vif, isolées du contact du Trias, mais toujours situées dans la partie supérieure du socle, au maximum à une centaine de m sous la discordance ; ce fait prouve également une certaine migration des oxydes de fer, à une échelle quand même assez réduite, qui s'est effectuée soit avant le dépôt du Trias, soit plus tard, lors des mouvements alpins.

Au point de vue de la tectonique alpine, l'examen du contact du Trias démontre, en premier lieu, le basculement général vers le NW. Il permet également de préciser l'âge alpin de certains groupes de failles, celles-ci déplaçant le contact discordant. Ces failles s'observent en trois points (cf. carte) :

1. sur l'arête W de l'Aiguille du Belvédère, entre ce sommet et la Pointe Alphonse Favre ;
2. sur l'arête W du Mont Oreb, allant de ce sommet au Col des Cristaux ;
3. sur le flanc W de l'Aiguille de la Terrasse, descendant vers le Col des Corbeaux.

Les coupes (fig. 32) représentent mieux que toute explication la disposition des roches en ces endroits.

Le premier point (Pointe A. Favre) a fait l'objet d'une publication antérieure (CORBIN et OULIANOFF, 1928*b*). Le fait particulièrement remarquable qu'on peut y observer et que ces auteurs ont mis en lumière est l'orientation des failles qui, bien qu'étant indubitablement d'âge alpin, ne sont pas parallèles aux lignes directrices alpines, NE-SW, mais sont orientées suivant la direction ancienne, approximativement N-S. L'explication de cette anomalie est la suivante : il s'agit de cassures d'importance relativement faible, qui ont été orientées par la structure des terrains anciens affectés. Comme le montre la coupe (fig. 32), le petit col qui se trouve immédiatement au S de la Pointe A. Favre est déterminé par la présence de la zone broyée. Dans les fractures, les quartzites du Trias sont cassés en blocs qui se

sont déplacés les uns par rapport aux autres, tandis que les schistes triasiques qui les surmontent sont déformés plastiquement, dessinant de nombreux chiffonnages dans lesquels apparaît une schistosité de fracture parallèle aux plans axiaux.

Les deux autres points (Mont Oreb et Aiguille de la Terrasse)

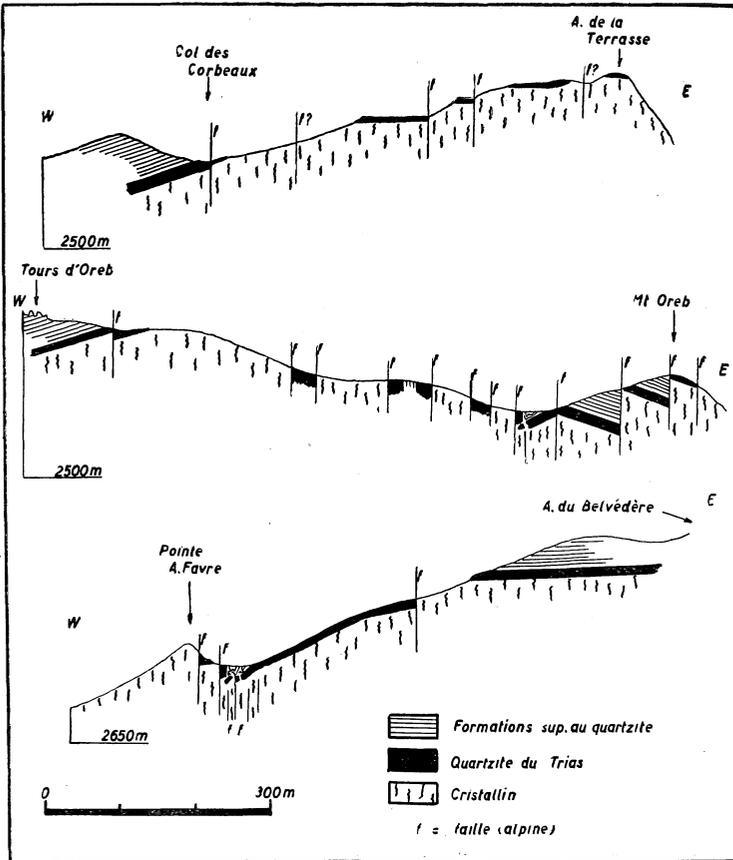


FIGURE 32

Coupes de l'Aiguille de la Terrasse, du Mont Oreb et de la pointe A. Favre.

Les cassures alpines *f* ont déplacé le Trias. A certains endroits (cols à l'W du Mont Oreb et à l'E de la Pointe A. Favre) le Trias, pincé dans les fractures du cristallin, est fortement froissé : les bancs de quartzite sont cassés tandis que les couches supérieures argileuses dessinent des chiffonnages serrés.

montrent des phénomènes du même type. Deux faits y sont remarquables :

a) Dans chaque cas (ceci est aussi vrai pour le chapeau du Belvédère), si on prolonge vers le SE la surface de base du Trias de la bordure NW du massif, elle passe bien au-dessus des affleurements de Trias en question ici. Il existe par conséquent des failles alpines dont le rejet s'opère en sens inverse du jeu habituel des grandes cassures alpines du massif du Mont Blanc. Ce fait peut d'ailleurs se constater directement sur certaines failles du Mont Oreb (fig. 32). Eu égard à l'importance relativement faible de ces cassures par rapport aux grandes fractures majeures, il semble qu'on puisse les considérer comme des déformations en retour; ce n'est là bien entendu qu'une hypothèse.

b) A l'Aiguille de la Terrasse, les plaques de Trias disposées en « terrasses » étagées sont horizontales. Elles ne peuvent donc résulter d'un simple jeu vertical ou oblique le long de failles planes; un tel jeu aurait nécessairement maintenu la pente NW des couches. Une explication possible consisterait à admettre qu'on se trouve en présence d'une série de cassures d'allure incurvée. L'enneigement et la présence d'éboulis sur les flancs de la montagne ne m'ont pas permis de vérifier le fait. De telles cassures sont d'ailleurs très difficiles à repérer au sein des roches cristallines.

Comparaison avec le massif du Mont Blanc, s. s.

Comme l'a démontré N. Oulianoff (CORBIN et OULIANOFF, 1925, 1927*a*, OULIANOFF, 1934*a*), les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges ne constituaient avant les tectoniques jeunes qu'un seul et même ensemble géologique. Leur évolution n'a été différente qu'à partir du moment où ils ont été séparés par la grande zone failleuse alpine de Chamonix. Le massif du Mont Blanc a alors été fortement surélevé par rapport aux Aiguilles Rouges et la tectonique alpine s'y est manifestée d'une façon beaucoup plus intense. La partie du socle qui affleure aujourd'hui dans le massif du Mont Blanc a donc évolué, pendant une grande partie de la tectogenèse alpine, à un niveau nettement plus profond que les Aiguilles Rouges. J'ai décrit dans une publication antérieure (BELLIERE, 1951) les mylonites d'âge alpin

qui s'y rencontrent ; elles y constituent des zones puissantes, atteignant des épaisseurs de plusieurs centaines de m. De plus ce ne sont pas, comme dans les Aiguilles Rouges, des cataclasites, mais des mylonitochistes à texture le plus souvent amygdalitique, c'est-à-dire des roches où la recristallisation a pris une part relativement importante.

On peut donc conclure que la différence de comportement des roches cristallines anciennes, qui étaient les mêmes à l'origine de part et d'autre, est en relation avec la profondeur à laquelle s'est passé le phénomène : dans l'épizone profonde (Mont Blanc) ont pris naissance des mylonitochistes en zones généralement puissantes ; tandis que dans les Aiguilles Rouges, qui occupaient une position épizonale nettement plus élevée, les mylonites sont des cataclasites dans lesquelles la recristallisation est limitée à une simple consolidation et qui forment des zones de puissance beaucoup plus réduite.

J'aurai l'occasion, au cours du chapitre suivant, d'étendre quelque peu ces considérations relatives au processus de mylonitisation.

CHAPITRE VII

CONCLUSIONS

Après avoir analysé les divers phénomènes observés dans le massif des Aiguilles Rouges et avoir discuté leurs relations dans le temps et dans l'espace, il est possible maintenant de reprendre dans une synthèse générale les conclusions des divers chapitres précédents.

Histoire géologique du massif. Résumé

Le massif des Aiguilles Rouges constitue un domaine polycyclique. Son histoire géologique est résumée et schématisée par le tectogramme de la figure 33.

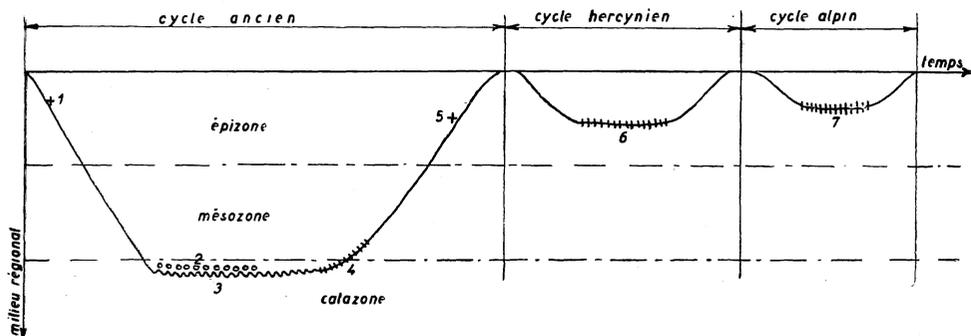


FIGURE 33

Tectogramme du massif des Aiguilles Rouges.

L'échelle des temps n'est pas prise en considération.

1. Intrusions (ou extrusions) basiques contemporaines de la sédimentation.
2. Endomigmatitisation syncinématique.
3. Déformation plastique.
4. Déformation de type « Chéserys ».
5. Granite de Valloireine.
6. Déformation mylonitique.
7. Déformation mylonitique.

La phase la plus ancienne que l'on en connaisse est le dépôt d'une série sédimentaire. Ces sédiments étaient de caractère pélitique à psammitique, et souvent riches en feldspaths détritiques. Leur composition va de celle d'une argile à celle d'une arkose. A titre accessoire la série comportait des couches isolées d'argile riche en matières organiques, de calcaire, de grès ou

arkose dolomitique, de marnes et de tufs basiques. On a tout lieu de croire que les couches à faciès carbonaté ne constituaient pas des niveaux continus, mais des lentilles réparties dans certains horizons de la série. Enfin les serpentines que l'on rencontre de façon exceptionnelle et en masses de faible volume font penser à des sills basiques peu épais. Il n'est guère possible de préciser les conditions de dépôt de cette série ; il semble qu'elle ne renfermait aucun sédiment grossier et qu'elle montrait en général une stratification assez fine. On ne décele dans la succession des couches aucune disposition cyclique ou semi-cyclique qui puisse être mise en relation avec la sédimentation. L'âge de la série est inconnu, mais certainement anté-carbonifère.

Cet ensemble a ensuite évolué au cours d'une période tectonique ancienne (c'est-à-dire anté-westphalienne). Cette évolution s'est effectuée dans un niveau profond de l'écorce terrestre, correspondant à la limite catazone-mésozone. Elle a consisté en une déformation intense de la masse, accompagnée d'une série de processus métamorphiques qui se sont manifestés à l'échelle régionale (cf. ci-après : paragraphe spécial).

Après la cessation de ces manifestations anciennes, le massif s'est élevé au sein de l'écorce terrestre jusqu'à un niveau difficile à préciser, vraisemblablement épizonal. A ce moment est apparu le granite de Vallorcine. Celui-ci n'est donc pas en relation directe avec les phénomènes anciens de métamorphisme ; il n'a pas été accompagné d'une déformation d'ensemble du massif, mais seulement d'une fracturation des roches voisines, qui a permis la formation d'un stockwerk à filons granitiques, pegmatitiques et aplitiques. Il n'a donné lieu à aucune minéralisation et à aucune espèce de métamorphisme de contact.

A la mise en place du granite de Vallorcine a succédé une période de calme pendant laquelle se sont déposés les sédiments carbonifères supérieurs. Ceux-ci dérivent essentiellement de la destruction des roches cristallines anciennes. Vint ensuite la phase tectonique hercynienne au cours de laquelle le socle cristallin, évoluant dans l'épizone, a été découpé par une série de failles ou zones failleuses N-S à N 20° E. Ces zones failleuses majeures étaient accompagnées dans tout le massif de multiples petites cassures de minime importance. Le matériau sédimentaire carbonifère, emprisonné dans les fractures principales, y a constitué

des synclinaux pincés. Dans le socle, toutes ces fractures sont accompagnées de mylonites formées aux dépens des gneiss ou du granite. Ces mylonites sont des cataclasites fines et présentent leur maximum d'extension le long de la faille de Remua. Il est possible d'autre part que la tectonique hercynienne ait produit un mouvement d'ensemble de tout le massif, mais ce mouvement, s'il a existé, nous est complètement inconnu.

La période tectogénique hercynienne a été suivie d'une pénéplanation générale, puis du dépôt du matériau alpin, dont la base est formée d'une plaque continue de conglomérat et d'arkose quartzitique d'âge triasique.

Enfin tout l'ensemble a été repris par les mouvements alpins. Ceux-ci ont consisté dans le socle en un basculement général de 30° environ vers le NW, accompagné de la production de multiples cassures généralement peu importantes. Ces cassures sont jalonnées de brèches tectoniques et de mylonites du même type que les roches tectonisées pendant la phase hercynienne. Considéré dans son ensemble, le massif des Aiguilles Rouges a été relativement peu affecté par les mouvements alpins, si on le compare au massif du Mont Blanc. C'est d'ailleurs cette circonstance qui permet d'y étudier avec un certain détail les phénomènes liés à la phase ancienne.

Les deux dernières périodes tectogéniques, hercynienne et alpine, ont ainsi produit des effets semblables qu'il n'est pas toujours possible de distinguer entre eux. Les failles et cassures, pour autant qu'elles ne présentent pas une trop grande importance, ne possèdent pas d'orientation caractéristique comme les accidents majeurs. Au point de vue minéralogique, ces deux phases jeunes ont été accompagnées de phénomènes de rétro-morphose semblables, très poussés dans les mylonites et ultramylonites, moins prononcés dans les roches peu ou pas mylonitiques.

La phase orogénique alpine a été suivie d'une période d'érosion, qui est toujours en cours actuellement, le relief de la région étant encore au stade de jeunesse.

Pour être complet, il convient de signaler enfin les formations quaternaires, récentes ou actuelles, consistant essentiellement en éboulis et en moraines en relation avec des glaciers pour la plupart disparus, mais dont certains sont encore en activité.

Le métamorphisme et la déformation

Les processus métamorphiques qui ont affecté les sédiments de la série primitive se sont déroulés dans des conditions catazonales supérieures à mésozonales profondes.

Ils ne semblent avoir été accompagnés d'aucun apport extérieur au massif lui-même.

Ils ont été caractérisés par une mobilité chimique interne des roches, c'est-à-dire par la possibilité pour les éléments de migrer à des distances généralement faibles. Cette mobilité se traduit dans tous les phénomènes dont les roches ont été le siège : genèse de la schistosité, genèse de la foliation (différenciation métamorphique), phénomènes de remplacements et de corrosions divers, homogénéisation, déformation à caractère éminemment plastique.

Ces divers processus se sont déroulés en présence d'eau, mais d'une façon générale, la partie mobile (fusion ou solution) possédait un caractère intersticiel (« porenmagma ») et ne représentait donc qu'un faible volume des roches. Son action a cependant été suffisante pour produire des phénomènes ultra-métamorphiques de début d'anatexie et pour transformer la plupart des roches du massif en endomigmatites (migmatites sans apport : cf. pp. 62-65).

La mobilité chimique interne des roches ne s'est cependant pas manifestée partout avec la même intensité. On peut à ce point de vue distinguer trois types de masses rocheuses :

1. celles où la mobilité était faible ; il s'agit de la partie W de la région étudiée (zone de l'Aiguillette du Brévent et son prolongement N) ; les roches y ont conservé un grain fin et montrent encore de nombreux détails de leur structure sédimentaire originelle (stratification fine jusqu'à l'échelle de la fraction de mm, parfois stratification entrecroisée) ; c'est le domaine des leptynites et des micaschistes et gneiss à grain fin, dans lesquels la foliation fait pratiquement défaut.

2. celles où la mobilité, plus importante, a donné des schistes cristallins grenus, souvent foliés, dans lesquels les dispositions litées ou rubanées de la stratification originelle, sans montrer toujours tous leurs détails, se sont néanmoins maintenues de façon nettement reconnaissable, chaque banc présentant une composition ou un aspect différent de ses voisins. Dans ces séries litées, la mobilité a été plus grande dans les bancs ou linéoles

quartzo-feldspathiques que dans les parties plus riches en biotite. En particulier dans les bancs ou paquets de bancs d'arkose (gneiss leucogranitiques), la stratification a été estompée et n'existe plus qu'à l'état fantomatique ; ces arkoses conservent cependant leur forme extérieure de bancs par rapport aux micaschistes ou gneiss à biotite voisins ; il y a donc eu une homogénéisation, limitée à l'arkose. Ces mêmes gneiss leucogranitiques semblent avoir été le siège localement d'une liquéfaction plus poussée qui se traduit par la disparition de la schistosité ou par une mobilité à caractère magmatique.

3. celles enfin où l'homogénéisation s'est étendue à une série de plusieurs centaines de m de puissance, primitivement formée de bancs de compositions diverses. Ceux-ci ont été transformés en une masse homogène de gneiss très grenu, bien folié, le cas échéant oëillé, dans laquelle on ne décele plus que çà et là des restes plus ou moins effacés et fantomatiques de la disposition stratifiée originelle. De telles roches ne sont donc pas, comme on les a souvent appelées, des « orthogneiss », c'est-à-dire d'anciens granites laminés ; je les ai dénommées : « gneiss granitiques d'homogénéisation. »

Les amphibolites que l'on rencontre dans le massif doivent être considérées comme le résultat de la transformation tantôt de sédiments marneux, tantôt de tufs basiques, et dans certains cas probablement de sills, mais il n'est pas possible en général de décider entre ces diverses origines.

La déformation a revêtu d'abord un caractère éminemment plastique et a consisté en une élongation générale des couches, accompagnée de la formation de plis très allongés parfaitement isoclinaux. Elle a ensuite perdu progressivement ce caractère plastique pour passer à une déformation rupturale accompagnée de la mise en place de pegmatites d'exsudation. Cette évolution du type de la déformation ne s'est pas effectuée de façon uniforme dans toutes les roches du massif :

a) l'apparition du type ruptuel ne s'est pas produite au même moment à toutes les échelles de grandeur ;

b) il a apparu très tôt dans les amphibolites, les granulites et roches similaires ; ces formations ont pu par conséquent donner lieu aux phénomènes de boudinage par suite de leur disposition en bancs isolés ;

c) au cours de la première période à longs plis étirés, ce sont le faciès quartzo-feldspathiques qui ont été le plus aisément déformables ; par contre pendant les phases moins plastiques qui ont suivi, ce sont les faciès riches en micas qui ont enregistré la déformation, sous la forme de plissements un peu plus larges, déformant la schistosité ;

d) pour la plupart des roches du massif, ce stade a marqué la fin des déformations ; dans certaines parties cependant celles-ci ont perduré où se sont réactivées sous la forme d'une déformation intime rupturale, accompagnée à l'échelle macroscopique de plissements plastiques déformant la schistosité (gneiss « Chéserys »).

Les gneiss « Chéserys » et la notion de mylonitisation

J'ai décrit en détail au chapitre III les roches que j'ai dénommées « gneiss Chéserys » et j'ai montré qu'elles résultent d'une déformation, répartie dans toute la masse, d'une roche antérieurement cristallisée dans laquelle les éléments étaient incapables de recristalliser complètement pendant la déformation. On a vu de plus que ce processus donne lieu au même résultat que la roche de départ soit un gneiss ou une roche granitique massive comparable à un granite magmatique.

Je rappelle que cette déformation est caractérisée par les phénomènes suivants :

Les micas, biotite et muscovite, sont déchiquetés et forment des paquets allongés de petites paillettes enchevêtrées. Les plagioclases sont entièrement et régulièrement granulés, en agrégats allongés, fusiformes, montrant le plus souvent une orientation optique moyenne des fragments ; ceux-ci ont joué légèrement les uns par rapport aux autres et se sont ressoudés ; cette soudure n'a pu s'effectuer que par un impressionnement des grains les uns sur les autres, combiné avec un accroissement dans les parties non en contact. La granulation fait donc apparaître une certaine recristallisation, assez limitée.

Le feldspath potassique se comporte de façon analogue au plagioclase : il donne lieu à un processus de granulation identique, mais beaucoup moins poussé. Le feldspath potassique apparaît ainsi la plupart du temps sous la forme de porphyroclastes,

non affectés dans leur masse par la déformation, et granulés seulement vers leurs extrémités ; les cas de feldspaths potassiques entièrement granulés sont relativement rares. Ce minéral apparaît donc comme particulièrement résistant au processus déformatif.

Quant au quartz, on a vu qu'il a complètement recristallisé en prenant typiquement une structure discordante, imbriquée et lamellaire.

Ces phénomènes se sont déroulés dans un niveau énergétique mézozonal, correspondant à l'équilibre des minéraux préexistants ; ils n'ont donc pas été accompagnés d'une modification de la minéralogie des roches. Par contre ils ont conféré à celles-ci une texture planaire nouvelle qui n'est plus seulement déterminée, comme dans la déformation plastique, par l'allongement parallèle des minéraux, pris individuellement, mais par l'allongement parallèle des agrégats résultant de la déformation : lentilles de plagioclases granulés, amandes de feldspath potassique, paquets de micas déchiquetés, lamelles de quartz discordant. Cette texture planaire est donc due pour une part à la recristallisation orientée du quartz, pour une autre part à un alignement, parallèle à un plan, des produits du morcellement des minéraux préexistants.

On voit donc que par certains caractères, les gneiss « Chéserys » se rapprochent de la catégorie des roches mylonitiques, dont ils s'écartent cependant par la recristallisation du quartz en grands individus. Cette observation va permettre d'étendre et de généraliser la notion de mylonitisation, en la mettant en relation avec la profondeur dans l'écorce terrestre.

Sans sortir des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges on peut en effet distinguer trois types de roches mylonitiques, formés chacun aux dépens d'un matériau de départ analogue : granites et gneiss de composition granitoïde.

Le *premier type* est représenté par les gneiss « Chéserys » dont je viens de parler, pour lesquels la mylonitisation, d'âge ancien, s'est déroulée dans un niveau relativement profond de la mésozone.

Le *deuxième type* ne s'observe pas dans les Aiguilles Rouges, mais présente un développement considérable dans le massif du Mont Blanc sensu stricto. Il s'agit des mylonites d'âge alpin que j'ai eu l'occasion de décrire dans deux publications antérieures

(BELLÈRE, 1949, 1951), et dont je résumerai ici brièvement les caractéristiques. Les micas, biotite et muscovite, y sont ployés, tordus, cassés et plus ou moins effilochés. Les feldspaths présentent un morcellement périphérique, déterminant de petits fragments entraînés dans des ensembles microgrenus en mélange avec d'autres minéraux. Ce morcellement s'étend rarement à l'entière du feldspath qui subsiste sous forme de porphyroclastes généralement en amandes. Ces porphyroclastes montrent fréquemment en leur sein des déformations du réseau cristallin (courbures des macles polysynthétiques des plagioclases) et des cassures à lèvres plus ou moins écartées. La fracturation ne s'effectue jamais selon les clivages, mais détermine des fragments de formes et de dimensions irrégulières. De plus les feldspaths potassiques sont, de façon générale, moins atteints que les plagioclases. Le quartz est nettement plus sensible que les feldspaths à la déformation : il présente de façon générale l'extinction onduleuse, qui passe à une granulation périphérique ; celle-ci envahit souvent la totalité des plages de quartz. Il s'agit d'une granulation du même type que celle des feldspaths des gneiss « Chéserys » et qui apparaît très rapidement, même dans des roches peu mylonitiques. Ces mylonites apparaissent ainsi comme formées d'éléments porphyroclastiques œillés, constitués d'un cristal ou de plusieurs cristaux, plus ou moins déformés, noyés dans une masse plus finement grenue formée de débris et de produits de recristallisation.

J'ai montré que cette mylonitisation s'est effectuée dans des conditions mésozonales supérieures ou épizonales inférieures selon les endroits. Elle a été par conséquent accompagnée de modifications minéralogiques consistant en une saussuritisation des plagioclases, une séricitisation très sporadique du feldspath potassique et une chloritisation importante de la biotite. Le phénomène a abouti de plus à la formation d'une schistosité nouvelle déterminée par l'entraînement des débris résultant du broyage, mêlés à de fins produits de néoformation cristallisés ou recristallisés parallèlement à un plan. Cette schistosité est toujours très bien exprimée ; elle contourne les porphyroclastes et confère ainsi à la roche une texture amygdalitique.

Ces mylonites alpines du massif du Mont Blanc sont donc des

mylonitoschistes à faciès mésozonal supérieur ou épizonal inférieur, selon les endroits.

Les roches mylonitiques du *troisième type* sont celles que j'ai décrites au chapitre VI et qui ont pris naissance dans le massif des Aiguilles Rouges au cours des phases tectogéniques hercynienne et alpine. Elles sont caractérisées par le broyage de tous les minéraux, poussé à un degré de finesse plus ou moins élevé. La roche est constituée d'une masse finement grenue dans laquelle sont dispersés des débris plus ou moins grossiers de dimensions et de formes très variables. On n'y observe aucun phénomène de granulation régulière comme dans les autres types. La schistosité y fait très souvent défaut et la recristallisation y est réduite à ce qui a été juste nécessaire au maintien de la cohérence. Le broyage, s'effectuant dans l'épizone supérieure, a été accompagné des mêmes modifications minéralogiques que le type précédent : saussuritisation du plagioclase, chloritisation totale de la biotite.

C'est à des roches de ce dernier type que les auteurs français réservent d'ordinaire le terme de « mylonites » (mylonites des grandes failles radiales du Massif Central, par exemple). A mon avis, cette acception est trop restreinte ; il faut y inclure les types dans lesquels aux produits de la fracturation s'ajoutent ceux de la recristallisation, exprimant néanmoins une dégradation de la granularité. Les divers types de roches dont je viens de rappeler les principaux caractères ne résultent que de la manifestation, dans des conditions de milieu différentes, d'une même déformation, répartie dans toute la masse, d'une roche primitivement plus grenue, incapable de recristalliser dans son ensemble.

Quant au fait de savoir quelle est la cause qui détermine l'apparition de la déformation mylonitique de préférence à la déformation plastique, c'est une question qui ne pourrait recevoir une réponse complète qu'à la lumière d'observations multiples, effectuées en de nombreux points de la surface du globe. Il semble en tous cas qu'on puisse avancer le principe suivant : *donne lieu à une mylonitisation, toute roche dont la granularité est supérieure à celle de la recristallisation dynamométamorphique dans le niveau où elle subit la déformation.*

Lorsqu'une roche cristalline, formée dans des conditions

statiques ou cinématiques au cours d'un stade géologique donné est reprise par une phase déformative plus récente dans un niveau moins profond, elle sera généralement le siège de processus mylonitiques au sens défini plus haut. La mylonitisation semble donc de règle pour les cas de superposition des tectoniques dans les parties supérieures des socles, parties que Wegmann a appelées « Oberbau » (WEGMANN, 1935). Le phénomène sera le même si la roche envisagée a été élaborée dans un niveau quelconque, même peu profond, mais constitue une masse cristalline grenue consolidée ; par exemple si un massif éruptif est mis en place dans des sédiments peu évolués et que l'ensemble est ensuite repris par une phase déformative dans le même niveau ou dans un niveau plus profond, les sédiments se transformeront en micaschistes ou en gneiss, le cas échéant injectés ; tandis que la masse éruptive prendra une structure mylonitique. Un bel exemple en est fourni dans le Massif Central par le granite du Saut du Saumon (vallée de la Vezère, au N de Brives : ROQUES, 1941) ; ce granite forme une masse lenticulaire mise en place dans des sédiments avant leur évolution ou au début de celle-ci ; par la suite, ces sédiments se sont transformés en micaschistes à séricite - chlorite et à muscovite - biotite, tandis que le granite a pris dans toute sa masse une structure mylonitique typique de faciès mésozonal supérieur.

Dans le cas de la reprise d'un socle dans un niveau plus profond, on peut penser que les mylonites n'apparaîtront pas. On aurait alors affaire à des convergences de structures entre les formations de couverture et celles du socle, dans ce que E. Wegmann a appelé des « soudures » (WEGMANN, 1947).

La plasticité des roches d'origine sédimentaire apparaît donc comme liée à une transformation de ces roches vers des états plus évolués (c'est-à-dire correspondant à des équilibres minéralogiques de plus hautes pression et température), et elle est limitée dans le temps : elle disparaît lors d'une remontée, même légère du bâti. Si la déformation perdure à ce moment, les structures mylonitiques font leur apparition. C'est le cas des gneiss « Chéserys ». On pourrait parler à ce propos d'un phénomène de « vieillissement » des roches. A fortiori en sera-t-il de même lors de la reprise d'un socle cristallin par une phase déformative

plus jeune, à une profondeur égale ou inférieure à celle de la phase ancienne.

Encore une fois il ne s'agit ici que de considérations déduites principalement de mes observations dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Il est possible qu'elles présentent un caractère général, mais il ne serait permis de l'affirmer qu'après les avoir vérifiées dans un nombre suffisant de régions.

D'autre part, la mylonitisation présente, selon le niveau où elle s'effectue, des modalités différentes. Il importe de remarquer cependant que la structure des mylonites dépend en partie des roches de départ, ainsi que j'ai eu l'occasion de le montrer (BELLIERE, 1949). La comparaison à ce point de vue des mylonites de différents niveaux doit par conséquent, pour être valable, s'adresser à des matériaux de même nature originelle. Cette condition se trouve réalisée pour les trois types de roches mylonitiques que j'ai envisagés un peu plus haut : dans chaque cas des roches granitiques ou granitoïdes de compositions similaires ont été intéressées. La comparaison de leurs produits mylonitiques, en éliminant le facteur « nature de la roche », fait apparaître dans le processus mylonitique une certaine unité, se traduisant par la variation régulière de certains caractères en fonction de la profondeur et par l'existence d'autres caractères communs aux divers types.

En effet, si on envisage le comportement d'un minéral donné au cours de mylonitisations de plus en plus profondes, on constate d'abord un broyage purement mécanique en fragments de tailles et de formes diverses ; ce broyage est accompagné éventuellement d'une recristallisation réduite au minimum. On assiste ensuite à l'apparition du processus de granulation tel que je l'ai défini plus haut : production d'un ensemble de plages équigranulaires plus ou moins polyédriques, apparaissant d'abord en couronnes plus ou moins continues sur le bord des cristaux et en envahissant ensuite peu à peu toute la partie interne ; ce processus implique, comme on l'a vu, une certaine recristallisation du minéral ; il ne pourra donc s'effectuer que dans des conditions de milieu assurant la stabilité du minéral envisagé. Le stade suivant consiste en une recristallisation complète du minéral.

Cette évolution est la même pour tous les minéraux, mais s'effectue à des profondeurs qui diffèrent selon la nature du

minéral, ainsi que le montre le tableau ci-dessous, qui résume les observations qui viennent d'être rappelées :

	Quartz	Micas	Plagioclase	F. potassique
Type I (épizone)	broyage mécanique	déchiquetage poussé	broyage mé- can. poussé	broyage mécan. peu poussé
Type II (ép. inf.- més. sup.)	granulation et recristallisation en mosaïque	déchiquetage	broyage mé- can.	broyage mécan. peu poussé
Type III (més. inf.)	recristal. totale en grands indivi- dus	granulation	granulation totale	granulation partielle

La mylonitisation s'accompagne de l'apparition d'une texture planaire nouvelle, dans laquelle les éléments porphyroclastiques apparaissent en amandes contournées par le feuilletage; les roches présentent ainsi une texture œillée plus ou moins bien exprimée. Les mylonites du type I passent aux cataclasites dans lesquelles la texture planaire disparaît.

Dans tous les types envisagés, le feldspath potassique apparaît toujours comme l'élément le plus réfractaire à la mylonitisation : c'est essentiellement lui qui constitue les porphyroclastes des amygdalites.

D'autre part plus le phénomène de mylonitisation est profond, plus il tend à prendre un caractère régional. En effet, les mylonites épizonales supérieures (type I) forment le long de failles ou de cassures des bandes localisées dont la largeur, généralement faible, est en rapport avec l'importance de l'accident. Les mylonites du type II sont également en relation avec la présence de failles, mais ne sont pas limitées à leur voisinage immédiat; elles peuvent constituer des zones de plusieurs centaines de m de puissance. Quant aux mylonites profondes du type III, elles ne sont pas en relation avec des failles, mais se sont développées à l'échelle régionale dans toute une partie du massif.

Je ne possède pas d'observations relatives à des niveaux plus profonds, mais il semble vraisemblable que dans la catazone inférieure, la recristallisation complète doit finir par s'étendre

à tous les minéraux; et que par conséquent le processus mylonitique tendrait à disparaître. Cette réflexion résulte bien entendu d'une extrapolation et demande à être vérifiée.

On voit en conclusion, que le phénomène de mylonitisation, défini comme une déformation intime dégradant la granularité, et en général rupturale, présente une série de modalités différentes qui dépendent des conditions de milieu dans lesquelles il se produit. Cette étude critique d'un phénomène géologique en relation avec les conditions régionales du milieu géophysique où il se déroule est en accord avec les principes enseignés à l'Université de Liège par le Professeur P. Michot.

Conclusions d'ordre général

De l'ensemble des observations sur les schistes cristallins des Aiguilles Rouges, qui ont fait l'objet de ce mémoire, se dégagent les considérations suivantes, qui me paraissent dépasser le cadre de la région étudiée, et présenter par conséquent une portée générale.

1. La schistosité est contemporaine de la déformation dont elle est une conséquence. Il semble permis de se demander si le caractère général de la schistosité qui présente dans tous les massifs cristallophylliens d'origine sédimentaire une disposition parallèle à la stratification, ne traduit pas simplement le fait que la déformation isoclinale, plus précisément en plis couchés caractérise les zones profondes de l'écorce terrestre (sans bien entendu y être limitée exclusivement).

2. Les divers phénomènes de recristallisation, de ségrégation et d'homogénéisation, dont l'ensemble constitue le métamorphisme, sont également contemporains de la déformation. Toutefois ces deux aspects de la transformation des roches (métamorphisme et déformation) se sont manifestés pendant une période relativement longue au cours de laquelle leurs caractères ont évolué et ce, de façons différentes selon les endroits et selon la nature des roches. Le tout constitue un processus d'évolution continu, dans lequel les phases, tout en se succédant, ne constituent pas des épisodes nettement tranchés.

3. Il existe une convergence remarquable entre : d'une part certains types de roches migmatitiques ayant subi des apports

extérieurs, d'autre part des gneiss tels que ceux des Aiguilles Rouges formés sans apport extérieur par transformation de sédiments de nature arkoso-argileuse, mais avec des remobilisations partielles de ce matériau. Il en résulte que l'aspect général d'une formation cristallophyllienne n'est pas suffisant pour décider s'il s'agit effectivement d'une roche composite formée par le mélange d'un substrat (ou trame) et d'un apport. A ce point de vue il semblerait donc souhaitable d'en revenir à la définition plus générale des migmatites telle qu'elle a été donnée originellement par Sederholm : cf. p. 18 (SEDERHOLM, 1907).

4. La présence d'eau au cours des phénomènes de migration interne indique que ces migrations ne se sont pas déroulées par des processus de diffusion ionique à l'état sec, comme le pensent Perrin et Roubaux (PERRIN et ROUBAUX, 1946b); ceci ne signifie pas bien entendu, que de telles diffusions soient impossibles.

5. Il est possible d'établir une systématique des processus de déformation intime à caractère ruptuel en fonction des conditions régionales du milieu (épi, méso supérieur, méso inférieur), ce qui amène à étendre et à généraliser la notion de mylonitisation.

Note ajoutée pendant l'impression

Le présent mémoire était à l'impression lorsque j'ai eu connaissance d'un article de R. Dhellemmes, intitulé :

Etude géologique du Massif des Aiguilles Rouges (Alpes de Savoie)
(Travaux Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 32, 1956, pp. 67 à 94)

La lecture du présent mémoire aura montré que je m'écarte sensiblement de la plupart des conceptions de cet auteur, tant pour ce qui est de la localisation cartographique des divers types de roches, qu'en ce qui concerne les interprétations, notamment celles qui sont relatives aux apports migmatitiques et à la signification des « gneiss du Lac Blanc ».

BIBLIOGRAPHIE

Cette liste bibliographique ne mentionne que les références citées dans le texte.

- BECKE, F. (1908). — Ueber Myrmekite. (*Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 27).
- BELLIÈRE, J. (1949). — Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont Blanc (*Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 72).
- BELLIÈRE, J. (1951). — Les équilibres minéralogiques alpins dans le massif du Mont Blanc (*Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 74).
- BELLIÈRE, J. (1954). — Sur la présence des silicates d'alumine (sillimanite, andalousite, disthène) dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie) *C. R. Ac. Sc.*, t. 239).
- BOWEN, N. L. et TUTTLE, O. F. (1950). — The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O (*Journ. Géol.*, t. 58, n° 5).
- CLOOS, E. (1946). — Lineation (*Mem. Geol. Soc. Am.*, Mém. 18).
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1925). — Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges (*Bull. Soc. Géol. France*, 4^e série, t. 25).
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1926a). — La chaîne des Aiguilles Rouges dans le mouvement orogénique alpin (*C. R. Ac. Sc.*, t. 182).
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1926b). — Les contacts, éruptif et mécanique de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont Blanc (*Bull. Soc. Géol. France*, 4^e série, t. 26).
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1927a). — De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix (massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges) (*Bull. Soc. Géol. France*, 4^e série, t. 27).
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1927b). — Carte géologique du massif du Mont Blanc au 20.000^e. Feuille Servoz-Les Houches (*Sté française de Stéréotopographie*).
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1928a). — Les roches basiques de la région du Lac Cornu et la question de leur origine (*Bull. Soc. Géol. France*, 4^e série, t. 28).
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1928b). — Nouvelles observations sur l'influence du plissement alpin dans le substratum hercynien des Aiguilles Rouges (*C. R. Som. Soc. Géol. France*).
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1928c). — Carte géologique du Massif du Mont Blanc au 20.000^e. Feuille Chamonix (*Sté française de Stéréotopographie*).
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1929). — Carte géologique du massif du Mont Blanc au 20.000^e. Feuille Les Tines (*Sté française de Stéréotopographie*).
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1930). — Carte géologique du massif du Mont Blanc au 20.000^e. Feuille Vallorcine (*Sté française de Stéréotopographie*).
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1931). — Carte géologique du massif du Mont Blanc au 20.000^e. Feuille Le Tour (*Sté française de Stéréotopographie*).
- DEMAÏ, A. (1942). — Microtectonique et tectonique profonde (*Mém. Serv. Carte Géol. France*).
- DRESCHER-KADEN (1948). — Die Feldspath-Quartz-Reactionsgefüge der Granite und Gneise (Springer-Verlag; Berlin, Göttingen, Heidelberg).
- DRUGMAN, J. (1930). — Note sur des quartz bipyramidés maclés de Four-la-Brouque, Auvergne (*Soc. Franc. Min.* Livre jubilaire).
- DRUGMAN, J. (1939). — Contribution à l'étude des macles et groupements des phénocristaux de feldspath et de quartz (*Bull. Soc. Franç. Min.*, t. 62).
- EMMONS, R. C. et autres (1953). — Selected Petrogenic Relationships of Plagioclase (*Mem. Geol. Soc. Amer.*, Mém. 52).
- FOURMARIER, P. (1950). — Principes de Géologie (3^e édition, Vaillant-Carmanne, Liège).

- GIGNOUX, M. (1946). — Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs cristallins de la zone alpine externe (*Bull. Soc. Géol. France*, 5^e série, t. 16).
- GLANGEAUD, L. (1947). — Les états de la matière dans la pétrogenèse profonde (*Experientia*, t. III, 1 et 2).
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1921). — Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete (*Videnskapselskapets Skrifter, I. Mat.-Naturv. Klasse* n° 10).
- GRUBENMANN, U. et NIGGLI, P. (1924). — Die Gestein Metamorphose (Berlin).
- HOLMES, A. (1920). — The Nomenclature of Petrology (Thomas Murby and Co, Londres).
- JONGMANS, W. J. (1950). — Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz (*Ecl. Geol. Helv.*, vol. 43, n° 2).
- JUNG, J. et ROQUES, M. (1952). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophyliennes (*Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. 50, n° 235).
- LUGEON, M. (1916). — Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges (*C. R. Ac. Sc.*, t. 162).
- LUGEON, M. (1946). — A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin (*Bull. Soc. Géol. France*, 5^e série, t. 16).
- MICHEL-LÉVY, A. (1890). — Etude des roches cristallines et éruptives des environs du Mont Blanc (*Bull. Carte Géol. France*, n° 9).
- MICHOT, P. (1937). — Contribution à l'étude des symplectites (*Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 60).
- MICHOT P., (1938). — Etude pétrographique et géologique du Ruwenzori septentrional (*Mém. Institut Colonial belge*, t. 8).
- MICHOT, P. (1948). — La composition minéralogique des roches éruptives et le cadre géologique (*Bull. Classe des Sc. Ac. Royale Belgique*, 5^e série, t. 34).
- MICHOT, P. (1956). — La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre (*Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 80).
- NIGGLI, E. (1952). — Stéréométrie et mise en place de filons (*Bull. Soc. Géol. France*, 6^e série, t. 2).
- NIGGLI, P. (1948). — Gesteine und Minerallagerstätten (Verlag Birkhäuser, Basel).
- NIKITIN, W. W. (1933). — Korrekturen und Vervollständigungen der Diagramme zur Bestimmung der Feldspate nach Fedorows Methode (*Min. Petr. Mitt.*, t. 44).
- OULIANOFF, N. (1924). — Le massif de l'Arpille et ses abords (*Matériaux pour la carte géologique suisse*, 54^e livr., 2^e partie).
- OULIANOFF, N. (1932). — Une contribution à la connaissance des gneiss ceillés (*Eclogæ Geologicae Helvetiae*, t. 25, n° 1).
- OULIANOFF, N. (1934a). — Massifs hercyniens du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges (Guide Géologique de la Suisse, Soc. Géol. Suisse).
- OULIANOFF, N. (1934b). — Le problème des gneiss ceillés et ses relations avec la tectonique (*Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat.*, t. 58).
- OULIANOFF, N. (1937). — Superposition des tectoniques successives (Travaux du 4^e Centenaire Université de Lausanne).
- PERRIN, R. et ROUBAUX, M. (1945). — Observations sur le métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au Lac de la Girotte (*Bull. Soc. Géol. France*, 5^e série, t. 15).
- PERRIN, R. et ROUBAUX, M. (1946a). — 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. France*, 5^e série, t. 16).
- PERRIN, R. et ROUBAUX, M. (1946b). — Note sur le mécanisme du métamorphisme (*Bull. Soc. Géol. France*, 5^e série, t. 16).

- REINHARDT, M. et PREISWERK, H. (1927). — Ueber Granitmylonite im Aiguilles Rouges Massiv (*Verhandlungen Naturforsch. Gesellsch.*, Basel, t. 38).
- ROQUES, M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie SW du Massif Central français (*Mém. Serv. Carte Géol. France*).
- SANDER, B. (1950). — Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper (zweiter Teil : Die Korngefüge) (Innsbruck, Springer Verlag, Wien).
- SEDERHOLM, J. J. (1907). — Om granit och Gneis (*Bull. Com. Géol. Finlande*, n° 23).
- SCHAIRER, J. F. (1950). — The alkali-feldspar join in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 (*Journ. Geol.*, vol. 58, n° 5).
- STILLE, H. (1924). — Grundfragen des vergleichenden Tektonik (Gebr. Bornträger Berlin).
- WEGMANN, E. (1932). — Note sur le boudinage (*Bull. Soc. Géol. France*, 5^e série, t. 2).
- WEGMANN, E. (1935). — Zur Deutung der Migmatite (*Geol. Rundschau*, t. 26).
- WEGMANN, E. (1947). — Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée (*Bull. Comm. Géol. Finlande*, n° 140 ; *Mémorial Eskola*).
- YODER, H. S. Jr (1950). — High-low quartz inversion up to 10.000 bars (*Trans. Amer. Geophys. Union*, t. 31).
-

Dans les photographies de terrain, l'échelle est donnée soit par le marteau (longueur du fer : 23 cm), soit par un crayon (15 cm).



PHOTO 1

Texture rubanée typique, dans des amphibolites : succession de lits réguliers et continus de compositions différentes.

Environs du Lac Cornu.

PHOTO 2

Texture rubanée déterminée par l'alternance de bancs de micaschiste et de granulite et correspondant à la stratification originelle.

Au centre de la photographie : banc de granulite déformé en lentille.

Pierre à Bérard, au-dessus de l'ancien chalet-hôtel.

PHOTO 3

Gneiss « Lac Cornu ». Disposition litée.

Trois bancs successifs montrent des facies différents : à gauche, gneiss œillé ; au centre, gneiss homogène ; à droite, gneiss à lentilles pegmatitiques.

Lac Cornu.

Remarquer les stries glaciaires horizontales.

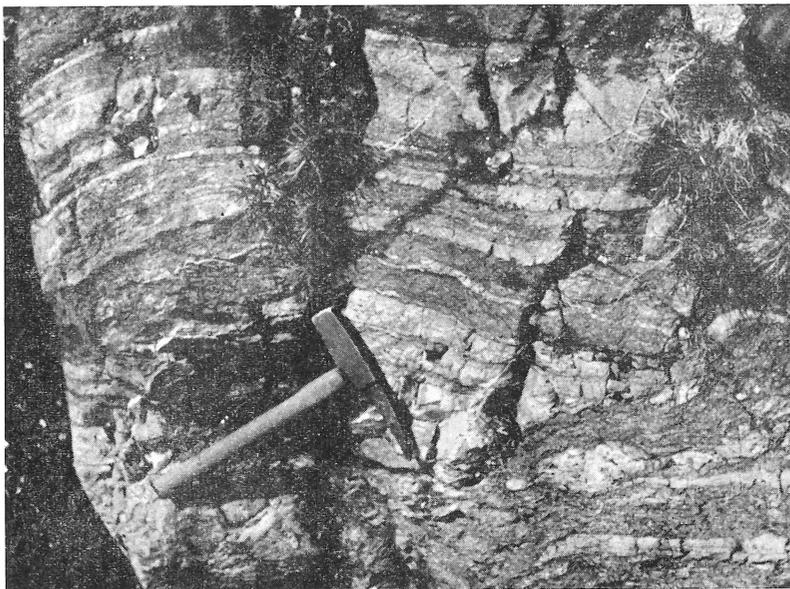


PHOTO 2



PHOTO 3

PHOTO 4

Gneiss « Lac Cornu ».

Litage déterminé par la succession (stratification) de bancs de micaschiste et de gneiss à grain fin.

Lentilles et linéoles de quartz et de pegmatite, discontinues et irrégulières, déterminant un débit de texture rubano-lenticulaire.

Région de Pierre à Bérard.

PHOTO 5

Gneiss « Lac Cornu » œillé.

Porphyroblastes de feldspath dispersés dans un gneiss homogène à grain relativement fin.

Région de Pierre à Bérard.



PHOTO 4

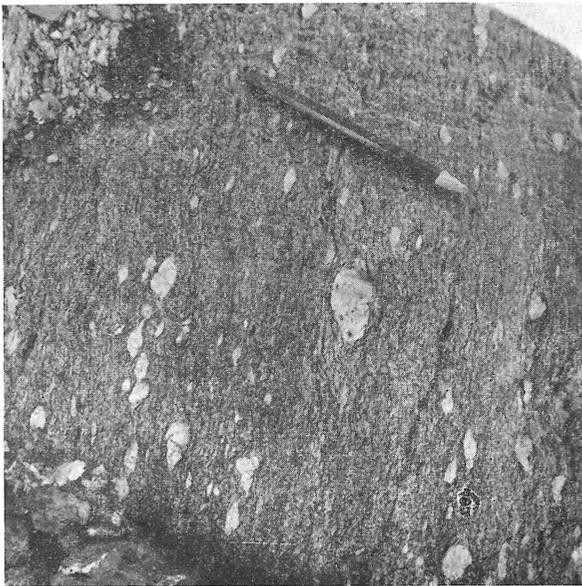


PHOTO 5

PHOTO 6

Gneiss « Lac Cornu » montrant une foliation très développée passant à la texture rubano-lenticulaire; celle-ci se superpose probablement à un litage primitif (sédimentaire) qui en est partiellement effacé.

Lac Cornu.

PHOTO 7

Gneiss « Lac Cornu » rubano-lenticulaire.

Texture déterminée par la présence de lentilles et linéoles à caractère pegmatitique, allongées selon la schistosité, mais irrégulières et discontinues.

Lac Cornu.

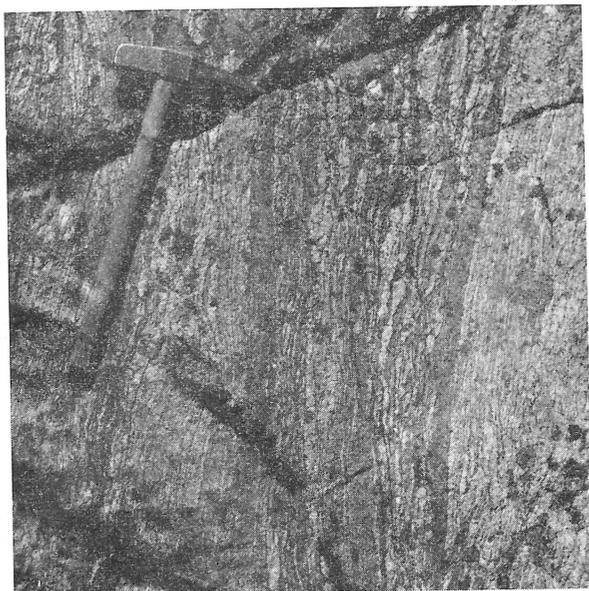


PHOTO 6

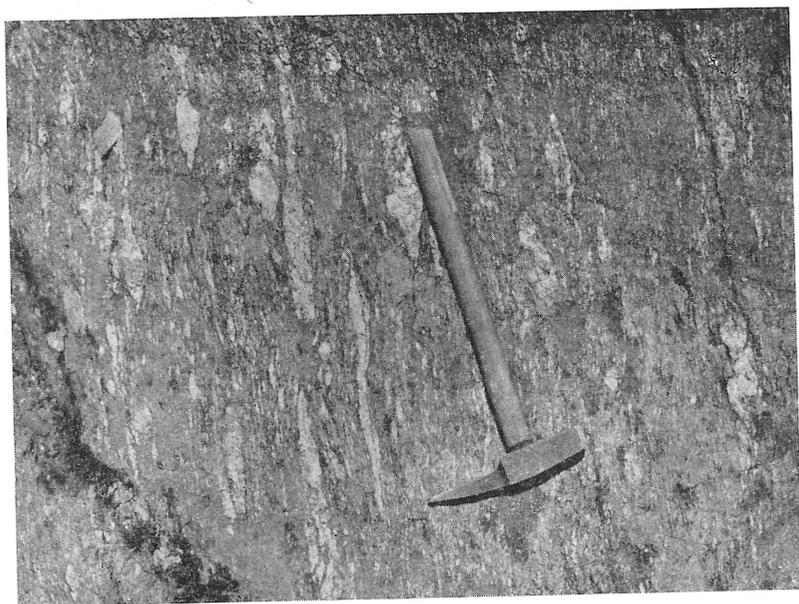


PHOTO 7

PHOTO 8

Leptynite.

Roche formée de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique en petits grains de taille régulière, légèrement allongés selon la schistosité. Celle-ci, verticale sur la photographie, est parallèle à la stratification.

Un début de coalescence se marque dans certains rubans discontinus parallèles à la structure.

Lumière verte polarisée; nicols croisés; 26 ×.

PHOTO 9

Structure typique des gneiss « Lac Cornu ».

Remarquer :

- a) la schistosité, déterminée par l'allongement parallèle des minéraux;
- b) la foliation déterminée par le groupement des minéraux (biotite d'une part et quartz-feldspaths de l'autre) en agrégats allongés parallèlement à la schistosité;

Lumière verte polarisée; nicols croisés; 6 ×.

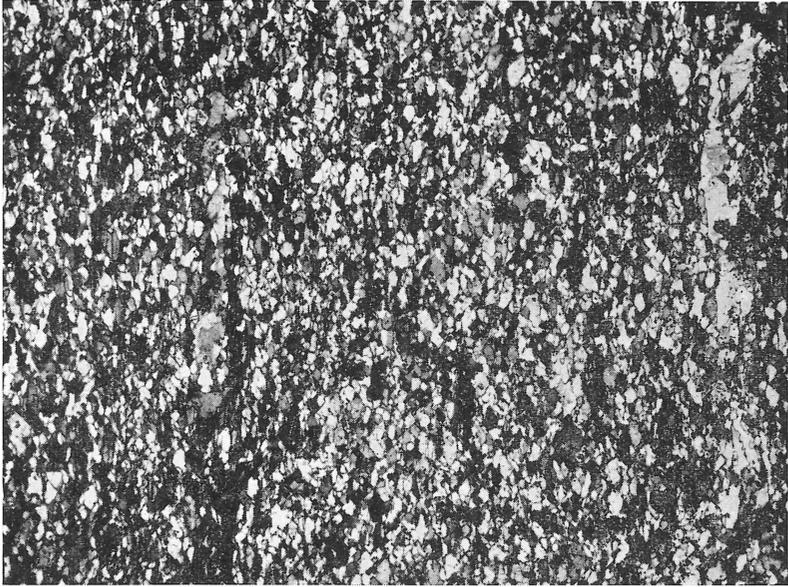


PHOTO 8



PHOTO 9

PHOTO 10

Gneiss « Lac Cornu » montrant une petite lentille quartzo-feldspathique à caractère pegmatitique, c'est-à-dire de granularité supérieure à celle de la masse de la roche : exagération de la foliation.

Lumière verte polarisée; nicols croisés; 6 ×.

PHOTO 11

Gneiss « Lac Cornu ».

Texture rubanée déterminée par la présence de lits minces et continus de gneiss biotitiques dans un gneiss leucogranitique. La continuité de ces lits biotitiques sur une distance d'une cinquantaine de m (l'affleurement ne permet pas d'aller au-delà) ne laisse aucun doute sur la nature sédimentaire de l'ensemble.

Haute vallée de Bérard.

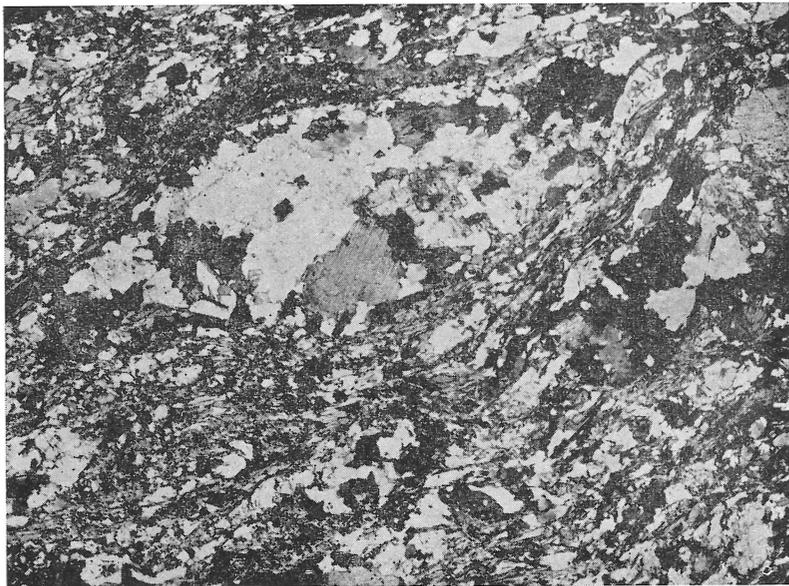


PHOTO 10



PHOTO 11

PHOTO 12

Gneiss «Lac Cornu».

Filon de pegmatite tardive, coupant transversalement (avec rejet !) un gneiss rubané.

Remarquer le tracé relativement irrégulier des bords du filon (comparer avec la photo 27).

Région du Lac Cornu.

PHOTO 13

Abondance et irrégularité des formes des filons pegmatitiques tardifs (blancs) dans les amphibolites.

Lac Cornu.

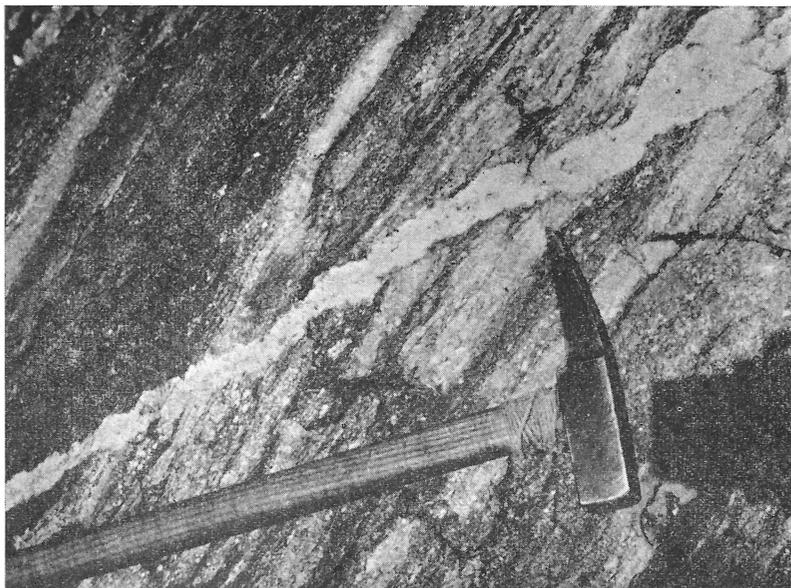


PHOTO 12



PHOTO 13

PHOTO 14

Gneiss « Lac Cornu » fortement plissoté.

En raison de l'intensité de la déformation, il est difficile de se faire une idée de la régularité primitive des rubans quartzo-feldspathiques. Ceux-ci sont bordés de concentrations biotitiques, indiquant qu'ils résultent vraisemblablement dans ce cas de processus de sécrétion latérale.

Remarquer la grande déformabilité de ces parties quartzo-feldspathiques (renflement des charnières).

Région du Lac Cornu.

PHOTO 15

Gneiss « Chéserys ».

Plagioclase incomplètement granulé : le plagioclase grossièrement fracturé de la partie gauche passe vers la droite à une mosaïque de même orientation optique moyenne.

L'aspect chagriné est dû à une forte saussuritisation.

Lumière verte polarisée ; nicols croisés ; 43 ×.

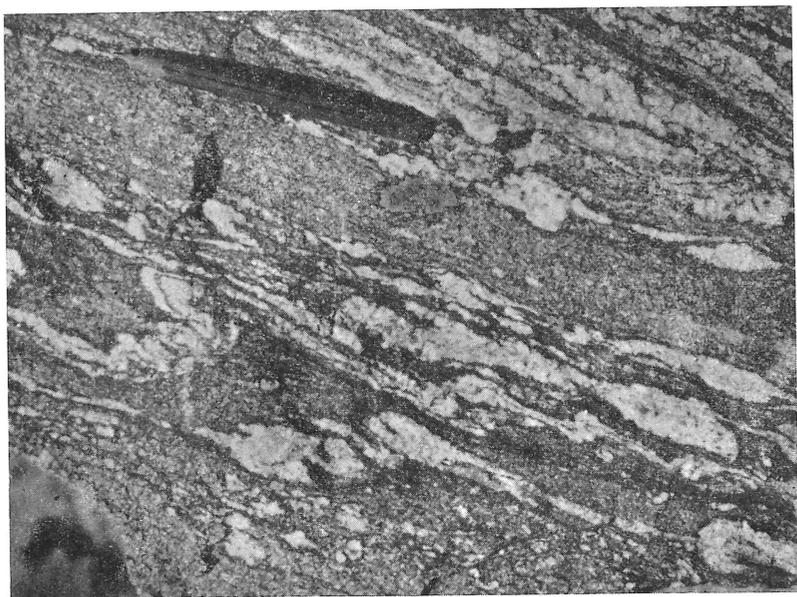


PHOTO 14

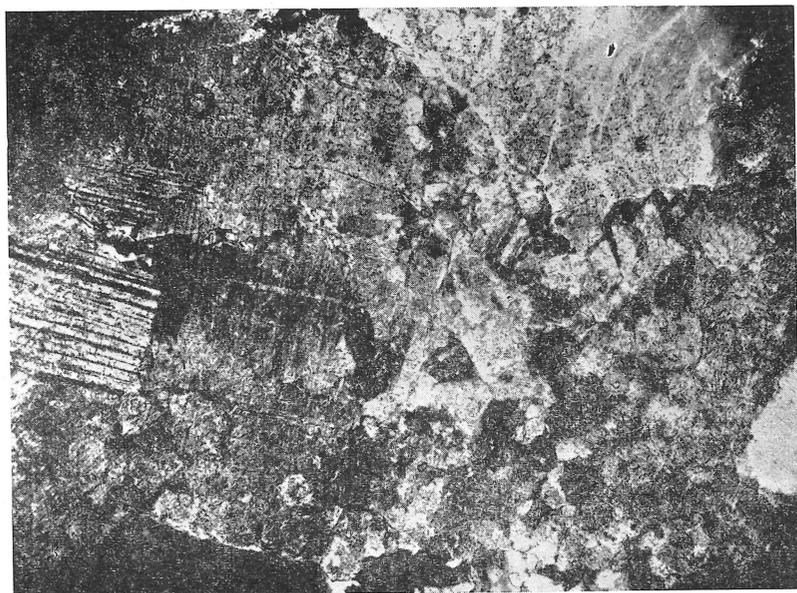


PHOTO 15

PHOTO 16

Gneiss « Chéserys ». Structure typique.

Mosaïque de plagioclase saussuritisé (gris et noir) et quartz discordant (blanc).
Lumière verte polarisée; nicols croisés; 25 ×.

PHOTO 17

Gneiss « Chéserys ». Structure typique.

La roche est constituée de bandes parallèles de plagioclase complètement granulé, de biotite en paquets de petites paillettes et de quartz discordant.

La photographie montre un grenat qui a résisté à la déformation intime tardive et qui est contourné par les bandes de quartz et de plagioclase.

Comparer cette structure à celle des gneiss « Lac Cornu » (figures 13 et 14).

Lumière verte polarisée. 12 ×.

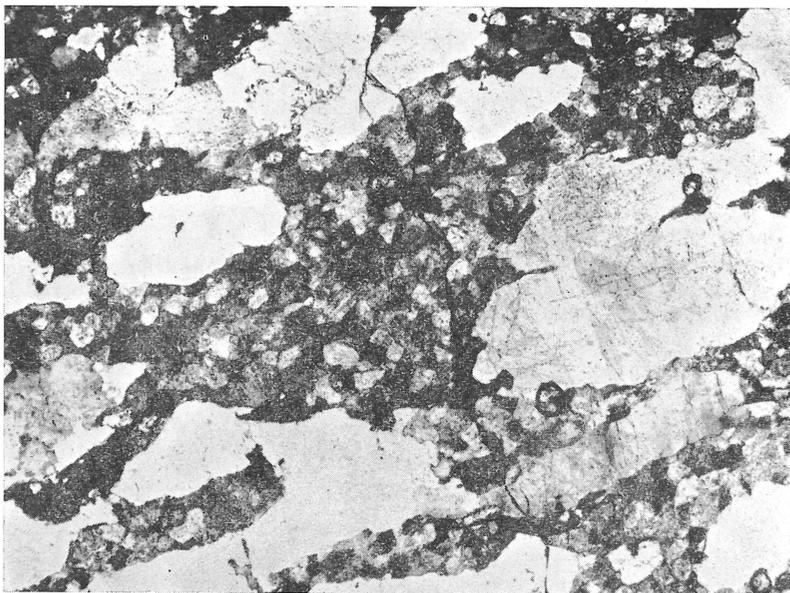


PHOTO 16

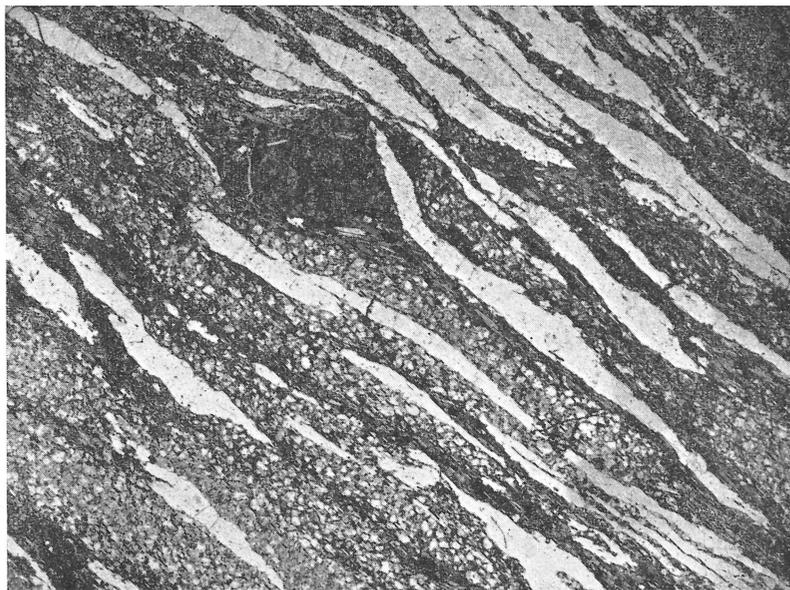


PHOTO 17

PHOTO 18

Gneiss « Chéserys » à feldspath potassique.

Le feldspath potassique a résisté, jusqu'à un certain point, à la déformation intime tardive. Il apparaît sous la forme de porphyroclastes de forme œillée parmi les bandes de plagioclase granulé et de quartz discordant (en blanc). Voir aussi photo 19.

Lumière verte polarisée. 6 ×.

PHOTO 19

Gneiss « Chéserys ».

Porphyroclaste de feldspath potassique, granulé vers ses extrémités, tandis que la partie centrale est seulement très grossièrement fracturée.

Cette photographie est prise, à plus fort grossissement, dans la même coupe mince que celle de la figure précédente (photo 18).

Lumière verte polarisée; nicols croisés; 12 ×.



PHOTO 18

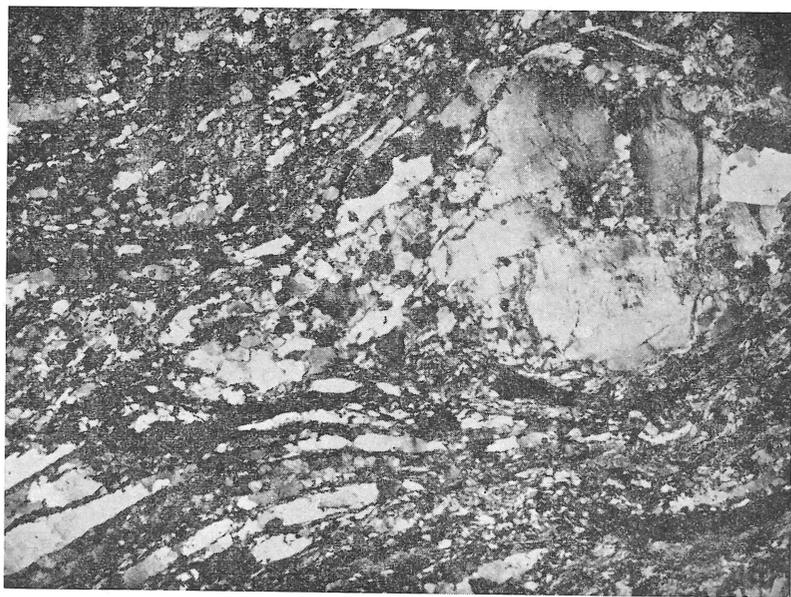


PHOTO 19

PHOTO 20

Lentilles dans le gneiss « Chéserys ».

Au centre : lentille constituée de gneiss « Chéserys » de même type que la roche encaissante, mais plus riche en biotite.

A gauche et à droite : lentilles formées d'un cœur à diopside et d'une couronne à amphibole.

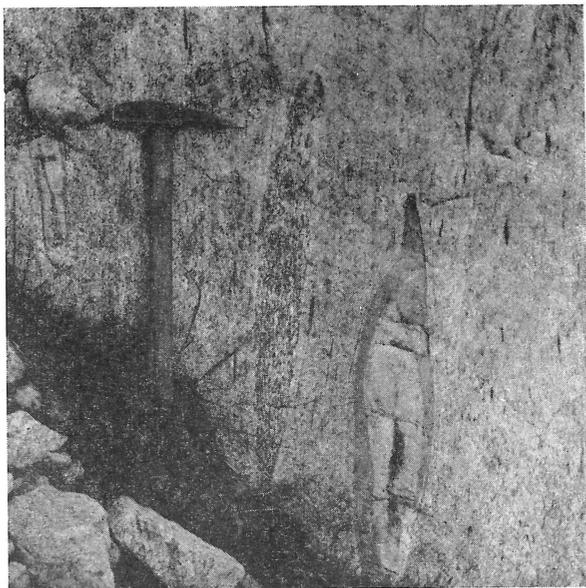
Lac Blanc.

PHOTO 21

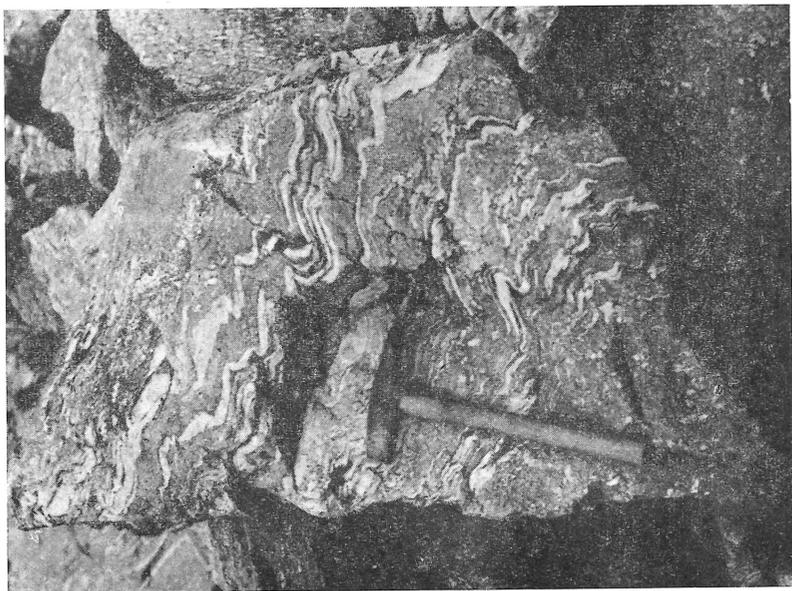
Plissement dans le gneiss « Lac Cornu ».

Remarquer le style bien réglé de la déformation (voir dans le même ordre d'idée la photo 14).

Environs du Lac Cornu.



Рното 20



Рното 21

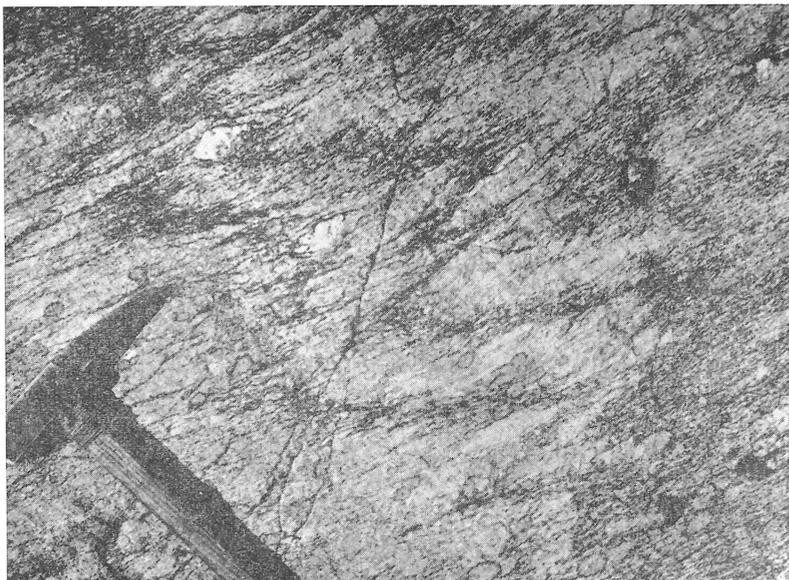
PHOTO 22

Plis synschisteux dans un gneiss rubané. La schistosité reste parallèle à elle-même dans toutes les parties des plis. Le plissement n'est décelable que grâce à la présence de deux rubans plus riches en biotite dans le gneiss leucocrate.

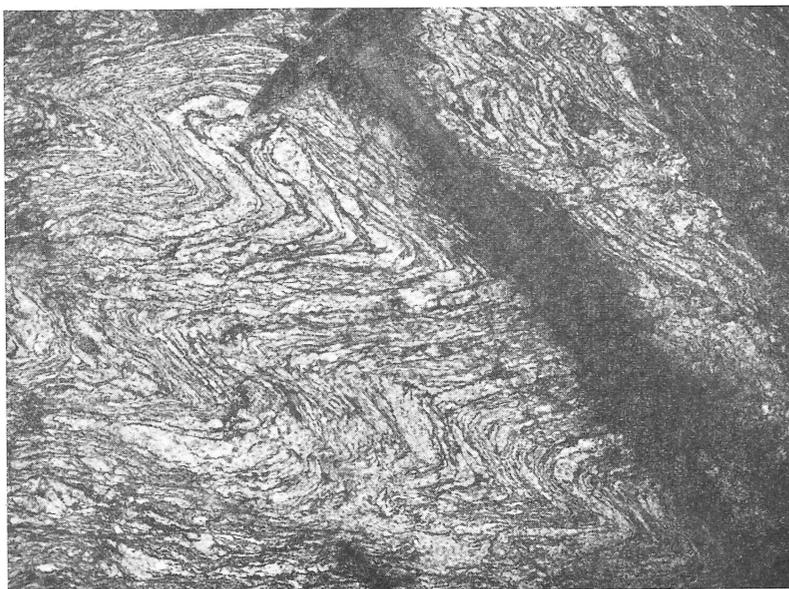
Haute vallée de Bérard.

PHOTO 23

Plis postschisteux dans un gneiss rubano-lenticulaire. La schistosité est déformée.



Рното 22



Рното 23

PHOTO 24

Boudinage d'un banc de gneiss leucogranitique très riche en quartz isolé dans des micaschistes.

Environs du Lac Cornu.

PHOTO 25

Extrémité d'une lentille d'amphibolite boudinée dans les gneiss « Lac Cornu ».

Remarquer :

a) la rupture de l'amphibolite, contrastant avec la déformation plastique du gneiss encaissant;

b) l'incurvation du rubanement de l'amphibolite à l'extrémité de la lentille;

c) l'espace triangulaire déterminé à l'extrémité de la lentille et rempli de pegmatite;

d) à la partie supérieure de la photographie, une petite lentille d'amphibolite joué le rôle de « noyau » dans la déformation.

Col de Bérard.



PHOTO 24



PHOTO 25

PHOTO 26

Extrémité d'une lentille d'amphibolite dans le gneiss « Lac Cornu ».

Remarquer le pli dessiné par le rubanement de l'amphibolite, indiquant que cette roche avait subi une déformation plastique avant son boudinage. On distingue, à gauche, la rupture très nette de la lentille.

Col de Bérard.

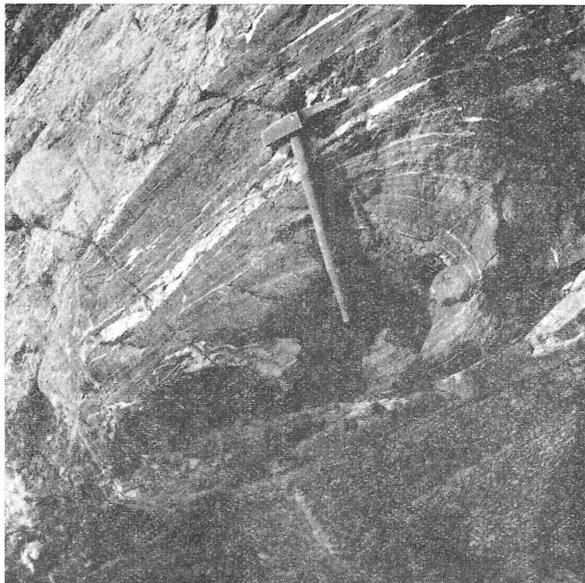
PHOTO 27

Groupe de filons pegmatitiques en relation avec le granite de Vallorcine, coupant les gneiss « Chéserys ».

La schistosité du gneiss encaissant est sensiblement parallèle au manche du marteau.

Remarquer la netteté des bords des filons (comparer avec la photo 12).

Lacs des « Chéserys ».



РНОТО 26



РНОТО 27

PHOTO 28

Tectonisation jeune : le gneiss est coupé par un train de petites cassures, au voisinage desquelles il est plus ou moins fortement disloqué et broyé.
Vallée de Bérard.

PHOTO 29

Mylonite (cataclasite) jeune, constituée de blocs de toutes tailles, mono- et polycristallins, noyés dans une masse fine.
Lumière verte polarisée. 43 ×.

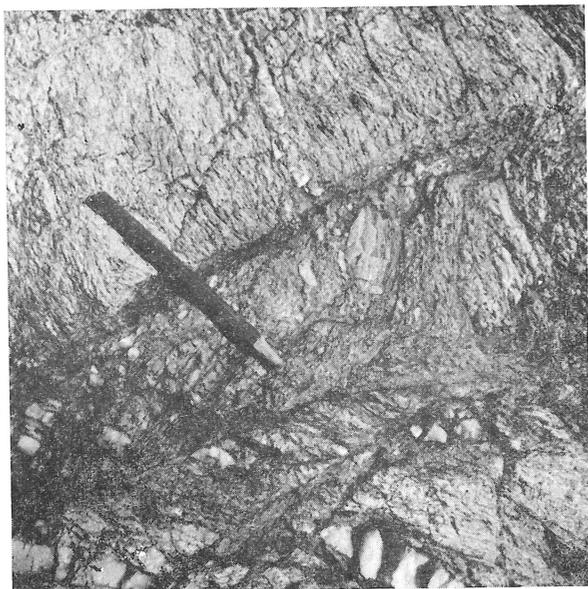


PHOTO 28

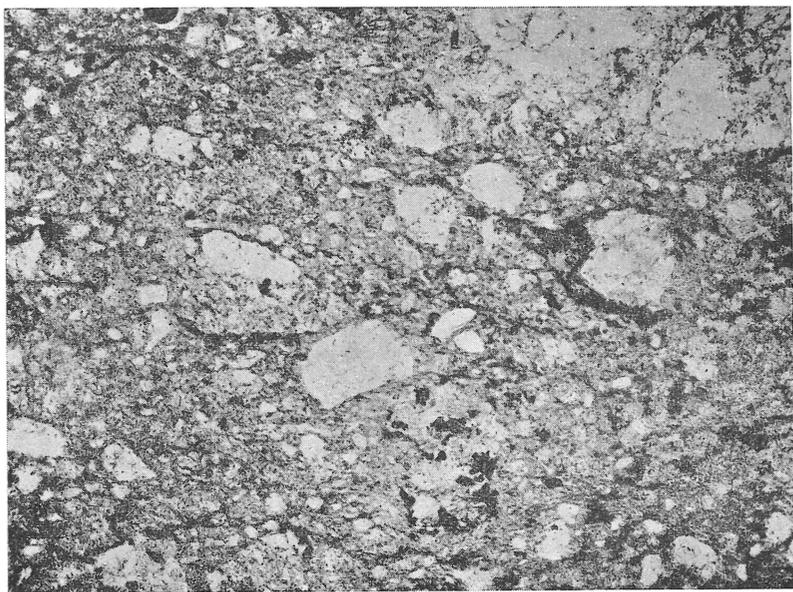


PHOTO 29

Cette esquisse est simplement destinée à indiquer la répartition des diverses unités géologiques, ainsi que l'allure générale des gneiss. Les tracés ont été inspirés des cartes géologiques au 20.000^e de N. Oulianoff pour les régions où elles existent.

**Rapport des rapporteurs désignés par la Société
Géologique de Belgique pour examiner le mémoire
de M. J. Bellière**

Rapport de M. P. Michot, premier rapporteur

Le travail présenté par M. Jacques Bellière, intitulé : « Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges » a pour objet principal l'étude des phénomènes, tant physico-chimiques que cinématiques, qui sont intervenus dans l'édification de ce massif ; il procède d'une analyse qui se situe d'abord sur le plan lithologique, pour se porter ensuite au niveau de l'unité géologique, et aboutir finalement à la reconstitution de l'évolution historique par la considération des deux coordonnées géologiques principales en pareille matière, le temps et le milieu géophysique. Dépassant le cadre annoncé, mais utilisant certaines données qu'il y a recueillies, l'auteur a été amené à faire une étude comparée des produits de la mylonitisation en fonction du milieu où celle-ci s'est développée.

Dans un chapitre préliminaire (chap. I), l'auteur rappelle les traits principaux reconnus jusqu'à présent dans l'histoire géologique du massif des Aiguilles Rouges. Celui-ci est un domaine géologique polycyclique qui, comme l'a dit Lugeon, a traversé trois tempêtes orogéniques. La première, et la principale sous tous rapports, antécarbonifère, a donné au massif ses traits lithologiques majeurs, répandus à l'échelle régionale, et en particulier ses gneiss dont l'étude détaillée fait l'objet des chapitres II et III, les plus développés du travail et aussi les plus importants. Dans le détail, comme dans leur masse, ces roches sont élaborées au cours de cette période tectogénique, traitée dans le chapitre IV sous le nom de « la Tectonique ancienne ». Les deux dernières perturbations, une phase hercynienne tardive et la période alpine, examinées au chapitre VI sous le vocable global « Les Tectoniques jeunes » ont affecté ce socle localement, de façon dis-

continue, par failles et mylonites, mais laissant subsister fréquemment de façon intacte, les caractères acquis antérieurement.

Le massif des Aiguilles Rouges renferme également un massif granitique, du type circonscrit, le massif de Vallorcine, dont le rôle ou les effets ont été appréciés de façons diverses, en particulier en relation avec la genèse des schistes cristallins qui l'entourent. Les nécessités de son sujet ont donc conduit l'auteur à traiter de cette unité (chap. V).

Le dernier chapitre (chap. VII) groupe les conclusions du travail.

* * *

Le travail rentre dans le cadre de la genèse des massifs cristallins en général ; de ce fait, pétrologie et tectonique plastique de premier ordre vont de pair. L'auteur a donc effectué un levé cartographique des formations cristallophylliennes d'une partie importante du massif des Aiguilles Rouges en territoire français ; il l'a consigné, sans autre explication, sous forme d'une carte géologique dont la légende est à base pétrographique. Tous les types pétrographiques ainsi distingués font l'objet même de la thèse de l'auteur et sont donc amplement décrits dans le travail.

La légende, ainsi composée, se défend par le détail qu'elle permet de donner à la figuration cartographique.

Le travail pétrologique a donc été poussé de pair avec le levé géologique, l'un aidant l'autre avec des incidences différentes. C'est la méthode correcte de toute étude en terrain cristallophyllien ; il n'en est pas d'autre.

L'auteur l'a appliquée largement.

* * *

Le chapitre I rappelle les traits directeurs, actuellement connus, de la géologie du massif des Aiguilles Bouges ; il donne un aperçu de sa morphologie et précise l'étendue de la région étudiée dans le travail ; celle-ci comporte la majeure partie du massif en territoire français, à l'exclusion de la fraction suisse. But du travail et méthodes utilisées y sont définis, de même que la terminologie utilisée par l'auteur.

* * *

Les chapitres II et III sont consacrés à la genèse des schistes cristallins, plus exactement de ceux qui, engendrés au cours de la tectogenèse antéhercynienne (phase tectonique ancienne) n'ont pas subi de remaniements internes au cours d'une des phases tectoniques ultérieures.

La formation cristallophyllienne envisagée comprend deux formes essentielles, déjà aisément discernables l'une de l'autre sur le terrain : les gneiss du type « Lac Cornu » et les gneiss du type « Chéserys », dénominations géographiques données par l'auteur en raison d'endroits où ils sont les mieux représentés. En fait les derniers dérivent des premiers à la suite d'une déformation qui, moins générale que la principale, a conduit à quelques remaniements structuraux ou texturaux.

C'est ce qui conduit l'auteur à discuter d'abord de la genèse des gneiss du type « Lac Cornu » (chap. II).

Ceux-ci ont été engendrés syncinématiquement dans un milieu géophysique (régional) qui se situe à la limite de la mésozone et de la catazone. Ce complexe comporte essentiellement des mica-schistes (avec ou sans grenat), des leptynites, des gneiss granitiques, variables dans leur granularité, renfermant par endroits des yeux ou lentilles quartzo-feldspathiques à granularité grossière, et individualisés en bancs minces ou épais, voire même en masses importantes, à homogénéité plus ou moins parfaite. L'individualisation, en de nombreux endroits de lits, rubans, lentilles granitiques intervenant comme un constituant constant de ce complexe, indique que celui-ci est à caractère migmatitique. Cette gamme lithologique est complétée par quelques types d'occurrence accessoire : calcaires cristallins, amphibolites et amphiboloschistes, granulites à silicates calcaires et, exceptionnellement, des quartzites.

Profondément métamorphiques, ces types lithologiques n'ont, dans l'ensemble, rien conservé de leurs structures ou textures intimes originelles ; mais leur disposition en zones, lits, bancs ou masses concordantes, localement la finesse de certains rubanements en même temps que leur persistance en direction portent l'auteur à voir dans ces formations un substrat supracrustal, opinion que renforce la présence, même dans les gneiss granitiques très feldspathiques, de minéraux symptomatiques tels que sillimanite, disthène, andalousite impliquant la participation du

matériau pélitique. Les leptynites, restées à grain fin, semblent particulièrement significatives à cet égard comme ayant subi au minimum les effets de la recristallisation coalescente et de la différenciation métamorphique : l'auteur les considère comme des sédiments arkosiques. Comme autre type foncièrement symptomatique d'une origine sédimentaire, il faut mentionner les schistes graphiteux, des calcaires cristallins et aussi des granulites fines à silicates calcaires, qui figureraient des sédiments argilo-calcareux gréseux. Quant aux roches amphiboliques, zonaires en de nombreux endroits, certaines pourraient provenir de marnes ou de tufs volcaniques basiques ; d'autres au contraire pourraient être des coulées ou sills basiques.

Ce sont ces types qui, par une transformation plus accusée, donnent naissance aux gneiss migmatitiques de toute nature et même à des masses homogènes puissantes.

Ces phénomènes de granitisation ne résultent pas d'apports extérieurs à la région : ce sont des phénomènes internes au domaine, consistant dans la production par voie anatectique d'un magma granitique, resté le plus souvent disséminé dans la roche, migrant parfois d'un banc à l'autre, conduisant à une homogénéité plus ou moins parfaite ; exceptionnellement, et toujours à une échelle réduite, ce magma néogène s'individualise en une masse autonome, faisant intrusion dans son enveloppe : l'auteur montre en effet qu'une masse de leptynites à structure litée localement conservée et d'origine sédimentaire, est non seulement transformée en gneiss leucogranitique, mais engendre une apophyse qui transgresse son enveloppe.

En résumé, le complexe migmatitique est « le produit de l'endomigmatitisation d'une série sédimentaire dont la composition va de celle d'une argile à celle d'une arkose à grain fin ».

La thèse de l'auteur est avant tout le résultat de l'observation consciencieuse de faits observés sur le terrain, dont il a su tirer tout le parti en dépit de la rareté des documents évidents. L'exposé des faits, leur classement fait non sans une certaine ingéniosité pour passer de formes simples à d'autres plus complexes établissent la progression du processus à partir de faits de base incontestables. La solution est rationnelle. Elle est encore renforcée par l'argument chimique qui complète la démonstration.

L'auteur a fait une analyse précise des structures rencontrées dans les roches migmatitiques ; il a, en particulier, fait ressortir le caractère corrodant du feldspath potassique à l'égard du plagioclase. Cette structure, qui n'appartient pas qu'aux migmatites du massif des Aiguilles Rouges, appelle une explication générale sur le plan physico-chimique. Dans ce but, l'auteur prend acte du caractère anatectique des phénomènes qui ont affecté ces roches en milieu quartzo-feldspathiques ; il s'autorise en outre de résultats expérimentaux obtenus dans la cristallisation de systèmes physico-chimiques partiels et ce en présence d'eau. Il en déduit finalement que, dans les solutions feldspath K - plagioclase acide - quartz-eau, la relation entre les feldspaths doit, au cours de l'abaissement de la température, passer du type cotectical au type péritectical. De telles variations de comportement dans les systèmes physico-chimiques sont bien connues, l'auteur en y faisant appel à défaut de toute expérience sur le système complet intéressé, a présenté une hypothèse qui est bien dans le cadre des possibilités, et, à notre avis, représente bien une réalité.

* * *

Le chapitre III traite de la seconde catégorie de gneiss, les gneiss « Chéserys ». Ceux-ci dérivent des gneiss du type « Lac Cornu » par l'existence de structures et textures qui sont l'effet d'une déformation supplémentaire qui a conduit d'une part à la granulation de tous les minéraux, à l'exception cependant du quartz qui recristallise avec une structure imbriquée, mais discordante vis-à-vis de son entourage ; texturalement, ces déformations déterminent des microstructures lenticulaires dont l'ensemble se marque macroscopiquement et donne à ces gneiss, sur le terrain, leur aspect particulier. Néanmoins, les recristallisations qui accompagnent cette déformation, établissent la stabilité, du point de vue qualitatif, de l'ancienne association minéralogique typomorphe. L'auteur conclut que la déformation s'est accomplie dans le même milieu bathymétrique général, peut-être un peu moins profond que celui où s'est produite la migmatitisation régionale. A défaut de tout fait contraire, il est dès lors normal de considérer la nouvelle phase déformative comme prolongeant celle qui a élaboré les gneiss du type « Lac

Cornu ». La solution adoptée par l'auteur est conforme au bon sens, très vraisemblable, et son principe s'encadre dans l'état actuel de nos connaissances sur les tectogénèses polyphasées.

* * *

Le chapitre IV traite de la tectonique ancienne, celle dont relève le facies cristallophyllien des matériaux originaux du massif. C'est, sur le plan régional, une tectonique plastique qui n'exclut pas néanmoins, aux échelles réduites, des phénomènes de rupture. C'est ce qui conduit l'auteur à envisager schématiquement diverses échelles auxquelles s'est effectuée la déformation : la déformation intime, la déformation macroscopique, et la déformation régionale, chacune d'elles comportant un aspect plastique et un aspect cassant car, comme le montre l'auteur, « l'apparition d'un type ou de l'autre est déterminée, à une échelle donnée, par la nature du matériau affecté et par l'époque relative de la déformation ».

L'exposé débute par la déformation macroscopique. Dans sa forme plastique, elle s'exprime dans des plis secondaires souvent isoclinaux systématiquement ordonnés. Les uns sont, suivant la terminologie de l'auteur, des plis « postschisteux » c'est-à-dire des plis qui reploient, une texture schisteuse préalablement engendrée ; ils ne sont pas strictement isoclinaux et déterminent des flancs intermédiaires de petite dimension. Les autres, presque toujours parfaitement isoclinaux et en général beaucoup plus accusés, ne déforment pas la schistosité et sont dénommés plis « synschisteux », néanmoins la différence d'âge n'est que légère et les premiers nommés datent d'une phase où la plasticité des roches avait déjà quelque peu diminué. La forme cassante s'exprime dans le boudinage de certains bancs, surtout de nature amphibolitique, la formation de lentilles aux dépens de bancs originellement continus, ce qui n'exclut cependant pas l'existence pour ces mêmes matériaux d'une phase de déformation plastique antérieure.

La déformation intime à caractère plastique est générale dans les gneiss « Lac Cornu » ; contemporaine de la texture schisteuse, elle l'est également de la déformation en longs plis isoclinaux ; mais elle continue au cours de la formation des plis

« postschisteux » qui représentent le terme de la phase plastique. Par contre, les gneiss Chéserys ont un caractère cataclastique net qui n'exclut cependant pas complètement les phénomènes de recristallisation.

Quant à la déformation régionale, elle est plutôt difficile à définir nettement : l'association de plis isoclinaux très resserrés, à plans axiaux verticaux, et d'une allure largement anticlinale dessinée par les textures litées et schisteuses s'explique très probablement par une structure en plis couchés repleyés ultérieurement, sans qu'on puisse cependant se laisser entraîner dans des précisions sur la position et la répartition des divers éléments tectoniques.

Les réserves faites par l'auteur au sujet de la tectonique plastique régionale sont judicieuses et c'est dans ce cadre qu'on pourrait en ajouter quelques-unes supplémentaires. Celles-ci résultent, il est nécessaire de le dire, de ce que l'ensemble de la déformation plastique (ancienne) est mal exposée par le terrain. Certes son style en pli couché paraît réel, puisque grâce à une texture sédimentaire préservée, un grand ensemble horizontal se révèle en position renversée. Le remaniement des plans texturaux majeurs n'est pas moins évident : s'il semble s'être développé en maintenant constante la direction axiale antérieure, il est néanmoins caractérisé par des plans axiaux redressés. Or telle est la disposition des plans axiaux des plis isoclinaux « postschisteux » et « synschisteux » suivant la terminologie de l'auteur. Ces éléments tectoniques peuvent donc ou bien être des éléments horizontaux du pli couché redressés à la faveur du remaniement ultérieur, ou bien être tout simplement engendrés dans leur position actuelle à la suite de ce dernier. Le caractère hâtif des plis « synschisteux » en particulier ne me paraît donc pas établi de façon définitive.

* * *

Le granite de Vallorcine, objet du chapitre V, est une unité du massif des Aiguilles Rouges ; les contacts, toujours nets, qu'accompagne un stockwerk peu épais de filons dans l'enveloppe, indiquent un massif à contour nettement circonscrit. L'auteur s'attache à montrer que ce granite n'a exercé aucune action contaminatrice vis-à-vis de son enveloppe et, plus précisément,

que les schistes cristallins ne doivent pas leur état à l'existence de ce granite. Il dégage que la mise en place de cette unité est postérieure aux déformations qui ont engendré les gneiss « Chéserys ». De plus le granite a un faciès épizonal ; le moment de son intrusion ne peut donc correspondre qu'à une phase tectonique où la couverture régionale était moins épaisse qu'au moment de la constitution des schistes cristallins. Le granite de Vallorcine est donc également une unité isolée dans le temps.

Rentre-t-il cependant dans le même cycle géologique que la phase constitutive des schistes cristallins ? L'auteur le pense en raison de son allongement sensiblement parallèle aux lignes directrices de la tectonique ancienne ; le granite est, de plus, synchronématique tardif, voire postcinématique.

L'argumentation présentée par l'auteur est bien construite et sa conclusion, logique.

* * *

Le chapitre VI traite de l'influence exercée sur le massif par les tectoniques jeunes : une phase hercynienne tardive, probablement saalienne, et la déformation alpine. Leurs manifestations consistent en fractures plus ou moins nettes, avec mylonitisation dans laquelle la recristallisation, peu importante, reflète, par sa minéralogie, le milieu épizonal dans lequel ces déformations se sont déroulées. L'auteur décrit avec soin les produits de ces actions mylonitiques dont certaines pourraient, en partie tout au moins, être amorcées lors de la phase finale de remontée du bâti datant de la tectogénèse ancienne.

Ce chapitre est un complément nécessaire à la compréhension complète de la constitution structurale, texturale et minérale des schistes cristallins du Massif des Aiguilles Rouges.

* * *

Le chapitre VII est le chapitre des conclusions. L'auteur y regroupe d'abord dans l'ordre chronologique les différents événements géologiques ; ensuite il y résume les conclusions précédemment exposées sur le métamorphisme et la déformation. Un aspect nouveau apparaît, qui consiste dans un examen du faciès de la mylonitisation en fonction du milieu géophysique : l'auteur, utilisant ses propres observations, non seulement celles qui ont trait au massif des Aiguilles Rouges, mais aussi les données

qu'il a recueillies dans le massif du Mont Blanc, établit la variation du comportement mécanique de minéraux témoins en fonction du niveau bathymétrique.

Certes cette vue est incomplète. La littérature est cependant riche en exposés détaillés sur la mylonitisation, mais on n'y trouve pas toujours les éléments nécessaires qui permettent de situer bathymétriquement le milieu géophysique dans lequel s'est déroulé le phénomène ; on comprend donc que l'auteur ne se soit pas encombré de documents inutilisables pour les besoins de son point de vue ; peut-être tous les travaux, parfois même anciens, ne sont-ils pas à rejeter. Mais en plus des facteurs, nature du minéral et bathymétrie, l'auteur aurait probablement dû considérer l'intensité de la mylonitisation. Il faut voir par conséquent dans les résultats exposés une œuvre préliminaire qui met néanmoins en relief la fécondité du principe de l'analyse des phénomènes géologiques et de la variation de leur comportement en fonction du milieu géophysique, ce que reflète d'ailleurs la totalité du mémoire.

* * *

Conclusions. — De l'analyse détaillée précédente, il résulte que les deux chapitres relatifs à la genèse des schistes cristallins en milieu profond sont incontestablement les plus importants du point de vue de la géologie générale : une première conclusion qui s'en dégage est que la migmatitisation a puisé ses matériaux granitisants, non à l'intervention d'une intrusion granitique indépendante, mais dans les roches mêmes du domaine ; cette endomigmatitisation est la conséquence immédiate du type de la déformation plastique de premier ordre, qui, grâce à une tectonique en plis couchés, élabore un tectogène puissant au point que la pénéplanation ultérieure fait apparaître les facies minéraux de la limite mésozone-catazone. Nous savons déjà que les domaines catazonaux typiques sont, tant tectoniquement que lithologiquement, élaborés de semblable façon. Mais l'apport nouveau dû aux recherches de M. Bellière est que les processus anatectiques semblent débiter précisément à la limite de la mésozone et de la catazone.

Un deuxième aspect du travail de l'auteur mérite de retenir l'attention. La déformation plastique, générale à tout le domaine au moment de la migmatitisation, se restreint à certains domaines,

peu après comme l'indique sa prolongation avec le même faciès minéral. Il est certain cependant que les conditions sont un peu moins profondes, l'anatexie ne s'étant plus manifestée à cette occasion. La fin de la déformation plastique se situe donc un peu après qu'ont été enregistrées les conditions géophysiques correspondant à la plus grande profondeur, mais assez rapidement après ce stade. Les phénomènes rétro-morphiques sont sans doute bien connus et fréquents dans les domaines cristallophylliens, mais leur position dans le déroulement tectogénique n'apparaît pas toujours avec la clarté que l'on désirerait. Il faut savoir gré à l'auteur de l'avoir précisée.

Il convient aussi de souligner que l'esquisse générale donnée par M. Bellière sur les rapports existant entre la mylonitisation et le milieu géophysique permet d'espérer de nouvelles recherches sur ce sujet.

On voit par là que M. Bellière a apporté une contribution très importante non seulement à la géologie régionale du massif des Aiguilles Rouges, mais aussi aux problèmes théoriques qui sont liés à la géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. C'est un honneur que M. Bellière fait à la Société en lui remettant son mémoire. Je le félicite pour son œuvre et propose que la Société, en se joignant à moi, le remercie pour son geste en décidant l'impression du mémoire.

Je pense toutefois que l'illustration du mémoire par des photographies et des microphotos, pourrait subir une certaine réduction sans porter préjudice à sa valeur documentaire.

Liège, le 13 avril 1958.

Rapport de M. L. Calembert, deuxième rapporteur

L'imposant mémoire de M. J. Bellière présente les résultats de plusieurs années d'une recherche méthodique conduite alternativement sur un terrain difficile et au laboratoire. On ne peut qu'aborder avec intérêt et sympathie les résultats d'une étude où s'équilibrent harmonieusement les démarches du géologue et du pétrographe. L'auteur a encore accru l'attrait de son œuvre en définissant soigneusement la terminologie et en ne créant pas de trop nombreux néologismes. La carte qui illustre et guide l'exposé est aussi bienvenue et utile.

L'analyse fouillée du premier rapporteur qui fut directeur de la thèse et en suivit pas à pas l'accomplissement avec dévouement et compétence, est la meilleure garantie de la valeur du travail.

Je n'insisterai pour ma part que sur deux aspects méritoires du travail de M. J. Bellière.

Non content de scruter les phénomènes avec assez de perspicacité que pour reconstituer les conditions de milieu présidant à leur avènement, il a su coordonner les éléments de son enquête de manière à suivre leur évolution, d'étape en étape. Depuis les changements des sédiments primitifs (définis dans une certaine mesure) au cours de l'enfouissement antéhercynien, allant jusqu'à la migmatisation et la formation de néomagmas susceptibles de migrer, l'auteur piste les schistes cristallins transférés des confins de la catazone à l'épizone, subissant ensuite l'action de déformations hercyniennes tardives, puis alpines. Et, avec méthode, il porte à chaque instant une égale attention aux diverses échelles auxquelles l'observation peut s'exercer : du minéral à l'entité géologique, de la granulation à la tectonique régionale.

Sur le plan des conclusions, M. J. Bellière a également été bien inspiré et courageux car, malgré le caractère incomplet des documents recueillis dans son champ d'études, il a d'une part synthétisé ses résultats dans une interprétation régionale et, pour les problèmes plus délicats, notamment la considération des facteurs complexes qui régissent la mylonitisation, il a d'autre part apporté une mise au point objective.

Je propose à la Société de publier le mémoire de M. J. Bellière et les documents annexés et m'associe pleinement aux félicitations exprimées par le premier rapporteur.

Liège, le 3 mai 1958.

Rapport de M. Mélon, troisième rapporteur

Me ralliant entièrement aux conclusions des autres Rapporteurs, je propose l'impression du mémoire de M. Bellière ainsi que des figures et de la planche qui l'accompagnent.

