

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 39 (1959)

Heft: 1-2

Artikel: Le cristallin de la région de Fully (Valais)

Autor: Krummenacher, Daniel

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-30392>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 05.04.2026

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

Le Cristallin de la région de Fully (Valais)

Par *Daniel Krummenacher* (Genève)

Publication subventionnée par le Fonds Jacques et Nathalie Lébédinsky

Table des matières

| | |
|------------------------|-----|
| Avant-propos | 152 |
| Résumé | 153 |

Première partie

Introduction

| | |
|---|-----|
| <i>Chapitre I: Généralités</i> | 154 |
| <i>Chapitre II: Historique</i> | 157 |
| <i>Chapitre III: Définition des termes employés</i> | 161 |
| <i>Chapitre IV: Morphologie</i> | 165 |

Deuxième partie

Le socle cristallin

| | |
|--|-----|
| <i>Chapitre V: La série des Aiguilles-Rouges</i> | 167 |
| Les aplites | 167 |
| Le granite de Vallorcine | 169 |
| Les microdiorites quartziques | 170 |
| Les gneiss à deux micas; les migmatites | 171 |
| Les gneiss divers de grain moyen | 175 |
| Les gneiss fins et les cornéennes non calcaires | 177 |
| Les calcaires à silicates et les cornéennes calcaires | 180 |
| Les minces intercalations, les enclaves et les boudins dans les gneiss | 181 |
| Conclusions de l'étude de la série des Aiguilles-Rouges | 184 |
| <i>Chapitre VI: La série de Fully</i> | 185 |
| Cartographie | 186 |
| Terminologie | 186 |
| Les migmatites de la série de Fully | 189 |

| | |
|--|------------|
| Les granodiorites nébulitiques et granodiorites à texture planaire | 195 |
| Les granodiorites | 198 |
| Les granites aplitiques | 200 |
| Microdiorites quartziques et microgranodiorites | 205 |
| Les calcaires métamorphiques et les roches apparentées | 212 |
| Les amphibolites et les gneiss à amphibole | 216 |
| Les enclaves, les boudins et les différenciations dans les roches de la série de Fully | 218 |
| Conclusions de l'étude pétrographique de la série de Fully | 231 |
| <i>Chapitre VII: Rapports pétrographiques entre les roches des séries de Fully et des Aiguilles-Rouges</i> | <i>232</i> |
| <i>Chapitre VIII: Le Permo-Carbonifère et le Trias; leurs rapports avec le Cris-tallin</i> | <i>234</i> |
| <i>Chapitre IX: Failles hercyniennes et minéralisations alpines</i> | <i>238</i> |
| <i>Chapitre X: Partie tectonique</i> | <i>239</i> |

Troisième partie

Conclusions

| | |
|--|------------|
| <i>Chapitre XI: Le massif de l'Aar-Gastern. Comparaison avec le massif des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc</i> | <i>244</i> |
| Les granites du Gastern et du Tödi | 246 |
| La série de Lauterbrunnen-Innertkirchen | 247 |
| La série d'Erstfeld-Lötschental | 249 |
| <i>Chapitre XII: Perspectives et hypothèses de travail</i> | <i>250</i> |
| Bibliographie | 253 |
| Photographies hors-texte | 258 |

Avant-propos

Nous éprouvons le plus grand plaisir à pouvoir exprimer ici notre reconnaissance sincère et profonde à notre maître le professeur Marcel Gysin, sous la direction duquel le présent travail a été accompli. En le remerciant, nous pensons à son attitude qui a toujours tendu à nous faciliter le travail, à nous accorder une entière liberté dans celui-ci, à mettre largement son temps à notre disposition tant sur le terrain qu'au laboratoire, enfin à nous conseiller toujours très judicieusement. Tout cela découlant d'une bonté profonde qui, avec lui, rend les contacts scientifiques et humains si attachants.

C'est au professeur E. Paréjas que nous devons nos connaissances en géologie. Sur le terrain et au laboratoire, nous avons tiré grand profit de fréquentes discussions avec lui portant sur la géologie des Alpes qu'il connaît si bien. Il a manifesté un intérêt très vif pour ce travail, et, concernant sa partie géologique, nous a prodigué ses remarques fines et très intéressantes. Qu'il soit grandement remercié pour tout cela.

Toute notre gratitude va maintenant au professeur M. Vuagnat, qui a été un guide précieux et sûr dans l'élaboration de ce travail. Il n'a jamais ménagé son temps lorsqu'il s'agissait d'éclairer, de préciser aussi bien un sujet important qu'un petit détail ou de suggérer une nouvelle idée. Nous le remercions également de toute son amicale sollicitude à notre égard.

Avec le professeur C. E. Wegmann, nous avons eu des entretiens très utiles; ses remarques, ses conseils et ses réflexions, ainsi que ses articles, offrent un large champ de réflexion à celui qui étudie les migmatites. A lui, ainsi qu'à M. l'Abbé P. Bordet, nous exprimons toute notre reconnaissance. P. Bordet a bien voulu nous entretenir longuement de ses travaux dans les massifs de l'Esterel et de Belledonne, travaux qui nous ont beaucoup éclairé sur la structure et la géologie de ces massifs.

Nous remercions également les professeurs MM. E. Poldini (sous l'instigation duquel cette thèse a été entreprise), N. Oulianoff, P. Bearth et A. Lombard, ainsi que les docteurs P. Burri et J. P. Schaer, d'avoir bien voulu nous suggérer des idées très intéressantes.

Nous ne saurions oublier nos amis ingénieur-chimiste et ingénieurs-géologues D. Reelfs, F. Tissot, J. Deferne, J. Charollais, G. Amberger et O. Özkoçak, qui nous ont aidé de près ou de loin au cours de notre travail et s'y sont amicalement et patiemment intéressés. MM. Stalder et Cornu, préparateurs, ont voué un soin particulier à confectionner nos plaques minces. Nous les en remercions.

Enfin, le Fonds Jacques et Nathalie Lébédinsky nous a permis d'acquitter une partie importante des frais de rédaction de notre thèse. Toute notre reconnaissance va à cette institution.

Résumé

Ce travail, primitivement consacré à l'étude du Cristallin de la région de Fully (terminaison suisse du massif des Aiguilles-Rouges sur la rive droite du Rhône, à l'est du synclinal permio-carbonifère), a été jusqu'à un certain point étendu aux massifs externes cristallins limitrophes.

L'auteur décrit tout d'abord deux séries distinctes dans le socle cristallin: la série des Aiguilles-Rouges et la série de Fully.

La série des Aiguilles-Rouges est une ancienne série sédimentaire (constituée à l'origine par des sédiments pélitiques, gréseux, rarement marno-calcaires) métamorphisée à la limite mésozone-catazone et formée de gneiss divers, de migmatites stratoïdes, d'amphibolites et de calcaires métamorphiques.

La série de Fully est formée par migmatisation fondamentale d'une portion de la série des Aiguilles-Rouges et contient des migmatites d'aspect varié, des granodiorites nébulitiques et à texture planaire et des granodiorites migmatiques; des lentilles de granites aplitiques, d'amphibolites, de microdiorites quartziques et de microgranodiorites (originaires de gneiss fins basiques) et de calcaires métamorphiques. La faciès minéral de cette série est catazonal profond.

L'étude de ces deux séries donne à l'auteur l'occasion de faire quelques remarques sur les migmatites, sur l'origine de ces dernières et de leur trame, en ce qui concerne ce massif cristallin.

Les lignes directrices de ces deux séries sont divergentes, ce qui laisse supposer que la formation de ces dernières s'est faite en deux cycles distincts d'une phase orogénique (anté-westphalienne). Les rapports tectoniques entre ces deux séries sont également étudiés: Lors de sa formation, la série de Fully semble s'être élevée diapiriquement au sein de la série des Aiguilles-Rouges; plus tard, lors de la phase orogénique d'âge permien tardif (phase saalienne), les deux séries ont été décollées l'une de l'autre (présences de plusieurs lentilles pincées de Carbonifère entre ces deux séries).

L'étude de la chloritisation du massif hercynien est également abordée.

L'auteur fait les rapprochements suivants avec le massif de l'Aar-Gastern:

Série des Aiguilles-Rouges = Série d'Erstfeld-Lötschental.

Série de Fully = Série de Lauterbrunnen-Innertkirchen.

Granite de Vallorcine = Granites du Gastern et du Tödi.

Granite du Mont-Blanc = Granites centraux de l'Aar.

Les rapports entre ces diverses formations, leur pétrographie, leurs significations différentes, leur histoire, sont également envisagés; l'auteur pense notamment que la détermination de l'âge absolu de ces séries permettrait de résoudre un certain nombre de questions se posant encore au sujet des massifs cristallins externes.

Première partie

Introduction

Chapitre I

GÉNÉRALITÉS

Limites de l'étude

L'étude pétrographique de l'extrémité NE du massif hercynien des Aiguilles-Rouges, sur la rive droite du Rhône, à l'est du synclinal permocarbonifère, est le but principal de ce travail. Ce dernier a été étendu ensuite, pour certaines zones et certains types de roches, aux massifs limitrophes de l'Arpille, des Aiguilles-Rouges et de l'Aar-Gastern.

Unités géologiques

Le croquis suivant permet de situer la région étudiée dans son cadre général.

Nous distinguons, dans les massifs des Aiguilles-Rouges, du Mont-Blanc et de l'Aar-Gastern, les unités géologiques suivantes (voir croquis ci-dessus):

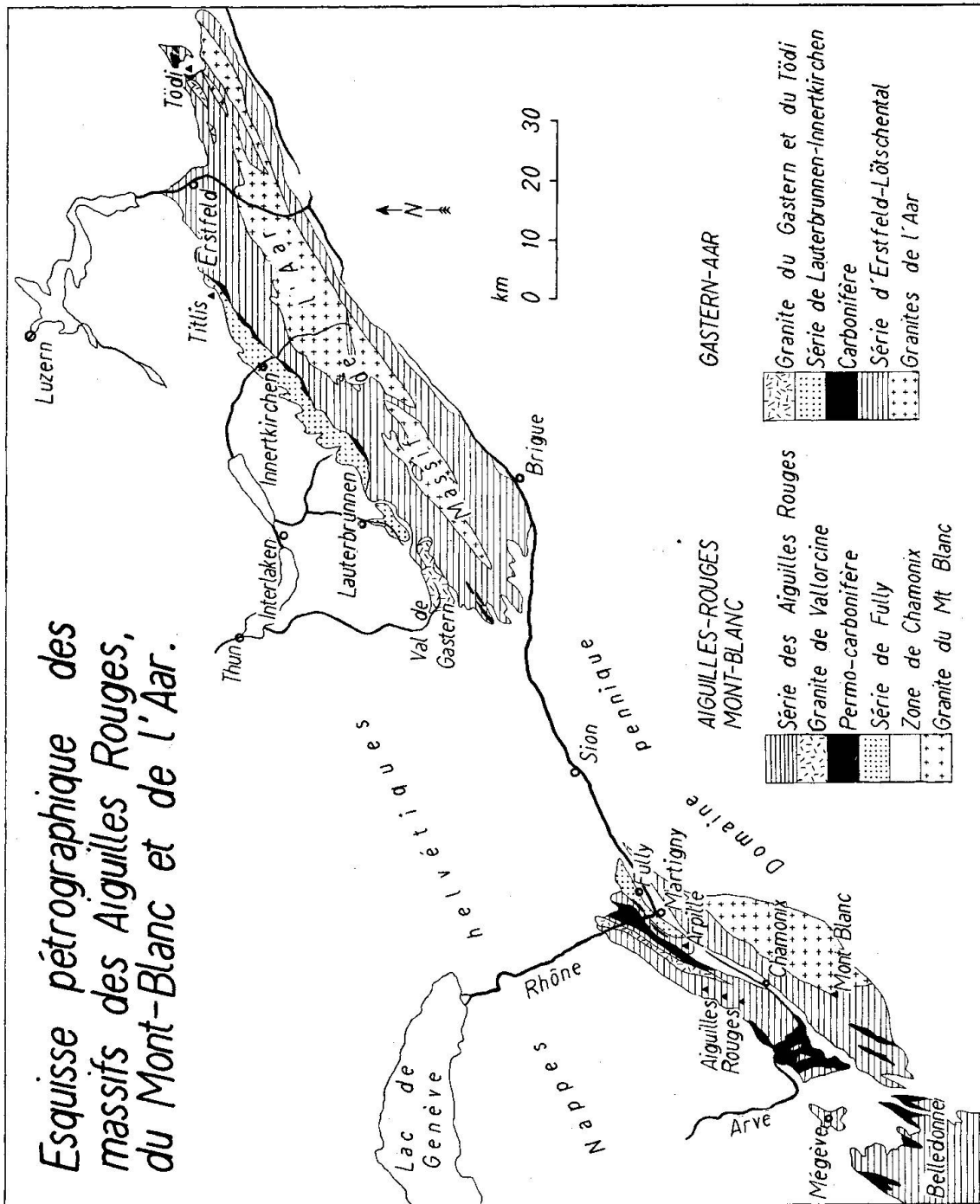


Fig. 1.

Aiguilles-Rouges — Mont-Blanc

1. *La série des Aiguilles-Rouges*

Elle inclut les schistes cristallins des Aiguilles-Rouges, ceux du versant occidental du massif du Mont-Blanc, ceux des parties occidentales du Mont de l'Arpille et de la région de Fully, ceux enfin du soubassement de la Dent de Morcles.

2. *Le granite de Vallorcine*

Il constitue une longue bande dans la série des Aiguilles-Rouges, de part et d'autre de la vallée du Rhône.

3. *Le Permo-Carbonifère*

Il forme un long synclinal et quelques traînées dans le Mont de l'Arpille, dans la région de Fully et les schistes cristallins du Mont-Blanc.

4. *La série de Fully*

Cette zone affleure dans la partie orientale du Mont de l'Arpille et dans la région de Fully.

5. *Le granite du Mont-Blanc*

Il fait intrusion dans les schistes cristallins du Mont-Blanc appartenant à la série des Aiguilles-Rouges.

6. *La zone de Chamonix*

Ces formations mésozoïques et tertiaires séparent le massif du Mont-Blanc de celui des Aiguilles-Rouges.

Aar-Gastern

1. *Les granites du Gastern et du Tödi*

Ils affleurent dans la partie supérieure du val de Gastern et dans le soubassement cristallin du Tödi.

2. *La série Lauterbrunnen-Innertkirchen*

Elle s'étend entre la partie supérieure de la vallée de Lauterbrunnen et le soubassement cristallin du Titlis.

3. *La série Erstfeld-Lötschental*

Elle forme les schistes cristallins du massif de l'Aar-Gastern.

4. *Les granites de l'Aar*

Ils font intrusion dans les schistes cristallins de la série Erstfeld-Lötschental.

Nous ferons en fin d'ouvrage les comparaisons entre les diverses formations de ces deux groupes de massifs.

Chapitre II

HISTORIQUE

On trouvera ci-dessous l'histoire des travaux concernant la terminaison suisse des Aiguilles-Rouges, ainsi que les principaux mémoires intéressant la partie française du massif des Aiguilles-Rouges et le massif du Mont-Blanc. Les travaux importants traitant du Trias des Aiguilles-Rouges, ainsi que du massif de l'Aar-Gastern, seront examinés en cours d'ouvrage.

Massif des Aiguilles-Rouges, partie suisse

L'illustre savant genevois H. B. DE SAUSSURE (1779—1796)¹⁾, fondateur à la fois de la géologie alpine et de l'alpinisme, fut le premier à s'intéresser aux Aiguilles-Rouges. Il décrit déjà dans son ouvrage la coupe de la vallée du Rhône, de Martigny à St-Maurice. Il découvre les calcaires métamorphiques du coin cristallin d'Alesse. Il nomme „pétrosilex“ les principaux terrains métamorphiques de cette région. Il attribue à toutes ces roches, même à celles qui prennent un aspect porphyrique ou granitique, une origine sédimentaire.

H. STUDER (1834), M. DE CHARPENTIER (1836), M. FOURNET (1846) et A. FAVRE (1867) donnent plusieurs indications sur la constitution des roches du soubassement des Dents de Morcles et des Aiguilles-Rouges, ainsi que sur les roches éruptives qui recourent ces formations.

C'est avec H. GERLACH (1871) et E. RENEVIER (1890) que commence à se préciser la pétrographie des Aiguilles-Rouges. Pour H. GERLACH, il n'existe pas de différence entre le massif de l'Arpille et celui des Aiguilles-Rouges. Il signale un passage insensible entre les gneiss et les granites des Follaterres (région de Fully) et pense que le massif des Aiguilles-Rouges est une ancienne série sédimentaire traversée par des intrusions granitiques. E. RENEVIER donne des indications pétrographiques intéressantes sur cette région: les pétrosilex de H. B. DE SAUSSURE, formés d'un „magma intime de quartz et de feldspath“, peuvent passer à des roches arénacées, à des grès métamorphiques, à des schistes cristallins, mica-schistes et talcschistes. Il décrit pour la première fois des brèches métamorphiques, distinctes du conglomérat de Vallorcine, dont les éléments peuvent atteindre une dimension „céphalaire ou pugiliste“. Ces derniers se trouvent en enclaves dans les granites de Fully et les schistes cristallins

¹⁾ Voyages dans les Alpes.

des Aiguilles-Rouges. Quant à l'origine de ces roches, elle est nettement sédimentaire :

„C'est toujours le même mode de formation, alternativement arénacé et limacé, qui peut se rencontrer dans les terrains de tout âge. La seule différence gît dans le degré de pression que ces roches ont subi pendant leur sédimentation, et duquel résultent ces changements de cohésion et de texture.“

Les preuves de cette origine sédimentaire sont les suivantes: stratification, ripple-marks fossiles (plissotis dans les gneiss?), certaines dispositions en voûte, présence de brèches, conglomérats et grès métamorphiques.

E. RENEVIER pense enfin que l'âge de ces roches est carbonifère ancien, car les terrains métamorphiques et les couches carbonifères sont souvent concordantes.

H. GOLLIEZ (1893) signale la présence de quatre anticlinaux de mica-schistes et trois synclinaux de cornes vertes dans la chaîne calédonienne des Aiguilles-Rouges, entre Martigny et Evionnaz, sur la rive droite du Rhône. Il note la présence de conglomérats plus vieux que le Carbonifère, formés d'éléments de granulite, de quartzites et cimentés par une pâte très métamorphique.

En 1912 paraît la thèse d'E. KETTERER (192) sur le massif de l'Arpille. Cet auteur conclut que ce massif s'est affaissé en trois compartiments distincts, suivant des failles verticales. Les calcaires métamorphiques affleurant près du sommet de l'Arpille seraient du Mésozoïque métamorphique. Ce travail nous paraît contenir, malgré son apparence un peu fantaisiste, une idée intéressante: c'est celle de la division du massif de l'Arpille en compartiments distincts.

En 1913, M. LUGEON et M^{me} E. JÉRÉMINE (1913), après une description géologique et pétrographique des gisements de calcaires métamorphiques dans la partie suisse des Aiguilles-Rouges, concluent :

„Il semble que ces lentilles (calcaires) sont alignées. Jusqu'à ce jour, les essais de subdivision tectonique de l'immense masse monoclinale des Aiguilles-Rouges ne pouvait se baser sur aucun argument plausible. La similitude des bancs calcaires les uns avec les autres nous autorise à croire qu'ils appartiennent à la même formation ... : les quatre bandes découvertes à ce jour limiteraient cinq anticlinaux dans le tronçon de cette vieille chaîne.“

Puis J. MEYER (1916) présente un travail pétrographique sur la partie suisse des Aiguilles-Rouges. Il démontre que le Carbonifère n'est pas métamorphique et transgresse sur les schistes cristallins. Après avoir essayé sans succès de trouver, sur la rive gauche du Rhône, les homologues des plis calédoniens décrits par GOLLIEZ sur la rive droite du Rhône, il

conclut à l'inexistence de ces derniers. Enfin, pour ce pétrographe, les lentilles de calcaires métamorphiques ne sont pas des fonds de synclinaux comme le pense M. LUGEON, mais des bancs calcaires transformés par le métamorphisme et tronçonnés par de nombreuses failles.

Quelques auteurs commencent à être frappés par la différence de faciès entre les séries du Mont de l'Arpille et celle des Aiguilles-Rouges. L. W. COLLET et M. REINHARD (1920) se demandent si le Mont de l'Arpille n'est pas formé de Carbonifère métamorphique, à cause des conglomérats métamorphiques, des schistes graphiteux et des lentilles de calcaires cristallins qu'on y trouve.

N. OULIANOFF (1924) publie une carte spéciale et un mémoire sur le Mont de l'Arpille. On trouve dans son travail d'excellentes descriptions pétrographiques des principales roches, spécialement des calcaires métamorphiques (voir également N. OULIANOFF, 1928). L'auteur classe les roches du Mont de l'Arpille en deux groupes chimiques et ne distingue pas spécialement l'Arpille des Aiguilles-Rouges. Enfin, s'inspirant directement des idées de LUGEON, il construit à l'aide des lentilles calcaires une tectonique assez compliquée.

Les géologues P. CORBIN et N. OULIANOFF, levant la carte géologique de la partie française des Aiguilles-Rouges, s'attachent avec succès à démontrer (1924, 1926 b, 1927) à l'aide d'arguments structuraux, géologiques et pétrographiques, que les schistes cristallins du Mont-Blanc se poursuivent dans les Aiguilles-Rouges à travers la zone de Chamonix.

La notice explicative de la feuille Saxon-Morcles (M. LUGEON, E. ARGAND, 1937) contient pour la première fois une description pétrographique précise de la région de Fully. Elle est due aux travaux d'E. POLDINI, qui en a levé la carte. Cet excellent observateur décrit les granites à pinite, les granites aplitiques de Randonne, les cornéennes, les gneiss divers, les marbres et les amphibolites. De son côté, M. LUGEON cartographiait la partie ouest de la carte, notamment les gneiss conglomératiques de Vernayaz, les paragneiss et le granite de Vallorcine, avec ses mylonites capricieuses.

Pour clore cette série de travaux effectués dans la partie suisse des Aiguilles-Rouges, citons la notice explicative de la feuille de Finhaut (L. W. COLLET, N. OULIANOFF, M. REINHARD, 1952). Cette feuille comprend une partie des Aiguilles-Rouges suisses et une partie du Mont de l'Arpille. On y trouve décrits les roches éruptives (granite de Vallorcine, microgranites, porphyrites), les zones de migmatisation (dites d'orthogneiss et d'injection), les paragneiss et leurs produits injectés, ainsi que les calcaires métamorphiques.

Enfin, nous-même distinguons dans notre note préliminaire sur la pétrographie de la région de Fully (D. KRUMMENACHER, 1957), deux aires distinctes, soit les séries des Aiguilles-Rouges et de Fully, nommées au chapitre I de ce travail: la première est formée de gneiss bien lités généralement dioritiques quartziques, souvent œillés, parfois enrichis en orthose et en muscovite; la seconde est caractérisée par un passage entre migmatites et granodiorites migmatiques.

Le présent travail est presque complètement consacré à l'étude de ces deux séries, de leur pétrographie, de leur histoire, de leur signification et de leurs rapports réciproques.

Massif des Aiguilles-Rouges, partie française et massif du Mont-Blanc

Voici les travaux importants pour cette partie du massif cristallin:

L. DUPARC et R. MRAZEC (1898) font une excellente étude pétrographique et géologique du Mont-Blanc et ses alentours.

P. CORBIN et N. OULIANOFF décrivent dans de très nombreux articles les principales caractéristiques du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges françaises (P. CORBIN et N. OULIANOFF: 1922; 1923; 1924; 1925; 1926a, b, c; 1927; 1928a, b; 1929, 1930; 1934; 1927—1934; N. OULIANOFF, 1934).

L'étude de la zone mésozoïque de Chamonix et de ses relations avec le massif des Aiguilles-Rouges, de l'Arpille et du Mont-Blanc est due en grande partie à E. PARÉJAS (1922a, b; 1925).

Enfin R. DHELLEMMES (travail de diplôme, 1954) distingue trois ensembles dans les Aiguilles-Rouges françaises:

1. Une série cristallophyllienne comprenant des gneiss, des migmatites, des gneiss cataclasés et mylonitisés.
2. Le granite de Vallorcine (de caractère post-tectonique) et le granite de Pormenaz (de caractère syntectonique).
3. Les terrains sédimentaires. Pour cet auteur, le Houiller, le Trias et le Lias sont très légèrement métamorphiques; ces observations permettraient ainsi de donner un âge alpin à la rétro-morphose affectant tout le massif hercynien.

Chapitre III

DÉFINITION DES TERMES EMPLOYÉS

Les phénomènes de migmatisation qu'on observe dans les séries des Aiguilles-Rouges et de Fully ne sont pas de caractère semblable; ici comme là, la description de ceux-ci s'est avérée tout de suite délicate: des problèmes de terminologie assez ardues ont surgi, car dans la plupart des cas, les termes utilisés dans ce domaine de la pétrographie contiennent à la fois un sens descriptif et génétique. Le problème n'est pas neuf; de nombreux auteurs se sont élevés contre l'usage, en pétrographie et spécialement dans le domaine des migmatites et des schistes cristallins, de termes sous-entendant une interprétation génétique donnée. Par exemple, le terme „anatexie“, dû à J. J. SEDERHOLM (1907, 1910) sous-entend une refusion; les termes d'„embréchites“ et d'„ectinites“, créés par J. JUNG et M. ROQUES (1936, 1952) présupposent une imbibition et une tension ...

Migmatites

Ce terme a été créé par J. J. SEDERHOLM (1907, 1926). Il ne vaut „que pour des roches possédant à la fois un faciès descriptif de roches formées de deux parties complexes et le faciès descriptif de roches d'histoire complexe, dont une partie ancienne est injectée par un magma granitique ou une partie rhéomorphosée“ (P. LAFFITTE, 1957).

C. E. WEGMANN (1935) remarque que les matériaux peuvent être de structure et de provenance différentes et mélangés de telle sorte qu'ils finissent par former une roche nouvelle, et non deux roches juxtaposées. Mais le plus souvent, il y a lieu de considérer deux parties: la trame et les matériaux introduits. Les migmatites représentent donc un groupe génétique. De plus, „leurs aspects sont si variés et si riches qu'il est difficile de les traduire par des mots“.

C. E. WEGMANN pense que l'étude de la texture, et dans certains cas celle de la composition chimique, va pouvoir les classer. Il préconise l'établissement d'un véritable album de types ordonnés. Enfin, il propose d'englober dans le terme de migmatite tous les gneiss qui ont acquis un caractère feldspathique.

P. LAFFITTE (1957) estime qu'on doit conserver au terme de migmatite un sens purement descriptif:

„Nous pourrions appeler migmatites les roches qui présentent certains caractères structuraux: elles donnent l'impression d'être formées de deux parties dis-

tinctes" ... „Le sens génétique est en effet trop vague. Il est peu satisfaisant pour l'esprit de définir les migmatites comme des roches ayant subi une migmatisation, et, à l'heure actuelle, c'est pourtant la seule définition génétique qui puisse être universellement admise.“

Cet auteur préconise l'emploi de termes purement descriptifs, comme gneiss ceillé, granitisé ... et propose de remplacer les termes de trame et d'ichor par ceux de trame et de partie différenciée, car la notion d'un ichor (= sérum, J. J. SEDERHOLM, op. cit.) venu des profondeurs n'est pas un terme purement descriptif.

Pour sa part, H. RAMBERG (1952) n'utilise pratiquement pas le terme de migmatite et de migmatisation; ces mots ne figurent du reste pas dans l'index de son livre. Il emploie les termes de „granitization, quartzo-feldspathization“.

Quant à nous, nous proposons de donner au terme de migmatite le sens suivant: *ce sont des roches métamorphiques, formées, à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, de deux parties distinctes: une partie différenciée mélanocrate (appelée couramment trame) et une partie différenciée quartzo-feldspathique (appelée ichor).*

Notre définition pourra être critiquée; on pourra contester la possibilité de reconnaître quand il y a différenciation ou non, où celle-ci commence et où elle s'arrête. En réalité, sur le terrain, la distinction est assez aisée, d'autant plus que les particularités de texture (flou, fluidité, variabilité...), accompagnent souvent ces phénomènes de différenciation.

En revanche, notre définition des migmatites semble présenter les avantages suivants:

1. La notion de partie différenciée (que nous prenons dans un sens strictement descriptif), ne contient aucune hypothèse sur le mode de transport du matériel dont elle est formée et sur la source de celui-ci. Cette notion exprime l'idée d'une variation de composition minéralogique.
2. L'échelle d'observation des différenciations est précisée.
3. Ces différenciations peuvent se former parallèlement à une ancienne structure hétérogène d'ordre géométrique ou minéralogique (foliation, rubanage, stratification ...) déjà présente avant la migmatisation, par un sorte de „mimétisme“, ou se développer de façon entièrement autonome.

Nous appellerons „front des migmatites“ (terme créé par C. E. WEGMANN, 1935) la surface-limite formée par les roches atteintes par la migmatisation en progression.

Illustrons les raisons du choix de termes purement descriptifs par un exemple inspiré directement de l'étude des roches de la série de Fully. Imaginons une série métamorphique, formée en général de gneiss de composition granodioritique, traversée par un front de migmatites. L'observation montre que la composition chimique, pendant la migmatitisation, ne varie que très peu. En revanche, les changements de texture, d'arrangement des minéraux et de leurs équilibres chimiques réciproques transforment complètement cette série en migmatites, puis en granodiorites grenus. Il n'y a pas dans ce cas d'apport d'„ichor“ venu d'ailleurs ou de la profondeur. D'autre part, ces roches donnent une image de fluidité et de flous à la fois tels qu'on aimerait les appeler „anatexites“ pour concrétiser cette impression; mais à l'examen, les enclaves de roches non transformées subsistant dans ces migmatites conservent une certaine orientation, ce qui exclut l'idée d'une fusion totale. Enfin, la „trame“ de ces migmatites ne représente plus exactement l'ancienne foliation de la roche métamorphique avant sa migmatitisation, mais une direction secondaire, nouvelle, caractérisant le nouvel équilibre créé par la migmatitisation.

Classification des migmatites

J. JUNG et M. ROQUES (1952) distinguent deux groupes de migmatites :

1. Les migmatites homogènes: Embréchites, à orientation cristallophyllienne conservée. Anatexites, à orientation floue et contournée.
2. Les migmatites hétérogènes: Diadysites, épibolites, agmatites. Chez ces mêmes auteurs, on peut trouver ailleurs le tableau suivant (J. JUNG et M. ROQUES, 1936):

| Localisation du faciès | Mécanisme de formation | Texture | Nom |
|------------------------|--------------------------------|---------------------------------|-------------------------------------|
| <i>Sommet</i> | Intrusion de magma | Schisteuse, traversée de filons | Migmatites traversées ou diadysites |
| <i>Milieu</i> | Imbibition pneumatolytique | Schisteuse, glandulaire | Migmatites imbibées ou embréchites |
| <i>Base</i> | Imbibition et début de fusion. | Nébulitique à grenue | Migmatites fondantes ou anatexites |

Ces classifications et cette nomenclature, dont beaucoup d'auteurs ont dénoncé la tendance interprétative, est très utile sur le terrain; il faudrait pouvoir en utiliser les termes dans un sens uniquement descriptif, en ignorant leur sens étymologique, qui est génétique et par là restrictif.

Nous appellerons, à la suite de J. JUNG et M. ROQUES (1952), *migmatites stratoïdes* les migmatites interstratifiées dans des roches métamorphiques non migmatisées, et *migmatites fondamentales*, celles formées par migmatitisation complète d'une série métamorphique.

Rappelons pour terminer que les migmatites semblent se former soit en milieu immobile, soit en milieu animé de mouvements (voir par exemple RAGUIN, 1957).

Composition minéralogique quantitative des roches

Pour la désigner, nous avons utilisé la nomenclature de W. E. TRÖGER (1935, 1938) de la manière suivante: partant des rapports entre les feldspaths potassiques et les plagioclases, nous donnons à la roche le nom correspondant à une telle composition dans les roches plutoniques, mais ceci sans présumer de son origine. Plusieurs auteurs ont, du reste, déjà adopté cette manière de voir: citons certains pétrographes scandinaves, ainsi que M. GYSIN (M. GYSIN et A. LOMBARD, 1955), P. MICHOT (1957).

Appelant Q/L le rapport du volume du quartz au volume total des éléments leucocrates (feldspath + quartz), et P/F le rapport du volume des plagioclases au volume total des feldspaths (feldspaths alcalins et plagioclases), W. E. TRÖGER subdivise les roches plutoniques de la manière suivante:

| | | <i>100 P/F</i> | | | | | | |
|------------|------------|----------------|--|----------|----------|-------------|-------------------------------------|------------------------|
| | | 0—10 | 15—35 | 40—60 | 65—85 | 90—100 | | |
| <i>100</i> | <i>Q/L</i> | { | 47,7 | Granites | Granites | Monzonites | Granodiorites | Diorites |
| | | | à | alcalins | normaux | quartziques | | |
| <i>100</i> | <i>Q/L</i> | { | 15,0 | Syénites | Syénites | Monzonites | Syénodiorites et syénogabbros | Diorites et gabbros |
| | | | à | | | | | |
| | | | Diorites et syénodiorites: plagioclases à moins de 50% An; | | | | | |
| | | | Gabbros et syénogabbros: plagioclases à plus de 50% An; | | | | | |
| | | | Gabbrodiorites: plagioclases à 50% An environ. | | | | | |

Grain de la roche

Nous qualifierons dans notre travail le grain d'une roche de la manière suivante:

1. Grain très fin: Les minéraux ne sont pas visibles à l'œil nu.
2. Grain fin: Le diamètre moyen des minéraux ne dépasse pas 1 mm.
3. Grain moyen: Le diamètre moyen des minéraux varie entre 1 et 5 mm.
4. Grain grossier: Le diamètre des minéraux excède 5 mm.

Structure et texture

Nous employons le terme structure pour définir les caractères de la roche à grande et moyenne échelle (ex: structure rubanée) et le terme texture pour définir les caractères plus limités de la roche elle-même, caractères dépendant de la dimension, de la forme, de la distribution et de l'arrangement des minéraux (ex: texture ophitique). Ces définitions dérivent directement du sens étymologique des termes texture et structure.

Chapitre IV

MORPHOLOGIE

La région étudiée, dont nous présentons la carte en fin d'ouvrage, forme le soubassement cristallin, sur la rive droite du Rhône, des Hautes Alpes calcaires, jalonnées ici par les sommets de la Dent de Morcles, de la Tête du Portail de Fully, du Grand Chavalard et de la Grande Garde.

Au SW, ce socle cristallin se poursuit dans le Mont de l'Arpille et les Aiguilles-Rouges, et, au NE disparaît sous les Hautes Alpes calcaires pour ne réapparaître que dans le Vallon de Gastern, au-dessus de Kandersteg et former alors les séries occidentales du massif de l'Aar.

La région de Fully, à l'est du synclinal permo-carbonifère, a rarement été visitée par les géologues. A notre connaissance, seulement H. B. DE SAUSSURE, P. GOLLIEZ, H. GERLACH, E. POLDINI et M. LUGEON ont étudié sérieusement la région. Ce fait s'explique peut-être par la raideur exceptionnelle du terrain (valeur moyenne 35 à 40°) et la difficulté d'accès à de bons affleurements.

Après plusieurs cycles orogéniques et métamorphiques, tous d'âge anté-westphalien, après les mouvements permien tardifs, ce vieux massif s'est presque complètement durci. Les mouvements alpins ont fait encore rejouer d'anciennes failles hercyniennes et produit un écrasement assez localisé dans les bords de la zone complexe de Chamonix. Ces failles, parfois minéralisées, occupent en général le fond des couloirs à avalanches („châbles“) et des petits torrents descendant de la Montagne de Fully dans la plaine du Rhône. Ces dépressions sont les meilleurs endroits pour l'observation de la roche en place; ailleurs, la végétation est très dense et le lichen, poussant très activement sur les affleurements, les masque rapidement.

Les terrasses d'érosion, sur lesquelles ont été construits les hameaux de Randonne, Beudon, Chiboz, Buitonne et la Jeur Brûlée, ont été sculptées par le glacier rhodanien. Ce dernier a laissé de nombreuses traces de son passage jusqu'à l'altitude de 1500 m environ, peut-être plus haut. Puis quelques petits glaciers locaux, après le retrait du glacier rhodanien, ont formé les moraines descendant jusque dans la plaine, se superposant au glaciaire rhodanien. Ces formations quaternaires, en se désagrégant, ont engendré une grande partie des cônes de déjection, alimentés encore aujourd'hui par des chutes de pierres, des avalanches de neige et des torrents.

Le croquis suivant donne un aperçu général de la terminaison des Aiguilles-Rouges sur la rive droite du Rhône.



Fig. 2. Le coude du Rhône près de Martigny. Les sommets, à part le Sex Carro, sont formés de matériel plissé par l'orogénèse alpine.

Deuxième partie

Le socle cristallin

Chapitre V

LA SÉRIE DES AIGUILLES-ROUGES

Cette série est figurée en hachuré dans notre croquis placé au début du mémoire (voir figure 1). Elle est formée de roches métamorphiques contenant des migmatites stratoïdes et de deux types de granites intrusifs, le granite de Vallorcine et le granite du Mont-Blanc.

Cette série a déjà été décrite sur la rive gauche du Rhône, pour la partie suisse des Aiguilles-Rouges, dans L. W. COLLET, N. OULIANOFF et M. REINHARD (1952). Pour notre part, nous présenterons nos observations et nos hypothèses surtout pour la partie de cette série située à l'est du synclinal permo-carbonifère, sur les deux rives du Rhône.

Nous décrirons dans la série des Aiguilles-Rouges les groupes de roches suivantes :

1. Les aplites.
2. Le granite de Vallorcine.
3. Les microdiorites quartziques.
4. Les gneiss à deux micas ; les migmatites.
5. Les gneiss divers de grain moyen.
6. Les gneiss fins et les cornéennes non calcaires.
7. Les calcaires métamorphiques et les cornéennes calcaires.
8. Les minces intercalations, les enclaves et les boudins dans les gneiss.

Les aplites

Ces roches affleurent surtout à proximité de la série de Fully (voir carte). On les observe notamment un peu à l'est du pont de Dorénaz et sur la route de Martigny à Salvan, à partir de la cote 650 m. Ces aplites forment des filons-couches ou des lentilles, dont l'épaisseur varie entre 10 cm et 50 m. Elles contiennent parfois dans leurs bords des enclaves de roches encaissantes et peuvent recouper la foliation de ces dernières ; ce fait permet de supposer, pour ces aplites, une origine non sédimentaire²⁾.

²⁾ Nous verrons plus loin que la foliation des roches de la série des Aiguilles-Rouges représente dans la grande majorité des cas l'ancienne stratification des roches avant leur métamorphisme.

Ces roches sont de teinte claire et s'apparentent souvent par leur aspect à des granites aplitiques de grain moyen. On reconnaît à l'œil nu, à côté du quartz et des feldspaths, de la biotite chloritisée, parfois un peu de muscovite et de pinite, du grenat rose et de la tourmaline.

Origine de ces aplites

Ces roches, cartographiée A sur la feuille Saxon-Morcles, ont été attribuées au granite de Vallorcine par M. LUGEON (M. LUGEON et E. ARGAND, 1937). Pour nous, l'origine de ces aplites n'est pas à rechercher en direction de l'ouest, mais de l'est. Leur formation est très certainement en rapport avec les phénomènes de migmatisation fondamentale se développant dans la série limitrophe de Fully. En effet:

1. Les aplites, issues du granite de Vallorcine, en bordure de ce dernier, sont différentes, au point de vue du grain et du mode de gisement, des aplites ci-dessus.

2. Il existe une grande analogie de gisement, d'aspect et de composition entre le granite aplitique de la série de Fully et ces aplites.

3. Les associations minérales du granite de Vallorcine et de ces aplites sont différentes (aplitiques: orthose-albite; granite de Vallorcine: microcline-oligoclase basique).

4. Ces aplites apparaissent surtout en bordure de la série de Fully.

Description microscopique

Echantillon 115.

Filon aplitique d'un mètre de large.

Origine: Pont de Dorénaz, 50 m à l'est du Carbonifère.

S. M.: Texture grenue écrasée. Quartz en grandes plages dentelliformes et en gouttelettes dans les feldspaths. Plagioclase xénomorphe (10% An), rongé par le quartz et l'orthose; macles courbes. Grands xénoblastes d'orthose, maclés selon la loi Karlsbad, souvent perthitiques, s'insinuant partout. Biotite chiffonnée, séricitisée et chloritisée, contenant de nombreux exsudats (épidote en prédominance).

Echantillon 37.

Filons aplitiques à grenat d'un à deux mètres de large.

Origine: Route Martigny-Salvan, 50 m après le pont de Gueuroz.

S. M.: Texture cloisonnée, enchevêtrée, non écrasée. Quartz en plages xénomorphes et en gouttes dans les feldspaths. Albite arrondie (0% An), très maclée (imperfections de croissance). Cristalloblastes arrondis d'orthose, entourés de petites plages d'albite et contenant de nombreux résidus idiomorphes de plagioclase. Un peu de myrmécite.

(Voir sous granite de Vallorcine la composition minéralogique quantitative de ces aplites.)

Le granite de Vallorcine

Ce granite forme une zone allongée, se pinçant dans les Aiguilles-Rouges françaises (voir fig. 1). Elle peut atteindre l'épaisseur d'un km près des rives du Rhône. Au SE, ce granite semble s'associer à une mylonite démontrant l'existence d'un chevauchement important (voir description de cette mylonite dans M. REINHARD et H. PREISWERK, 1927). Au NW, il fait intrusion dans les schistes cristallins qui l'encaissent.

Le granite de Vallorcine est à grain moyen; il contient souvent de petites enclaves et des nodules schisteux où la biotite s'associait primitivement à la cordiérite; il est fréquemment porphyroïde. Ses minéraux sont l'oligoclase basique, le quartz, le microcline, la biotite souvent très chloritisée, parfois la muscovite; la cordiérite pinitisée existe également; elle se développe largement dans la zone de contact au NW, où elle forme des nodules verts de quelques cm de diamètre, à côté de nombreux petits nodules schisteux et de grands cristaux arrondis de feldspath et de quartz (voir par exemple le contact sur la route de Salvan à Van-d'en-Bas). M. REINHARD signale encore dans ce granite de l'andalousite et de la sillimanite.

Description microscopique d'un échantillon-type

Echantillon 46.

Granite de Vallorcine à grain moyen.

Origine: Le Châtelard.

S. M.: Texture grenue un peu porphyrique et cloisonnée.

Grandes plages indentées de quartz, en purée entre les feldspaths ou en inclusions non écrasées dans ces derniers. Microcline typique, très finement et très nettement treillissé; macle de Karlsbad fréquente; tendances porphyrique ou porphyroblastique fréquentes; inclusions de myrmécite formée à partir de résidus de plagioclase dont on aperçoit encore les contours. Plagioclase allongé, un peu zoné (15 à 27% An), séricitisé. Biotite souvent complètement chloritisée, parfois entremêlée avec de la muscovite; exsudats de sphène et de leucoxène; grains de zircon à auréoles pléochroïques.

Amas mouchetés de muscovite. Apatite.

Remarque: Cette roche montre des phénomènes de remplacement, une activité intergranulaire importante (structure cloisonnée); le microcline est porphyrique et porphyroblastique à la fois. On doit suspecter pour cette roche, intrusive sur le terrain, une certaine activité métasomatique et des phénomènes de différenciation (enclaves mélanocrates, quartz et feldspaths ovoïdaux, structures microscopiques).

Compositions minéralogiques quantitatives des aplites et du granite de Vallorcine

| Roche | Echant. | Quartz % | Plagiocl. % | % An | Orthose % | Biotite % | Autres min. % |
|--------------------------|---------|-------------|----------------|-------|--------------|--------------|------------------|
| Aplite | 115 | 27,8 | 39,6 | 10 | 29,2 | 2,7 | 0,7 |
| Aplite | 37 | 33,7 | 32,6 | 0 | 32,6 | 1,5 | 0,0 |
| Aplite | 42 | 32,6 | 29,8 | 0 | 37,0 | 0,3 | 0,3 |
| Granite de Vallorcine | 46 | 37,5 | 23,4 | 15—27 | 29,1 | 10,0 | 0,0 |

Le granite de Vallorcine montre ici la composition d'une monzonite quartzique; mais certaines parties riches en microcline porphyrique et assez fréquentes, présentent certainement une composition plus granitique.

Les microdiorites quartziques

Ces roches affleurent à l'est du synclinal permo-carbonifère et dans la bordure ouest du massif du Mont-Blanc. Elles sont souvent associées au cortège des roches carbonatées (L. W. COLLET, N. OULIANOFF et M. REINHARD, 1952). Nous les avons aussi observées dans la série de Fully, sur les deux rives du Rhône.

Elles se présentent en filons-couche plus ou moins lenticulaires, de couleur généralement gris-brun, un peu violacée lorsque la biotite est tout à fait fraîche, verdâtre lorsque ce minéral est complètement chloritisé. Ces roches sont très compactes.

Elles contiennent de l'andésine parfois porphyrique, du quartz, rarement de l'orthose, de la biotite plus ou moins chloritisée, quelquefois de la hornblende.

Les roches de ce type ont opposé des réactions assez rigides aux mouvements qui ont affecté la série des Aiguilles-Rouges. C'est pour cette raison que souvent les bords de ces filons et lentilles de microdiorites sont gneissifiés par l'écrasement.

Il est fort possible que ces microdiorites quartziques aient été à l'origine une roche sédimentaire: en effet, elles sont souvent associées aux roches carbonatées et ne semblent jamais recouper la foliation des gneiss, qui représente la stratification ancienne. (Voir à ce sujet d'autres arguments développés dans le paragraphe réservé aux gneiss fins et cornéennes non calcaires).

Description microscopique d'un échantillon-type

Echantillon 192.

Structure massive, un peu écrasée et porphyrique.

Origine: Versant ouest de l'Arpille, Coord. 101.500/566.425.

S. M.: Texture à tendance porphyrique et plagioclases entrecroisés, ultérieurement écrasée.

Plagioclase souvent zoné (25 à 40% An), en baguettes rectangulaires, basculées et arrondies dans les angles par l'écrasement et la recristallisation; accroissement secondaire limpide (25% An); début de remplacement par l'orthose; microfissures cimentées par le quartz. Les grands cristaux porphyriques de plagioclase ont une allure assez spéciale: ils contiennent une couronne de lamelles de biotite orientées dans tous les sens, riches en apatite; des restes informes de quartz corrodé; des associations très fines d'allure myrmécitique (quartz et plagioclase); enfin, ces cristaux sont zonés: le centre et le bord sont plus acides, et il existe une bande plus basique près du bord.

Le quartz forme une purée étirée cimentant et remplaçant partiellement les plagioclases.

L'orthose blastique apparaît çà et là, remplaçant les plagioclases et incluant la biotite.

Cette dernière, très étirée, tronçonnée et effeuillée, ne subsiste souvent plus que sous forme de traînées d'exsudats (rutilé, épidote, sphène).

L'amphibole, en petits amas déformés, est une hornblende commune (Ng/p = 20°, pléochroïsme vert-clair—beige, quelques macles).

Apatite fréquente, quelques grains épars de tourmaline corrodée, de couleur brun à brun-mauve.

(Voir la composition minéralogique quantitative de cette roche sous gneiss fins et cornéennes non calcaires.)

Les gneiss à deux micas; les migmatites

Ces roches forment en général les „zones d'injection et d'orthogneiss“ de M. REINHARD (L. W. COLLET, N. OULIANOFF, M. REINHARD, 1952) et les „gneiss injectés“ de N. OULIANOFF (Ibidem, 1952). Elles sont assimilables aux „embréchites“ de J. JUNG et M. ROQUES (1952). R. DHELLEMMES (1954) leur donne du reste cette appellation dans son travail sur les Aiguilles-Rouges françaises (ces „zones d'injection“ se poursuivent en effet jusqu'à l'extrémité SW des Aiguilles-Rouges).

Ces roches peuvent former des zones atteignant jusqu'à un km de largeur environ et sont orientées, en grand, parallèlement à la direction générale des gneiss. La muscovite semble liée aux processus de migmatisation; c'est pour cette raison que nous étudions les gneiss à deux micas et les roches migmatisées ou en voie de migmatisation dans le même chapitre.

Développement de la migmatisation

On observe sur le terrain tous les stades de la migmatisation de paragneiss divers. Celle-ci s'annonce par l'apparition d'yeux de feldspath potassique et d'un peu de muscovite — la roche devient un peu plus claire (gneiss ceillé à deux micas) —, ou de traînées leucocrates (gneiss rubané à deux micas). Les termes les plus granitisés peuvent devenir soit presque grenus et contenir ici et là des boudins et des septa de roches non transformées (par exemple: sommets de Bel Oiseau, du Luisin, des Perrons), soit aboutir à des roches à plis symmigmatiques (voir photo 13 hors texte). Mais la migmatisation s'arrête à ces stades dans la série des Aiguilles-Rouges, en Suisse et en France, et, sur la rive droite du Rhône, ne dépasse pas le faciès ceillé ou rubané. *On a donc affaire à des migmatites stratoïdes.*

Origine de ces apports et recristallisations

On observe sur le terrain et au microscope (voir ci-dessous, description microscopique et figure 3) que le quartz, l'orthose et la muscovite, dans ces roches en voie de migmatisation, sont plus récents que les autres minéraux. Mais ce n'est pas une raison suffisante pour donner à cette silice et cette potasse plus jeunes une origine lointaine ou venant des profondeurs. Il peut s'agir simplement de regroupements ou de circulations restreintes des substances les plus mobiles et prises à peu près sur place, pendant une phase finale du métamorphisme ou sous l'influence plus ou moins diffuse et lointaine des phénomènes de migmatisation fondamentale se développant complètement dans la série limitrophe de Fully.

A l'appui de l'hypothèse du caractère autochtone de ces substances quartzo-feldspathiques, signalons que nous avons observé, à la suite de M. GYSIN (travail en préparation), des bancs de conglomérats métamorphiques (?) en bordure de ces zones d'„injection“, ainsi que quelques traces certaines d'une ancienne structure arkosique.

Exemple de structure arkosique microscopique:

Echantillon Barberine 27.

Origine: Chemin d'Emosson à Barberine.

Paragneiss à biotite, un peu ceillé.

S. M.: Paragneiss typique contenant de petits galets de quartzite écrasé se mettant en travers de la foliation et d'orthose en voie de remplacement par le quartz.

Lames minces faites au travers de „galets“:

S. M.: Monocristaux d'orthose triclinique avec inclusions graphiques de plagio-

clase (débris de pegmatite graphique ou porphyroblaste?). Débris (?) plus ou moins recristallisé formé de quartz, de muscovite et d'orthose triclinique ...

Nous sommes persuadé qu'une recherche plus poussée d'anciennes structures et textures sédimentaires dans ces gneiss (qui, sur la rive gauche du Rhône, ne concernaient qu'indirectement notre travail), permettrait d'apporter des arguments supplémentaires à notre hypothèse de travail. Malheureusement, cette recherche s'est avérée impossible sur la rive droite du Rhône, les affleurements étant par trop mauvais et discontinus.

Signalons pour terminer que C. E. WEGMANN (communication orale) nous a signalé des traces de graded-bedding dans les environs de Chamonix, dans les gneiss de la série des Aiguilles-Rouges.

De toute manière, ces observations révèlent l'existence de bancs gréseux, et par conséquent arkosiques, dans la série des Aiguilles-Rouges. Les roches de ce type contiennent en abondance de la silice, de la potasse et de la soude; elles sont connues pour leur sensibilité à l'endomigmatiation et leur facilité à donner des granites (voir par ex. P. MICHOT, 1956).



Fig. 3. Echantillon 262. Gneiss monzonitique quartzique rubané à deux micas, à plis symmigmatiques. Dessin d'une partie leucocrate: Orthose (O), Plagioclase (P), Quartz (Q), Biotite (B), Muscovite rare (M). Myrmécite, apatite, zircon. ($G = 15 \times$)
(Voir photo 13.)

Description microscopique d'échantillons-type

Echantillon 262 (voir fig. 3).

Gneiss rubané et plissoté, à deux micas (voir photo 13).

Origine: Route Van-d'en-Bas à Van-d'en-Haut, point 1365 m.

S. M.: Orthose blastique, incluant les autres minéraux; oligoclase 27% An, en général xénomorphe, en partie séricitisé; dans les parties leucocrates de la roche il montre une tendance idiomorphe.

Myrmécite abondante au contact des deux feldspaths.

Lamelles de biotite fraîche formant des traînées, contenant du zircon à auréoles pléochroïques.

Quartz à extinction presque normale, recristallisé, xénomorphe, formant de nombreuses inclusions dans les feldspaths. Muscovite rare.

Echantillon 127.

Gneiss lité à deux micas, de grain assez fin.

Origine: Hauts d'Alesse, à l'endroit dit les „Seyblays“.

S. M.: Plagioclase très séricitisé, 5% An, xénomorphe. Quartz recristallisé à extinction normale, xénomorphe, parfois amiboïde, rongéant le plagioclase. Biotite chloritisée, avec inclusions de sagénite, de magnétite et de zircons à auréoles. Muscovite tardive, rongéant la biotite. Zones lenticulaires de sillimanite en association avec le quartz (fibrolite); apatite, grenat, zircon.

Compositions minéralogiques quantitatives

| Type | Echant. | Quartz % | Plagiocl. % | % An | Orth. | Biotite % | Musc. % | Autres min. % |
|--------------------|---------|-------------|----------------|-----------|------------|--------------|------------|---------------------|
| Plissoté fin | 118 | 43 | 36 | 0—10 | 0,2 | 14,7 | 5,2 | 0,6 |
| Lité | 120 | 38,4 | 37,6 | 15 | — | 17,3 | 6,4 | — |
| Lité | 127 | 9,8 | 33,9 | 5 | — | 38,0 | 16,4 | 1,9 |
| Plissoté fin | 149 | 31,3 | 30,3 | 27 | 3,0 | 27,4 | 7,9 | — |
| Lité à petits yeux | 167 | 26,5 | 27,8 | 29 | — | 42,4 | 3,3 | 0,3 |
| Lité | 44 | 35,2 | 45,2 | 26 | — | 18,4 | 1,2 | — |
| Lité et plissoté | 48 | 25,5 | 32,3 | 30 | 2,5 | 26,5 | 13,2 | — |
| Finement œillé | 204 | 41,5 | 36,6 | 13 | 0,7 | 13,8 | 7,6 | — |
| <i>Moyenne:</i> | | <i>31,4</i> | <i>34,9</i> | <i>19</i> | <i>0,8</i> | <i>24,8</i> | <i>7,7</i> | <i>0,4</i> |

Cette moyenne montre une grande prédominance de quartz et de plagioclase et une faible quantité d'orthose. Nous estimons que les roches très migmatisées, que nous n'avons pu planimétrer à cause de la grosseur de leur grain et de l'irrégularité de leurs différenciations, peuvent atteindre la composition monzonitique quartzique. On peut donc estimer globalement que ces „zones d'injection“ et de gneiss à deux micas, sont formées de gneiss granodioritiques à deux micas, pauvres en muscovite. Cette estimation est obtenue en combinant à parts semblables les compositions des gneiss dioritiques quartziques à deux micas données

par nos planimétries et nos estimations de la composition moyenne des zones plus fortement migmatisées.

Les gneiss divers de grain moyen

Ce type de paragneiss représente une proportion importante des roches de la série des Aiguilles-Rouges. Leur aspect, leur structure et leur composition varient souvent au cm. M. REINHARD et N. OULIANOFF (op. cit., 1952) ont décrit dans les Aiguilles-Rouges et l'Arpille ces divers types. Pour notre part, nous avons surtout étudié ces roches à l'est du synclinal permo-carbonifère: les gneiss encaissant les aplites, à l'est du pont de Dorénaz, présentent un bon exemple de cette diversité. La structure, de schisteuse, peut devenir œillée ou litée, prendre l'allure gréseuse; le grain, de son côté, passe par tous les degrés de grossièreté et de finesse. La composition minéralogique est également très changeante: la proportion des micas ou d'un mica particulier varie sur de très faibles distances; ailleurs, on notera un passage à des termes leucocrates ou plus basiques à amphibole, calcite, etc.

Les mouvements qui ont affecté ces roches ont souvent accentué encore ces différences d'aspect: le grain et la composition de ces gneiss sont les facteurs principaux d'un tel phénomène.

Nous ne décrivons dans ce paragraphe que les gneiss à biotite de grain moyen, formant, d'après nos estimations, approximativement la moitié de la quantité totale des roches de la série des Aiguilles-Rouges. Les gneiss fins, les cornéennes, les gneiss basiques et leucocrates seront examinés plus loin.

Origine de ces gneiss et de leur foliation

L'origine de ces gneiss est sans nul doute sédimentaire. Les conditions de sédimentation et la nature du dépôt, variant brusquement, ont donné ces faciès très changeants, accentués ou oblitérés ultérieurement par les écrasements et le métamorphisme. La foliation, soulignée parfois par des traînées de calcaire pur, des cornéennes à épidote et diopside et d'anciens horizons de galets (?) correspond généralement à l'ancienne stratification des roches (dans les roches très migmatisées, la stratification originelle a tendance à s'effacer, tandis que la foliation acquiert une nouvelle signification).

Description microscopique d'un échantillon-type

Echantillon 43.

Gneiss clair à biotite irrégulièrement chloritisé.

Origine: Route Martigny-Salvan, point 760 m.

S. M.: Plagioclase très séricitisé, 29% An; facules plus basiques atteignant 35% An; xénomorphe, rongé par le quartz et l'orthose. Quartz en grandes plages cataclastiques rongéant les feldspaths ou en petites plages circulaires dans ces derniers.

Orthose cristalloblastique, frais, parfois perthitique.

Biotite altérées et ployée, un peu séricitisée; exsudats d'épidote. Un peu d'apatite, de zircon et de chlorite. Certaines lamelles de biotite contiennent un minéral que nous n'avons pu déterminer: $2V = +50^\circ$ env., bir. = 0,02, fibres allongées à allongement négatif, ext. droite, $n = 1,65-1,70$.

Compositions minéralogiques quantitatives des gneiss divers

| Types | Echant. | Quartz % | Plagiocl. % | % An | Orth. % | Biotite % | Autres min. |
|-----------------|---------|-------------|----------------|-----------|------------|--------------|----------------|
| Grain grossier | 11 A | 16 | 60,4 | 25—30 | 8,3 | 15,3 | — |
| Lité, gr. moyen | 11 C | 28,6 | 49,7 | 39 | — | 12,8 | Amphibole: 6,1 |
| Clair rubané | 38 | 34,2 | 45,6 | 8 | 8,6 | 11,3 | 0,3 |
| Lité | 43 | 29,0 | 50,0 | 29—35 | 13,1 | 6,8 | 1,1 |
| Irrégulier | 116 | 32,0 | 57,0 | 28 | — | 6,5 | 4,5 |
| Oeillé plissé | 117 | 44,1 | 44,4 | 7 | — | 11,5 | — |
| <i>Moyenne:</i> | | <i>30,9</i> | <i>51,4</i> | <i>24</i> | <i>5,1</i> | <i>10,5</i> | <i>2,0</i> |

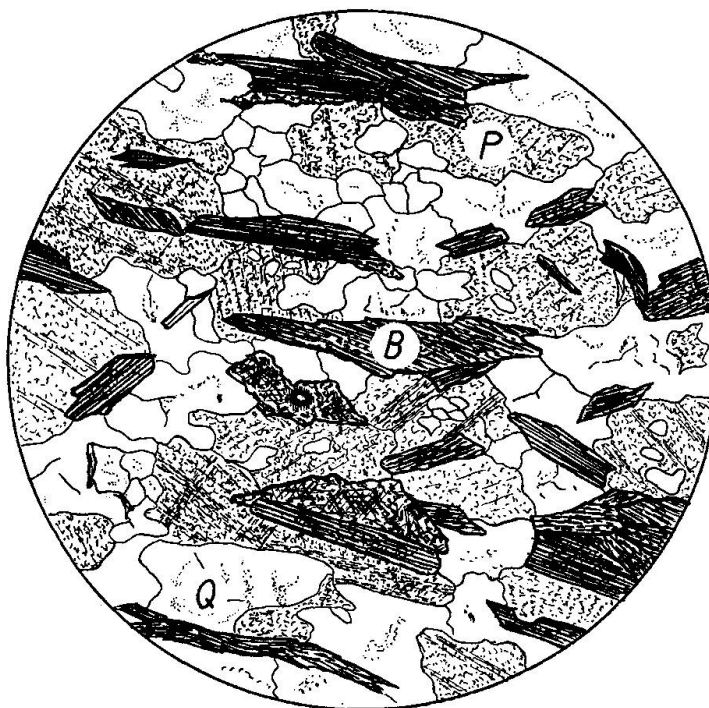


Fig. 4. Echantillon 117. Plagioclase (P), Quartz (Q), Biotite (B). Gneiss dioritique quartzique à biotite. (G = 12×)

Ces roches présentent une très grande richesse en plagioclase acide (51,4%). A titre indicatif, nous avons calculé combien de Na₂O donnent ces 51,4% d'oligoclase. Nous basant sur P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN et R. U. WINTERHALTER (1930) (analyse d'un oligoclase), nous avons obtenu: % Na₂O = 3,8.

K. RANKAMA et T. G. SAHAMA (1950), dans leurs tables de composition moyenne des roches éruptives, phyllites, argiles ... (p. 222) donnent des valeurs nettement inférieures. Quelle est donc l'origine de cette grande quantité de soude dans ces gneiss? W. NIEUWENKAMP (1956), faisant le point au sujet des hypothèses classiques et persédimentaires en géochimie, examine la possibilité que la quantité de Na₂O qui manque dans les océans d'après les calculs géochimiques, ait été extraite par les argiles déposées au fond des mers, par fixation des ions Na⁺ et adsorption de solutions salées. P. LAPADU-HARGUES (1945), de son côté, montre à l'aide de statistiques que l'apport d'alcalis est indéniable même dans les ectinites, car les roches tendent, par métamorphisme, à s'homogénéiser, se „banaliser“ en quelque sorte. H. RAMBERG (1952) fait l'hypothèse que, de même chaque type de roche occupe un étage déterminé de la croûte terrestre, les atomes, à cause de leurs propriétés géochimiques, se placent aussi à des niveaux déterminés d'une série métamorphique. M. VUAGNAT enfin (communication orale) estime qu'il n'existe pas assez d'analyse d'argiles, de grauweekes ... permettant d'avoir une idée exacte du cycle du Na. Il nous a montré certaines analyses de grauweekes du Harz contenant jusqu'à 4% Na₂O.

Il est donc possible que la soude contenue dans ces gneiss soit en partie d'origine sédimentaire.

Les gneiss fins et les cornéennes³⁾ non calcaires

Ces deux groupes de roches ont été cartographiées avec les gneiss divers; nous les examinons néanmoins dans un chapitre particulier à cause de l'intérêt qu'elles présentent.

Ces roches sont peu fréquentes sur la rive droite du Rhône, dans la série des Aiguilles-Rouges; en revanche, elles semblent l'être plus dans le Mont de l'Arpille et les Aiguilles-Rouges; elles ont été décrites par N. OULIANOFF et M. REINHARD (op. cit., 1952) dans cette partie du massif cristallin.

Les gneiss fins forment des lentilles, des traînées et des couches en général de petite épaisseur et réagissant rigidement aux mouvements tectoniques. Il est souvent impossible de distinguer ces roches des microdiorites écrasées. Leur couleur est brune, parfois violacée; elle est

³⁾ Bien que ce terme employé par M. REINHARD et N. OULIANOFF nous ait paru peu actuel (il est en effet réservé d'habitude à des termes de la série pélitique ayant subi un métamorphisme de contact), nous l'avons conservé pour ne pas créer de complications dans les Aiguilles-Rouges.

due à la présence de biotite; lorsque ce minéral est chloritisé, les tons virent au gris-vert.

Les cornéennes non calcaires se présentent également en traînées et lentilles peu épaisses dans les gneiss. Leur grain n'est plus visible à l'œil nu. La texture est massive, parfois un peu rubanée, pouvant devenir schisteuse par écrasement. La couleur varie de la même manière que celle des gneiss fins et pour la même cause.

Il existe tous les termes intermédiaires entre les microdiorites quartziques, les gneiss fins et les cornéennes.

Enfin, les cornéennes feldspathisées de M. REINHARD et N. OULIANOFF (op. cit., 1952) nous ont paru appartenir à deux types distincts: le premier est représenté par les termes intermédiaires ci-dessus (ex. chemin Col de la Forclaz-Arpille, coord. 566.125/101.350); l'autre type se constitue par quartzo-feldspathisation incomplète de cornéennes dans une zone des migmatites stratoïdes (voir par exemple route Six-Jeur-Emosson, coord. 102.000/561.000).

Description microscopique

Echantillon 19.

Cornéenne compacte, vert-clair.

Origine: Chemin Forclaz-Arpille, point 1600 m.

S. M.: Texture écrasée, mais peu laminée.

Plagioclase à tendance porphyroblastique ou porphyrique, séricitisé et fissuré. Biotite complètement chloritisée (exsudats). Purée très fine de quartz, parfois formant de grandes plages cataclastiques. Quelques cristalloblastes d'orthose.

Cette roche, autrefois grenue non orientée, a été écrasée.

Echantillon 20 (voir fig. 5).

Roche intermédiaire entre gneiss fin et cornéenne.

Origine: Voir échantillon 19.

S. M.: Texture variable: elle est gneissique et litée à certains endroits, ailleurs presque grenue non orientée, par croissance de plagioclases idiomorphes et rectangulaires se disposant dans tous les sens. Plagioclase de composition variable: dans les parties riches en biotite: 30—42% An; dans les parties leucocrates: 28% An. Masses irrégulières de quartz, parfois dentelliformes, avec un peu d'orthose. Biotite complètement chloritisée. Un peu d'amphibole.

Roche intermédiaire, quant à la structure, entre gneiss fin et microdiorite.

Echantillon 22.

Gneiss fin.

Origine: Voir échantillon 19.

S. M.: Plagioclase très séricitisé, à tendance idioblastique, à centre rectangulaire idiomorphe (28—38% An). Certains plagioclases sont très grands, porphyriques ou porphyroblastiques et contiennent de petites lamelles de biotite et un peu d'orthose; ils sont très semblables aux plagioclases observés dans les microdiorites quartziques.

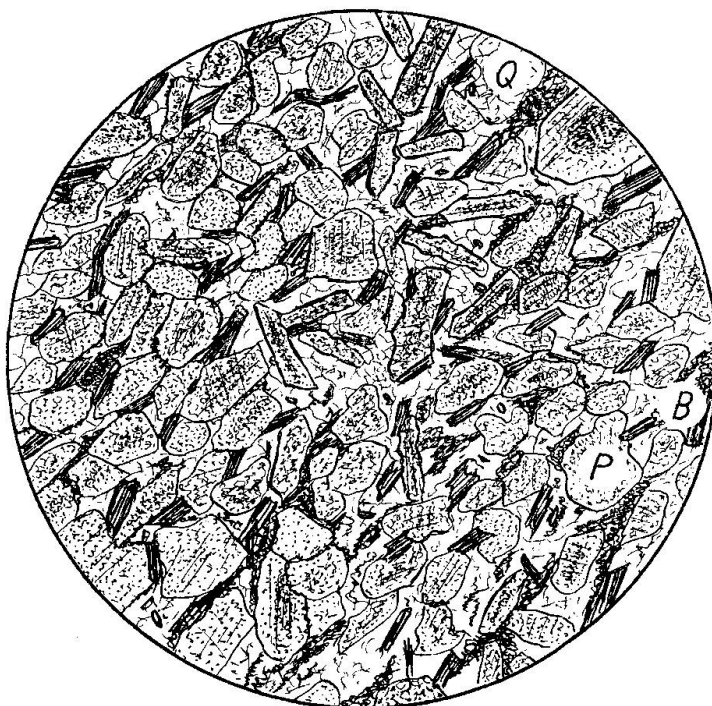


Fig. 5. Echantillon 20. Gneiss fin à biotite. Début d'apparition de la structure caractéristique des microdiorites quartziques. Plagioclase (entre 42 et 28% An) (P), Quartz (Q), Biotite (B). (G = 25 ×)

Petites lentilles allongées d'amphibole (hornblende vert-clair banale). Petites lamelles de biotite chloritisée (exsudats). Quelques grains de tourmaline mauve semblable à celle des microdiorites quartziques. Orthose très frais, peu visible. Petites plages de quartz dentelliforme.

Compositions minéralogiques quantitatives des gneiss fins, cornéennes non calcaires et d'une microdiorite quartzique

| Type | Echant. | Quartz % | Plagiocl. % | % An | Orthose % | Biot. % | Autres min. % |
|-----------------------------|---------|----------|-------------|-------|-----------|---------|---------------|
| Grenu un peu lité | 21 | 18,5 | 52,3 | 28—43 | 1,6 | 27,5 | 0,1 |
| Grenu un peu lité | 25 | 31,0 | 42,7 | 45—50 | 1,3 | 24,7 | 0,3 |
| Gneiss fin typique | 30 | 17,2 | 49,6 | 10 | 0,6 | 32,4 | 0,2 |
| Cornéenne typique | 195 | 24,9 | 52,5 | 27 | 0,3 | 21,9 | 0,7 |
| Microdiorite un peu écrasée | 192 | 18,6 | 49,9 | 25—40 | 6,0 | 25,9 | 0,1 |

La composition minéralogique de ces roches est du même type; ce fait permet de supposer éventuellement une origine commune à celles-ci.

Conclusion

L'étude sur le terrain et sous le microscope permet de saisir trois phénomènes distincts dans l'évolution de ces roches:

1. La quartzo-feldspathisation des cornéennes aboutit à des „cornéennes feldspathisées“. Ce mode d'évolution, affectant ces roches à des degrés divers, aboutit, dans la série des Aiguilles-Rouges, à des migmatites stratoïdes.

2. Il y a passage des microdiorites quartziques aux gneiss fins, puis aux cornéennes, par écrasement (voir sous microdiorites quartziques).

3. Il existe enfin le passage inverse des gneiss fins aux microdiorites quartziques: au sein de certains gneiss apparaissent des parties presque pas orientées, à texture s'apparentant fortement à celle des microdiorites quartziques.

Ces deux derniers phénomènes, souvent difficiles à distinguer l'un de l'autre et apparemment contradictoires, sont l'expression de la réversibilité physico-chimique de la réaction transformant ces gneiss fins en microdiorites quartziques. De nombreux auteurs (voir par ex. C. E. WEGMANN, 1935; A. DEMAY, 1942) ont depuis longtemps insisté sur l'étroite connexion entre écrasements, déformation plastique et recristallisations près d'un front de migmatites et lors d'une migmatisation.

Il nous semble raisonnable de conclure que ces diverses roches proviennent d'un même groupe de roches sédimentaires. Celles-ci ont été métamorphosées en gneiss fins et cornéennes, et, sous l'influence plus ou moins complexe d'un front de migmatites se déplaçant à proximité, elles montrent une tendance à se transformer en roches grenues fines non orientées, du type des microdiorites quartziques. En effet, dans le cas qui nous occupe, ces termes intermédiaires et mixtes n'apparaissent qu'à proximité de la série de Fully, caractérisée justement par ses phénomènes de migmatisation fondamentale; dans les parties très migmatisées de cette série, les cornéennes et les gneiss fins n'existent plus, mais seulement les microdiorites quartziques et les microgranodiorites; en revanche, dans les parties de la série des Aiguilles-Rouges éloignées de la série de Fully, les microdiorites ne sont plus signalées: seuls le sont les gneiss fins et les cornéennes.

Les calcaires à silicates et les cornéennes calcaires

Ces roches métamorphiques forment des bancs, des couches ou des traînées plus ou moins lenticulaires pincés dans les gneiss de la série des Aiguilles-Rouges. Leur épaisseur varie de quelques cm à plusieurs dizaines de m. Ces calcaires, formés de carbonate pur, sont très souvent associés

à des cornéennes calcaires, à minéraux très variés, dont la répartition est due au métamorphisme et aux différences initiales de composition.

D'après N. OULIANOFF (1924), on peut observer dans ces calcaires les minéraux suivants (voir également L. W. COLLET, N. OULIANOFF et M. REINHARD, 1952): quartz, feldspaths, micas, enstatite, wollastonite (?), diopside, diallage, hornblende, grenats, idocrase, épidote, zoïsite, chlorite, humites, scapolites, sphène, zircon. Le lecteur trouvera de nombreux détails à ce sujet ainsi que de magnifiques photos dans l'ouvrage de cet auteur. Pour notre part, nous n'avons pas spécialement approfondi l'étude pétrographique de ce type de roche, puisque N. OULIANOFF l'avait déjà faite. Nous avons observé, à la suite de cet auteur et de J. MEYER (1916) que toutes ces roches semblent avoir subi tous les stades de la transformation avec ou sans métagénèse. Il est néanmoins difficile de se rendre compte de la part exacte que prend la métagénèse dans ces transformations, car le métamorphisme sans apport peut aboutir aux mêmes minéraux que le métamorphisme avec apport. Il semble néanmoins reconnu (voir par ex. H. RAMBERG, 1952) que la transformation chimique des calcaires avec apport aboutit aux amphibolites (avec toutes les restrictions de faciès minéral).

Nous discuterons plus loin (voir chap. VI) l'affirmation de M. LUGEON et M^{me} E. JÉRÉMINE (1913): „La similitude des bancs calcaires les uns avec les autres nous autorise à croire qu'ils appartiennent à la même formation“ (ces auteurs ayant dans l'esprit que cette similitude démontre l'appartenance de ces diverses lentilles à une seule couche-repère à l'origine), cette affirmation permettant à ceux-ci de découper le massif hercynien en une série de synclinaux et d'anticlinaux sur la rive droite du Rhône. N. OULIANOFF aboutit au même résultat à partir de bases un peu différentes, pour le massif de l'Arpille (voir chap. X, tectonique).

Les minces intercalations, les enclaves et les boudins dans les gneiss

Anticipons un peu: nous verrons plus loin qu'une portion de la série des Aiguilles-Rouges a donné par migmatite fondamentale les roches de la série de Fully. Celles-ci sont très riches en enclaves de types divers mais assez définis. Il était donc naturel de rechercher dans la série des Aiguilles-Rouges une réponse à la question de l'origine de ces enclaves.

Certains auteurs pensent (voir par ex. E. RENEVIER, 1890) que les enclaves contenues dans les roches de la région de Fully sont d'anciens éléments de conglomérats métamorphiques. Nous avons recherché ces

conglomérats métamorphiques dans la série des Aiguilles-Rouges, conglomérats signalés par les auteurs suivants: E. RENEVIER, 1890; P. GOLLIEZ, 1893—1896; M. LUGEON, 1937; N. OULIANOFF, 1934; L. W. COLLET et M. REINHARD, 1920. Nulle part, nous ne les avons retrouvés, à l'exception des galets (?) que M. GYSIN nous avait signalés dans la région d'Emosson-Barberine (voir gneiss à deux micas). Les conglomérats, existant avec certitude dans Belledonne (C. BORDET, 1957; P. BORDET, communication orale) et dans la partie NE du massif de l'Aar-Gastern (voir excellentes photographies dans P. EUGSTER, 1951) ne semblent pas avoir d'homologues dans le massif des Aiguilles-Rouges.

En revanche, nous avons observé dans ce massif, du Rhône à l'Arve, tous les stades du boudinage de minces couches de composition particulière (voir planche 1 et figure VI); nous croyons que sans doute E. RENEVIER, P. GOLLIEZ, M. LUGEON, N. OULIANOFF, L. W. COLLET et M. REINHARD ont pris des boudins pour des éléments de conglomérats métamorphiques. Ce sont ces boudins qui, entre autres, peuvent subsister en enclaves non transformées dans les roches de la série de Fully.

C. E. WEGMANN (1932) pense que le phénomène du boudinage, dans les terrains métamorphiques, est produit, non pas par la compression des roches, mais par leur étalement aux dépens de parties moins mobiles; dans les terrains non granitisés, le flanc inverse des plis couchés semble particulièrement favorable au développement du boudinage.

Taille, composition minéralogique et texture des boudins

La longueur des boudins peut atteindre 1 m; en général, elle oscille entre 20 et 50 cm, tandis que leur largeur est plusieurs fois moindre. Leur forme en fuseaux ressemble très souvent à celles des bananes, ou des poissons. Les boudins, issus primitivement d'un même banc lui-même déjà lenticulaire, sont parfois tellement éloignés les uns des autres qu'il est difficile de les suivre le long d'un même horizon.

Les minces intercalations susceptibles de boudinage, les enclaves et les boudins sont constitués par des roches acides (quartzites; leptynites; quartzites feldspathiques; gneiss quartzitiques) ou par des roches basiques (gneiss fins à amphibole, andésine et biotite; amphibolites; cornéennes calcaires; calcaires), mais non par des roches intermédiaires de composition granodioritique.

La texture de ces roches est toujours fine, exception faite de certaines amphibolites et cornéennes.

Le boudinage est donc relié à ces deux conditions à la fois, conditions de texture et de composition minéralogique. Les variations brusques

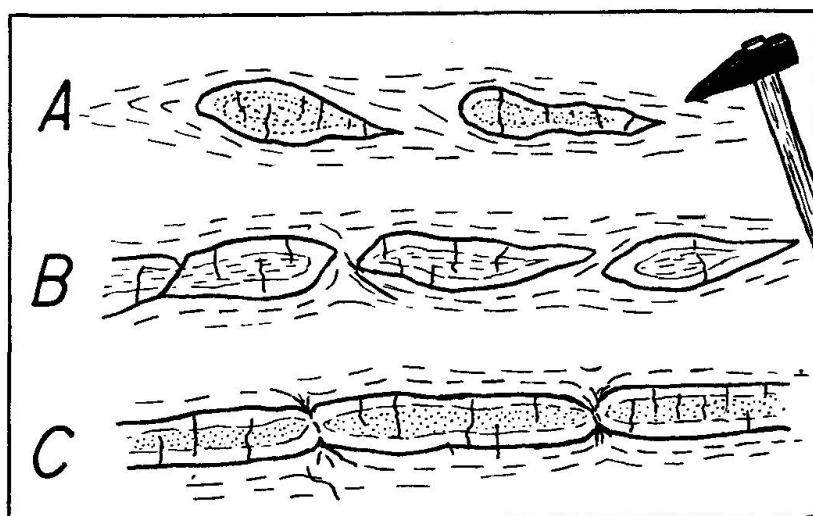


Fig. 6. Phénomènes de boudinage. A: Boudins isolés de gneiss fin quartzitique à biotite formant une sorte de noyau lenticulaire. La foliation de ces gneiss tend à épouser le contour du boudin. B: boudinage d'une mince couche de leptynite. C: Début de boudinage d'un gneiss dioritique quartzique à andésine et biotite. La matrice des ces boudins est formée de gneiss dioritique quartzique ou grano-dioritique à biotite.

de texture semblent favoriser le décollement du boudin de sa matrice plus grossièrement grenue.

Remarques d'ordre géométrique

Les boudins, engendrés par les mouvements qui ont affecté la série des Aiguilles-Rouges et pris dans ceux-ci, suivent en général, malgré un léger décalage, la direction des plis et de la foliation des gneiss qui les entourent (voir fig. 6). Certains boudins restent absolument rigides et grossièrement alignés sur la foliation; d'autre se plissent, s'arrondissent, paraissent rouler comme des billes dans les plis; la foliation originelle de ce type de boudin se brouille peu à peu et tend à épouser la forme externe de celui-ci (voir figure 6, A). Parfois même dans ce cas, le boudin se met de travers et montre un axe de plissement aberrant par rapport à l'axe du pli encaissant. Le semi-plasticité de ces boudins s'explique, nous semble-t-il, par leur composition minéralogique assez proche de celle de leur matrice, tandis que leur „incompétence“ mécanique est un effet de leur structure fine.

Néanmoins, à l'exception des cas ci-dessus, les mesures de direction et de plongement faites sur les boudins sont en accord avec les mêmes mesures faites sur les plis des gneiss encaissants.

Lieux d'observation de ces boudins

La coupe de la route de Martigny à Salvan permet d'observer aisément tous les stades du phénomène du boudinage. Les entailles dans la roche faites pour le chemin de fer, du Trétien à Finhaut, sont également très intéressantes: on y observe notamment, entre les deux premières protections contre les avalanches, entre Finhaut et le Trétien (gneiss G'i de N. OULIANOFF) un boudin plissé (axe du pli: 15° NW) en travers par rapport au pli du gneiss (axe 10—25° NE).

Description microscopique de types leucocrate et mélanocrate

Echantillon 168.

Boudin de leptynite très quartzeuse.

Origine: Route Martigny-Salvan, point 735 m.

S. M.: Texture grenue fine. Quartz peu cataclastique; plages xénomorphes, traînées, inclusions arrondies nombreuses dans le plagioclase. Ce dernier est très séricitique, arrondi, rongé par le quartz; 25—27% An. Traînées de biotite très rare et trouble, remplacée par de la séricite. Petits grenats.

Echantillon 170.

Gneiss fin, rubané, semblant contenir de la biotite et de l'amphibole.

Origine: Même route, point 710 m.

S. M.: Grandes plages complètement séricitisées d'un plagioclase très basique, et criblé d'inclusions de quartz. Traînées leucocrates formées d'orthose blastique. Concentrations de feuillets de biotite complètement chloritisée et en voie de séricitisation. Sphène fréquent. Il n'y a pas d'amphibole.

Conclusions de l'étude de la série des Aiguilles-Rouges

La série des Aiguilles-Rouges, sur les deux rives du Rhône, fut sans doute primitivement une série pélitique riche en sédiments argileux, argilo-marneux et détritiques, contenant quelques rares passées marno-calcaires ou franchement calcaires.

Puis cette série a été profondément plissée et métamorphisée, à un étage de la croûte terrestre correspondant à la limite entre la mésozone et la catazone (présence de diopside dans les calcaires métamorphiques, de l'association biotite-muscovite); (gneiss supérieurs pour J. JUNG et M. ROQUES, 1952; amphibolite facies des auteurs scandinaves).

Les parties plus typiquement pélitiques ont donné naissance à des gneiss dioritiques quartziques très micacés; les gneiss dioritiques quartziques à biotite se sont peut-être formés à partir de grauwackes riches

en soude. Les bancs de matériel plus calcosodique évoluaient en direction des gneiss fins à andésine, biotite et amphibole, aboutissant plus tard à des microdiorites quartziques. Les parties plus franchement calciques ont donné naissance aux amphibolites, aux cornéennes calcaires et aux calcaires métamorphiques.

La formation, dans la série des Aiguilles-Rouges, de migmatites stratoïdes, sans doute à partir de substances pratiquement autochtones (endomigmatisation), datent très vraisemblablement de ce cycle métamorphique.

Signalons l'influence plus ou moins importante, surtout dans les parties limitrophes de la série de Fully, de phénomènes de migmatisation fondamentale. Les aplites faisant intrusion dans la série des Aiguilles-Rouges, la transformation des cornéennes et des gneiss dioritiques quartziques fins en microdiorites quartziques, et, nous le verrons plus loin, jusqu'à un certain point, la formation de la charpente tectonique, sont à rapporter à de tels phénomènes. (Nous discuterons plus loin des rapports entre ces différents phénomènes métamorphiques. Voir chap. X, tectonique.)

Notons encore l'intrusion du granite de Vallorcine, intrusion de caractère post-tectonique (nous n'avons pas étudié le granite du Mont-Blanc; voir sa position dans le temps au chapitre XII).

Tous ces processus étudiés (nous verrons qu'ils sont tous anté-west-phaliens, voir chapitre VIII) se sont clos par une légère rétromorphose, marquant de façon souvent capricieuse tout le massif de son empreinte.

Chapitre VI

LA SÉRIE DE FULLY

Cette série est figurée en pointillé dans notre croquis au début de ce mémoire (voir fig. 1). Elle apparaît dans certaines parties orientales du Mont de l'Arpille et occupe largement la région de Fully.

Les roches de cette série montrent tous les stades d'une migmatisation fondamentale, aboutissant, à l'extrémité NE de la région de Fully, à des granodiorites migmatiques.

Nous ferons part de nos observations et hypothèses au sujet des roches de cette série dans les paragraphes suivants:

1. Les migmatites.
2. Les granodiorites nébulitiques et à texture planaire.

3. Les granodiorites.
4. Les granites aplitiques.
5. Les microdiorites quartziques et les microgranodiorites.
6. Les calcaires métamorphiques et roches apparentées.
7. Les gneiss à amphibole et amphibolites.
8. Les enclaves, boudins et différenciations dans ces roches.

Les sept premiers termes de ce tableau figurent sur notre carte.

Cartographie

Sur le terrain, les limites entre migmatites, granodiorites nébulitiques et granodiorites sont difficiles à fixer, et, il faut le dire, souvent assez arbitraires. Il suffit par exemple de travailler plusieurs jours dans les migmatites pour qu'on ait tendance à repousser très loin leurs limites dans les granodiorites par le seul fait qu'on voit subsister longtemps dans ces dernières des „ombres“ de migmatites; inversement, si on va d'une zone de granodiorites à une zone de migmatites, on reconnaîtra même à grande profondeur, dans cette dernière une certaine structure et d'autres indices annonçant les granodiorites à structure non orientée ou nébulitique, et on aura tendance à cartographier comme granodiorites nébulitiques des roches qui n'en sont pas réellement. D'autre part, un autre obstacle à la cartographie est l'exiguïté des affleurements, leur très grande altération superficielle et l'abondance des lichens qui les recouvrent. Les lieux d'observation les meilleurs sont quelques coupes de chemin et des couloirs à avalanches dans lesquels descendent en été des pierres et de petits torrents; dans ces „châbles“, la roche est polie et très fraîche sur des surfaces assez grandes, mais leur accès est souvent difficile.

Nous croyons que ces raisons, objectives et subjectives, encadrées par des conceptions différentes, sont suffisantes pour expliquer les divergences de cartographie entre la feuille Saxon-Morcles et la nôtre.

Terminologie

Nous avons essayé de préciser, au chapitre III, quelques notions générales, notamment celle de migmatites. Nous allons maintenant nous efforcer de définir le plus précisément possible les termes servant à

définir les gneiss, les migmatites et les granodiorites. Pour ce faire, nous tenons compte des facteurs suivants :

1. La structure générale sur une surface de l'ordre du m² au moins.
2. Les particularités de texture à petite échelle.
3. La composition chimique globale, à l'échelle du m² environ.
4. Les principaux minéraux caractéristiques.

Définition des termes par la texture et la structure

Les *gneiss* sont des roches métamorphiques, à texture et structure schisteuses nettes, formées surtout de quartz, de feldspaths et de micas.

Les *migmatites* sont des roches métamorphiques, formées, à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, de deux parties distinctes, une partie différenciée mélanocrate et une partie différenciée quartzo-feldspathique (voir chap. III).

La foliation d'une roche est due à l'orientation de ses minéraux lamellaires déterminant des plans plus ou moins grossiers. Les gneiss et les migmatites présentent une foliation; cette dernière est souvent floue dans les migmatites.

Ces deux types de roches peuvent présenter également des variations à diverses échelles. Par exemple, un gneiss et une migmatite peuvent être rubanés. Mais ces variations ont une signification et un aspect différent selon qu'on a affaire aux gneiss ou aux migmatites. Dans les gneiss, elles représentent, en général et assez fidèlement, une structure originelle; elles sont souvent régulières, ont des contours nets et souvent se poursuivent sur de longues distances. Dans les migmatites, elles représentent une structure acquise par différenciation; ces variations sont très souvent floues, discontinues, évanescentes, fluidalement contournées (voir photos 14 et 15). Nous donnerons néanmoins aux variations des gneiss et des migmatites le même nom. Gneiss et migmatites pourront donc être :

Lités: Alternance de minéraux clairs et foncés. Variations de l'ordre du cm environ.

Rubanés: Alternance de minéraux clairs et foncés ou des mêmes minéraux de grain différent. Variations de l'ordre du cm à quelques cm.

Plissotés: Alternance de lits clairs et foncés, accusant de multiples plissotés de l'ordre du cm.

Plissés: Présence de plis de plus grande amplitude. Variations de la roche à une échelle des plus inconstantes.

Veinés: Présence de veines leucocrates, originaires d'une différenciation, sur un fond gneissique ou migmatique, en réseau lâche.

Oeillés, noduleux, à feldspaths porphyroblastiques ... Présence d'yeux, de nodules ...

En outre, les migmatites peuvent être *nébulitiques*. On les appellera alors *nébulites*. Les variations et la foliation de la roche n'apparaissent que très vaguement. Lorsque ces „ombres“ résiduelles forment des sortes de tourbillons, des „plis méandriques évanescents“ comme le dit E. RAGUIN (1957) on a affaire à une *nébulite tourbillonnaire*.

Les granites (monzonites quartziques, granodiorites ...) *nébulitiques* sont intermédiaires entre les nébulites et les roches à texture et structure non orientées (granites, monzonites quartziques ...). Les variations résiduelles apparaissent comme des ombres extrêmement floues, visibles seulement à distance (voir par ex. photo 15: le contraste, accentué artificiellement par photographie, permet de mieux faire ressortir ces variations résiduelles), ou n'apparaissent que çà et là dans une roche à texture non orientée (voir par ex. photo 4).

Les granites (monzonites quartziques, granodiorites ...) impliquent une notion de texture et structure non orientées et une notion de composition minéralogique quantitative (voir photo 5).

Cette notion de non-orientation s'applique à la masse de fond de la roche, tant dans le détail qu'en grand. Cette roche peut néanmoins contenir des enclaves orientées suivant une direction privilégiée: celles-ci sont considérées comme des résidus d'un stade antérieur d'évolution (voir plus loin sous enclaves). Nous verrons néanmoins qu'il est rare de trouver une roche à structure pas du tout orientée dans les granodiorites de la série de Fully; il y subsiste presque toujours des traces de plis, de direction ancienne, matérialisées par l'orientation des prismes de cordiérite, l'alignement de certains nodules, la direction privilégiée que prennent certaines petites enclaves schisteuses issues de différenciations.

Définition de la composition chimique des migmatites et des gneiss

Rappelons que nous utilisons les adjectifs dioritique quartzique, granodioritique ... conformément à la nomenclature de W. E. TRÖGER (voir chap. III;) ces termes n'impliquent qu'une notion de composition minéralogique quantitative, à l'exclusion de notions de genèse ou de texture.

Termes intermédiaires

Il existe tous les termes intermédiaires entre gneiss, migmatites et granodiorites. Par ex.: gneiss migmatitique; migmatite gneissique ...

Limites entre lesquelles nous utilisons le terme migmatite

Dès que se manifestent nettement dans la roche les effets de la différenciation (cette différenciation peut se produire par sécrétion latérale

ou à plus grande échelle par migrations de substances: on l'appellera dans ce cas métasomatose, quartzo-feldspathisation, granitisation ...), la roche devient une migmatite. Lorsqu'une partie importante de la roche montre une texture non orientée, celle-ci n'est plus une migmatite, mais un granite (granodiorite, monzonite quartzique ...) contenant éventuellement des traînées migmatitiques ou nébulitiques.

Nous utiliserons l'adjectif migmatique dans le sens: qui provient d'un migma (par opposé à un magma); en revanche, l'adjectif migmatitique signifiera: présentant des traces de migmatisation.

Les migmatites de la série de Fully

Extension

Ces migmatites, atteignant souvent l'épaisseur d'un km, forment une partie importante de la série de Fully. Elles affleurent surtout au SW de la région de Fully. Elles s'individualisent en longues et larges traînées s'enfonçant dans les granodiorites nébulitiques et les granodiorites. Elles se retrouvent sporadiquement enfin dans le Mont de l'Arpille, à l'état peu évolué.

Critères de terrain

1. La structure est caractérisée par la présence de différenciations souvent lenticulaires, anastomosées, évoquant l'écoulement d'un fluide. Elle tend à devenir non orientée dans les termes évolués (voir photo 4).

2. La foliation, les variations, ainsi que les enclaves présentes dans cette masse de fond, montrent dans l'immense majorité des cas des pendages très forts.

3. La cordiérite apparaît avec la migmatisation. Elle forme de petits prismes plus ou moins arrondis et de couleur vert-bouteille dans les migmatites peu évoluées et, dans les migmatites avancées, des nodules verts d'un diamètre pouvant atteindre plusieurs cm⁴).

4. La composition minéralogique quantitative de ces roches est beaucoup plus homogène que celle des roches de la série des Aiguilles-Rouges. Malgré l'infinie variété de la structure, la composition globale est dioritique quartzique ou granodioritique, rarement monzonitique quartzique.

⁴) La cordiérite est en réalité toujours complètement pinitisée; la couleur verte provient des produits d'altération chlorito-séricitiques.

Description de l'évolution de la migmatisation et des types principaux

Il est difficile de décrire tous les faciès présentés par les migmatites dans la série de Fully. Les passages d'un faciès à l'autre se font souvent au dm ou au m; les variétés de forme, de composition et d'origine des nombreuses enclaves engendrent dans la trame migmatitique des réactions physico-chimiques différentes.

Bien qu'en grand, le contact entre les séries de Fully et des Aiguilles-Rouges soit tectonique (voir chap. X), on peut observer néanmoins dans le détail les termes intermédiaires entre les gneiss et les migmatites.

Les gneiss des Aiguilles-Rouges, nous l'avons vu précédemment (voir également notre carte), s'enrichissent tout d'abord, sur plusieurs centaines de m, de lentilles, filons et traînées conformes d'aplites et de granite aplitique, contenant très souvent de la cordiérite. Puis la migmatisation commence à se faire sentir dans les gneiss eux-mêmes. Ceux-ci commencent à montrer des traces de mouvements plus fluidaux; quelques traînées différenciées leucocrates apparaissent, contenant un peu de pinite, se développant parallèlement à la foliation des gneiss.

Le stade suivant se marque par un mélange, en proportions à peu près égales, de parties gneissiques et de parties migmatitiques à pinite, montrant çà et là déjà un début de texture grenue. Déjà à ce stade, les roches montrent une spécialisation dans leur évolution. Les gneiss à schistosité très marquée offrent une plus grande résistance à la migmatisation; ils ont tendance à se plisser et à se fragmenter en zones, traînées et enclaves, dans des migmatites à texture plus floue provenant de gneiss primitivement plus massifs et généralement plus leucocrates. Les roches à texture fine et les roches basiques sont réfractaires à la migmatisation, d'autant plus que leur composition s'éloigne davantage de la composition granodioritique et que leur grain est plus fin; leurs strates se fragmentent, se cassent et se boudinent.

Puis, assez brusquement, sur l'espace de 50 m environ, la migmatisation s'imprime sur la totalité de la roche. Nous situons à cet endroit le front des migmatites que nous avons marqué sur notre carte.

Ce front traversé, les migmatites présentent le plus souvent le faciès de migmatites granodioritiques rubanées ou litées, à pinite et biotite, riches en enclaves (voir par ex. photo 14), de grain moyen.

Les „rubans“ nuageux des migmatites rubanées sont formés par l'alternance de parties riches en biotite, granodioritiques à dioritiques quartziques, et de parties plus leucocrates, granodioritiques ou monzo-

nitiques quartziques. Ces traînées sont souvent très capricieuses, imprécises, ont un aspect fluidal, se séparent parfois en deux parties ou se perdent rapidement dans la roche. La pinite est distribuée assez uniformément.

Notons la présence, à ce stade de la migmatisation, de migmatites veinées (veines leucocrates formées surtout de plagioclase + quartz, un peu d'orthose), souvent d'allure „pinch and swell“, simulant parfois une ébauche de pli ptygmatitique. Ces veines représentent des termes plus individualisés de différenciation leucocrate. Elles engendrent sur leurs bords des concentrations de biotite et de cordiérite.

Le stade suivant de la migmatisation est marqué par une activité cristalloblastique accrue. Certains plagioclases, pouvant atteindre le diamètre d'un cm, croissent au hasard ou s'égrènent en chapelets indistincts; l'orthose, et plus rarement le quartz, tendent également à former des monocristaux arrondis, d'un diamètre pouvant atteindre parfois 5 cm; la biotite se concentre en nodules mélanocrates plus ou moins plissotés; la cordiérite enfin se développe plus largement, formant des nodules verts d'un diamètre atteignant parfois 5 cm également.

Puis la blastogenèse s'amplifie; l'homogénéisation gagne du terrain. Les structures rubanées, litées, nébulitiques, deviennent de plus en plus indistinctes ou ne subsistent plus que dans des secteurs de plus en plus étroits, au profit d'une texture homogène et d'une structure presque non orientée.

Le stade d'évolution des granodiorites nébulitiques est ainsi atteint.

La notion de trame

Si l'on compare les définitions des migmatites données par divers auteurs, on constate un besoin général d'utiliser les deux notions de trame et de partie injectée, apportée ou différenciée. Ces auteurs ont, semble-t-il, dans l'esprit l'image suivante: les migmatites se forment à partir d'une roche métamorphique orientée (présence d'une foliation) ou hétérogène (présence de lits, rubans ...). Ces variations et cette foliation, soulignées par des minéraux mélanocrates, forment une trame, une sorte de tissu, parallèlement auxquels se développent les différenciations ou se dépose l'ichor. D'où l'idée, dans les migmatites, d'une partie ancienne (trame) et d'une partie nouvelle (ichor).

Plusieurs de nos observations à ce sujet montrent que la „trame“ des migmatites (foliation, hétérogénéités) ne correspond plus à la „trame“ des gneiss avant leur migmatisation. C'est du reste pour cette raison

que nous avons préféré à cette notion de trame celle de partie différenciée mélanocrate. Voici ces observations :

1. Observations en grand.

Nous avons déjà vu (voir justifications au chap. VII) qu'une portion des roches de la série des Aiguilles-Rouges avaient donné par migmatitisation fondamentale celles de la série de Fully.

Or, on peut observer que la „trame“ des gneiss de la série des Aiguilles-Rouges n'est pas parallèle à celle des migmatites de la série de Fully (voir chap. X et fig. 17, carte en fin de mémoire). Ce fait permet difficilement de donner à ces deux trames la même signification.

2. Observations de détail.

a) Dans la série-mère des Aiguilles-Rouges, deux boudins, issus primitivement d'une même couche, sont entourés des mêmes „filets“ schisteux, ils sont pris dans deux mêmes „fils“ du tissu formé par la trame (voir par ex. fig. 6). Or, dans les migmatites, deux boudins, appartenant sans doute aucun à la même couche initiale, sont souvent pris dans deux „fils“ de trame différents⁵⁾ (voir photo 14).

b) Certaines enclaves sont entourées de „filets“ schisteux plus ou moins nébulitiques, manifestement secondaires, figurant tout à fait les tourbillons créés par un corps immobile dans un courant d'eau. Tout se passe alors comme si l'enclave „flottait“ dans un courant de matière migmatitique (voir fig. 7, voir également photo 14).

c) Il existe dans les migmatites des passées d'agmatites. Les enclaves de ce type de migmatite forment une sorte de brèche éruptive (voir photo 2), dont les éléments, peu éloignés les uns des autres, sont entourés d'une trame migmatitique. Les enclaves de ce type de roche étant parfaitement grenues, cette trame migmatitique qui les entoure ne peut être que secondaire.

S'il existe plusieurs preuves de la non-identité entre la trame des gneiss de la série-mère des Aiguilles-Rouges et celle des migmatites de la série de Fully, que représente alors cette dernière?

A notre avis, la foliation et les hétérogénéités des migmatites matérialisent les mouvements, de style vraisemblablement diapirique, qui ont affecté les roches de la série de Fully. Tout d'abord, près du contact avec les gneiss (on peut l'observer sur les roches près du front des migmatites), la trame des migmatites représente encore, par une sorte de mimétisme, celle des gneiss non migmatisés; puis, le front des mig-

⁵⁾ Ces „fils“ sont en réalité des plans.

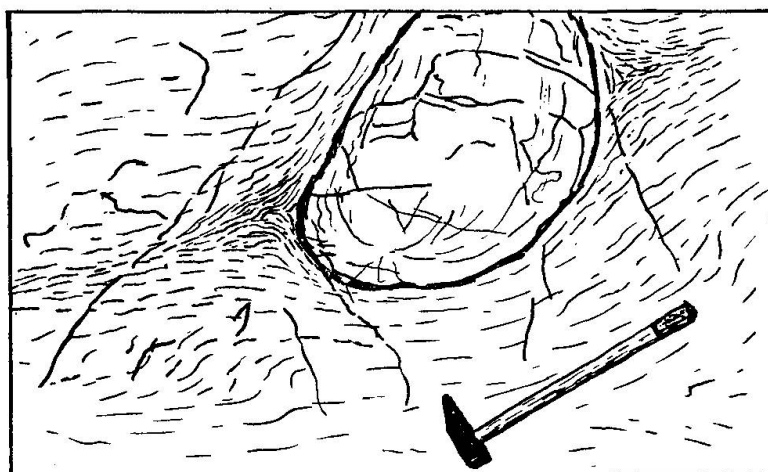


Fig. 7. Enclave de roche compacte prise dans les granodiorites nébulitiques. Nais-
sance d'une fluidalité secondaire autour de l'enclave.

matites se déplaçant, cette trame est prise peu à peu dans le milieu mobile des migmatites et recoupée de plus en plus par des plans de cisaillement et d'écoulement. Enfin, reprise, accentuée par différenciation, recréée en quelque sorte par ces nouveaux plans de cisaillement et d'écoulement, cette nouvelle trame, perdant toute identité originelle, ne figure plus que des mouvements de matière.

Cette manière de voir ne s'applique pas à toutes les sortes de migmatites; nous pensons notamment à celles formées en milieu immobile⁶.

Résumé des observations microscopiques

Ces migmatites montrent, sous le microscope, les traces d'épisodes de recristallisations, d'écrasements et de déformations plastiques.

S. M. (voir figure 8; ce croquis ne montre pas la présence de pinite et d'orthose).

Le quartz est très souvent recristallisé: en effet, il se trouve à peine écrasé à côté de plagioclases tordus et microfissurés; or le plagioclase est beaucoup plus résistant que le quartz. Celui-ci s'observe également en grande gouttelettes à extinction parfaitement normale dans les plagioclases: il semble en général s'agir de plages protégées des écrasements par le minéral qui les entoure, plutôt que de quartz secondaire (néanmoins, dans certains cas, des gouttelettes de quartz non écrasé sont incluses dans des plagioclases à macles ployées).

La plagioclase, souvent de composition variable dans une même plaque mince, ce qui prouve qu'il n'est pas en équilibre, peut se présenter tout à fait écrasé (macles courbes, microfissures) et juste à côté, tend à recristalliser d'une manière idiomorphe. L'orthose est toujours blastique; il corrode les plagioclases surtout

⁶) Les migmatites stratoïdes de la série des Aiguilles-Rouges se sont vraisemblablement formées en milieu presque immobile.



Fig. 8. Echantillon 231. Nébulette tourbillonnaire dioritique quartzique. Plagioclase 27% An (P), Biotite (B), Quartz (Q). (G = 15×)

à partir de la mésostase et des espaces intergranulaires. Dans les migmatites évoluées, il montre une tendance à s'allonger et à devenir idiomorphe; la macle de Karlsbad alors apparaît généralement. La myrmécite est régulièrement absente des migmatites (et des granodiorites) de la série de Fully. (Comparer à ce sujet la figure 3 et la description d'une migmatite de la série des Aiguilles-Rouges.)

La biotite recristallise et se concentre. D'ancienne génération, elle est plissotée, ployée et très sensible à la chloritisation; plus récente, elle est en général rectangulaire. Elle tend à former localement des lits et nodules mélanocrates, en association avec la cordiérite.

La cordiérite, surtout dans ces lits et nodules mélanocrates, se forme par corrosion aux dépens de la biotite (voir par ex. figure 15). Ailleurs, elle apparaît indépendamment de cette dernière, souvent en bordure des traînées leucocrates, sans doute par différenciation métamorphique. Il est possible que dans ce cas également, la cordiérite se forme aux dépens de la biotite, mais cristallise dans une partie de la roche qui lui est plus favorable.

Les minéraux accessoires, comme l'apatite et la pyrite, tendent également à se concentrer avec la biotite.

Une rétro-morphose générale et capricieuse a marqué toutes ces roches: la biotite est inégalement chloritisée et rejette de nombreux exsudats (épidote, sphène, sagénite...); la chlorite résultante est généralement une pennine dispersive dans les tons violets; les plagioclases sont séricitisés et albitisés (facules d'albite et auréoles autour des grains). On observe un léger apport de séricite: présence de petits mouchets à éléments rectilignes, remplacement de la pinite par de la séricite ou de la muscovite. La cordiérite est toujours complètement pinitisée.

Compositions minéralogiques quantitatives des migmatites

| Ech. | Type | Composition | Qz. % | Plag. % | % An | Orth. % | Biot. % | Pin. % | Autr. min. % |
|------|---|--|----------|------------|-------|------------|------------|-----------|--------------------|
| 224 | Gneiss nébulitique plissoté | granodioritique à dioritique quartzique | 26,1 | 29,1 | 20 | 4,0 | 20,7 | 17,5 | 2,6 |
| 231 | Nébulite tourbillonnaire | dioritique quartzique (pris dans partie leucocrate) | 20,3 | 57,9 | 27 | 0,7 | 19,7 | — | 0,9 |
| 5 AG | Passée de granodiorite nébulitique dans des nébulites | granodioritique | 33,2 | 33,1 | 26 | 10,8 | 14,4 | 7,3 | 1,2 |
| 5 BG | Idem, passée plus claire | granodioritique | 28,6 | 37,7 | 5—20 | 17,9 | 8,1 | 7,1 | 0,6 |
| 5 CG | Idem, plus claire encore | granodioritique à monzonitique quartzique | 33,9 | 38,8 | 0 | 23,3 | 2,5 | 1,3 | 0,2 |
| 2 G | Nébulite à quelques petits lits schisteux | monzonitique quartzique | 26,2 | 29,7 | 27—15 | 14,3 | 28,1 | 1,4 | 0,3 |
| 7 | Passée nébulitique homogène | monzonitique quartzique | 21,5 | 37,4 | 12—20 | 20,4 | 13,2 | 2,9 | 4,6 |
| 142 | Trainée leucocrate | dioritique quartzique | 33,2 | 34,5 | 27 | 4,0 | 4,9 | 18,3 | 5,1 |
| 141 | Pegmatite de différenciation métamorphique | granodioritique | 15,3 | 50,5 | 28 | 14,9 | 17,7 | — | 2,6 |

Granodiorites nébulitiques et granodiorites à texture plane**Granodiorites nébulitiques**

Ce premier type forme transition entre les migmatites et les granodiorites. Il est localisé dans la partie NE de la région de Fully et affleure sur des surfaces relativement restreintes. Il comprend:

a) Les roches à structure non orientée contenant çà et là quelques traces de traînées leucocrates (marquées par un appauvrissement en biotite) ou mélanocrates (formées par des traînées de biotite et l'alignement des prismes de la cordiérite). (Voir photo 4.)

b) Les roches à structure très faiblement orientée, présentant des

traînées visibles seulement à distance et non sur l'échantillon (voir photo 15).

c) Les roches à structure très faiblement orientée, dont tous les éléments sont assez faiblement orientés: prismes de cordiérite, nodules schisteux, lamelles de biotite ...

Il existe évidemment tous les termes de passage entre ces trois sortes de granodiorites nébulitiques.

Notons encore que les minéraux de ces roches présentent des caractéristiques semblables, au point de vue développement et habitus, que les mêmes minéraux des granodiorites.

Granodiorites à texture planaire

Rappelons que, d'après J. JUNG et M. ROQUES (1952), la texture planaire „est caractérisée par l'existence d'une foliation. Mais à la différence de ce qui se passe dans le cas des gneiss, l'orientation des minéraux n'est pas accompagnée d'une disposition en lits; la schistosité n'est donc que très grossière“ (p. 45).

On observe ce second type sur la rive droite du Rhône, au SW d'une ligne idéale Brançon-Sex Carro, et, sur la rive gauche du Rhône, dans la région de Ravoire jusqu'à la route de la Forclaz, au point 1400 m. Ces roches forment également les parois surplombant la carrière située au début de la route Martigny-Salvan.

Ces roches sont d'aspect massif. La biotite est grossièrement alignée; la pinite est assez rare; les enclaves et les boudins sont presque inexistants. On rencontre quelques produits de différenciation sous forme de taches schisteuses, formées de biotite en prédominance et de cordiérite, et quelques feldspaths cristalloblastiques ovoïdes formés d'orthose.

Description microscopique d'un échantillon-type

Echantillon 157.

Granodiorite à texture planaire, écrasée, à biotite et pinite, contenant des petites traînées de pinite écrasée.

Origine: Carrière au départ de la route Martigny-Salvan.

S. M.: Texture écrasée. On reconnaît une texture grenue. Plagioclase (25% An) arrondi, à macles peu nombreuses et extinction roulante, fissuré. Orthose blastique, perthitique et albitisé, également arrondi, contenant de multiples inclusions de quartz, de plagioclase idiomorphe, de biotite chloritisée. Quartz très dentelliforme, en purée d'écrasement autour des feldspaths. Biotite irrégulièrement chloritisée, plissotée et chiffonnée.

Les observations au sujet de ces granodiorites à texture planaire semblent contradictoires. En effet, d'une part la position sur la carte,

à l'extrémité SW de la série de Fully et la texture planaire font de ces roches un terme peu évolué dans les phénomènes de migmatisation; d'autre part, la présence de différenciations de biotite et cordiérite, de feldspaths ovoïdes et d'une composition minéralogique quantitative très semblable à celle des granodiorites, ainsi que, sous le microscope, d'une texture non orientée ultérieurement écrasée, font de ces roches un terme évolué dans ces phénomènes de migmatisation.

Nous expliquons ces apparentes contradictions de la manière suivante: ces roches à texture planaire étaient primitivement des gneiss massifs granodioritiques (on peut en effet retrouver ce type de roche de l'autre côté de la zone complexe de Chamonix, sous forme de gneiss assez grossièrement grenus, contenant parfois de la pinite en association avec de la biotite). Sous l'influence plus ou moins directe de phénomènes de migmatisation, ceux-ci ont évolué plus rapidement que les autres roches, grâce à leur composition minéralogique quantitative et leur grain spécialement favorables à cette transformation (nous avons en effet déjà noté que les roches massives évoluaient rapidement dans les processus de migmatisation). Elles ont ainsi acquis très tôt certaines caractéristiques des termes avancés de la migmatisation, tandis que l'ancienne texture gneissique subsistait dans une certaine mesure.

Compositions minéralogiques quantitatives des granodiorites nébulitiques et des granodiorites à texture planaire

| Type | Echant. | Quartz % | Plagiocl. % | % An | Orthose % | Biotite % | Pinite % | Autres min. % |
|-------------------------------------|---------|-------------|----------------|-------------|--------------|--------------|-------------|------------------|
| Granodiorite nébulitique | 5 AG | 33,2 | 33,1 | 26 | 10,8 | 14,1 | 7,3 | 1,2 |
| Granodiorite nébulitique leucocrate | 5 BG | 28,6 | 37,7 | 5—20 | 17,9 | 8,1 | 1,3 | 0,6 |
| Granodiorite à texture planaire | 10 BG | 34,0 | 32,0 | 24—27 | 11,0 | 14,0 | 8,0 | 1,0 |
| Idem | 157 | 25,9 | 32,7 | 25 | 11,7 | 11,3 | 15,3 | 2,9 |
| Idem | 34 | 35,6 | 32,2 | 20—25 | 18,6 | 8,2 | 5,0 | 0,4 |
| <i>Moyenne granodiorites:</i> | | <i>31,9</i> | <i>30,9</i> | <i>16,5</i> | <i>15,1</i> | <i>13,8</i> | <i>7,1</i> | <i>1,2</i> |

On voit que l'analogie entre les échantillons 5 AG, 10 BG et 157 est très grande. Les valeurs un peu différentes de l'échantillon 5 BG s'expliquent par le type leucocrate de cette roche. L'échantillon 34 enfin est une passée de granodiorite à texture planaire dans les roches de la série des Aiguilles-Rouges.

Les granodiorites

Ces roches de texture et structure pratiquement non orientées (voir photo 5) représentent le terme ultime de la migmatisation. Elles affleurent approximativement au NE de la ligne Fully-Portail de Fully.

Nulle part ces granodiorites n'apparaissent comme „intrusives“, c'est-à-dire tranchant abruptement les autres formations: les migmatites, à grande distance de leur passage aux granodiorites, contiennent déjà des passées à texture et structure non orientées; les minéraux y acquièrent déjà l'habitus qu'ils développent complètement dans les granodiorites.

Un exemple du passage entre migmatites et granodiorites peut aisément s'observer en descendant le chemin du lac de Fully à Planuit, entre le Pas de Chevri (point 2050 m) et le point 1950 m. Les migmatites, formées surtout de migmatites plissotées, s'enrichissent graduellement en traînées de granodiorite nébulitique et passent à des granodiorites contenant encore quelques rares traînées et de petites enclaves schisteuses orientées parallèlement; puis apparaît le terme ultime, une granodiorite à texture et structure pratiquement non orientée.

On reconnaît, dans ces roches en grande majorité granodioritiques, sur un fond quartzo-feldspathique moyennement grenu, les minéraux suivants: la pinite en petits globules ou prismes pouvant atteindre un cm de long (voir photo 5 et fig. 13), ainsi qu'en nodules verts atteignant parfois 5 cm de diamètre; la biotite brun foncé, parfois complètement chloritisée (la roche prend alors une teinte verte); lorsque ce mica est légèrement remplacé par un feutrage de lamelles de séricite (phénomène relié à la rétro-morphose), il prend un lustre bronzé clair; lorsque ce phénomène est très avancé, on peut le prendre pour de la muscovite (en réalité, ce mica n'est primaire que dans certains granites aplitiques; ailleurs, il est toujours secondaire⁷).

On rencontre également dans ces roches des feldspaths porphyroblastiques ovoïdes de taille souvent énorme, formés d'orthose (nous en avons mesuré un qui atteignait 12 cm de diamètre), plus rarement du quartz également ovoïde et blastique, simulant la forme d'anciens galets, enfin des nodules mélanocrates (voir fig. 13).

Description microscopique d'un échantillon-type

Echantillon 9 AG (voir fig. 9).

Granodiorite.

Origine: Cône d'éboulis de Mazeimbro.

S. M.: Plagioclase presque partout idiomorphe; composition un peu hétérogène

⁷) Dans la série de Fully uniquement.



Fig. 9. Echantillon 7 G. Granodiorite à pinite et biotite. Orthose (O), Plagioclase (P), Quartz (Q) (noter la forme des inclusions dans l'orthose), Biotite (B), Pinite (P), apatite, séricite, zircon, minéral. (G = 15×)

(15—25% An), montrant çà et là des facules plus basiques. Quelques inclusions de quartz arrondi.

Orthose typiquement cristalloblastique. Il entoure les plagioclases, inclut du quartz qui recrystallise en gouttelettes arrondies, à contours de tendance idiomorphe ou corrodés; maclé selon la loi de Karlsbad dans les grands cristalloblastes (orthose triclinique, M. GYSIN, 1956); inclusions de biotite chloritisée.

Quartz presque complètement recrystallisé; un peu engrené par endroits, traces de cataclase presque invisibles.

Biotite assez chloritisée; auréoles pléochroïques autour des zircons; remplacée çà et là par de petites lamelles de séricite; nombreux exsudats de sphène, rutile, épidote; fibres à extinction droite et allongement variable.

Petits mouchets de séricite, rhomboèdres de calcite.

Remarques:

- a) L'écrasement est moindre que celui des migmatites.
- b) Les minéraux sont regroupés et disposés d'une façon homogène.
- c) Le plagioclase montre des formes idiomorphes bien développées en général, bien que certains cristaux aient gardé les formes arrondies rencontrées dans les migmatites (ils sont dans ce cas plus sensibles à la séricitisation). L'orthose s'allonge, la macle de Karlsbad apparaît.
- d) La rétro-morphose est aussi forte que celle des migmatites.

Compositions minéralogiques quantitatives des granodiorites à texture planaire, nébulitiques et des granodiorites

| Type | Echant. | Quartz % | Plagiocl. % | % An | Orthose % | Biotite % | Pinite % | Autres min. % |
|-------------------------------|---------|-------------|----------------|-----------|--------------|--------------|-------------|------------------|
| Granodiorite à text. plan. | 10 B | 34,0 | 32,0 | 24—27 | 11,0 | 14,0 | 8,0 | 1,0 |
| Idem | 157 | 25,9 | 32,7 | 25 | 11,7 | 11,3 | 15,3 | 2,9 |
| Idem | 34 | 35,6 | 32,2 | 20—25 | 18,6 | 8,2 | 5,0 | 0,4 |
| Granodiorite nébulitique | 5 AG | 33,2 | 33,1 | 26 | 10,8 | 14,4 | 7,3 | 1,2 |
| Granodiorite | 9 AG | 36,2 | 30,5 | 15—25 | 11,2 | 15,3 | 5,3 | 1,5 |
| Idem | 9 CG | 31,1 | 29,3 | 12—25 | 16,2 | 13,5 | 9,0 | 0,9 |
| Idem | 7 G | 28,4 | 32,8 | 3—30 | 17,8 | 12,7 | 7,0 | 1,3 |
| <i>Moyenne:</i> | | <i>32,1</i> | <i>31,9</i> | <i>22</i> | <i>13,9</i> | <i>12,7</i> | <i>8,1</i> | <i>1,3</i> |

Analyse chimique d'un échantillon-type de granodiorite

| | |
|--------------------------------|-----------------------------|
| SiO ₂ | 64,07% |
| Al ₂ O ₃ | 16,64 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,08 |
| TiO ₂ | 1,43 |
| CaO | 1,81 |
| MgO | 1,88 |
| MnO ₂ | 0,45 |
| K ₂ O | 2,89 |
| Na ₂ O | 3,04 |
| P ₂ O ₅ | 0,70 calculé par différence |
| H ₂ O | 2,01 |
| <i>Total</i> | <u>100,00</u> |

(Analystes: D. A. REELFS, Ing. Chim., J. DEFERNE, Ing. Géol.)

Remarque

Nous pensons, pour les raisons évoquées au cours des chapitres précédents, que les roches de ce type sont des granodiorites d'„anatexie“, „ultramétamorphiques“, „fondamentaux“ ou encore „migmatiques“.

Les granites aplitiques

Ces granites forment, dans les roches de la série de Fully, des lentilles, des traînées de toute dimension et des filons, de caractère aplitique plus marqué (voir photo 6 et 14: lentille et filons de granite aplitique).

Le grain de ces roches est en général moyen à assez fin. Les minéraux

constitutifs sont le quartz, l'orthose, l'albite, la biotite chloritisée, la pinite, plus rarement la muscovite.

Sur le terrain, leur couleur claire permet à l'observateur de différencier facilement ces roches des granodiorites et des migmatites plus sombres. Leur mode d'érosion est également différent: ces granites, moins massifs que les autres roches, se débitent en petits cubes ou parallélépipèdes de 5 à 20 cm de côté, selon un système de diaclases à directions assez constantes.

Il ne faut pas confondre ces granites aplitiques avec les traînées leuocrates des migmatites et des granodiorites nébulitiques (voir photo 4). Ces traînées sont floues, parallèles à la foliation, granodioritiques, et microscopiquement montrent la présence d'oligoclase basique.

Relations de ces granites aplitiques avec les roches encaissantes

D'une manière générale, plus réduite est la masse de granite aplitique, plus nets sont ses contours. Les grandes lentilles de granite aplitique (au moins 100 m) montrent un contact graduel, d'une largeur de plusieurs m, avec les granodiorites et les migmatites.

Exemple de ce contact avec les granodiorites (coordonnées 575.250/112.501). Le passage se fait sur trois mètres de large. Le granite aplitique, à biotite chloritisée et petite pinite, commence à se charger de nodules de pinite, de même grandeur et même fréquence que celles des granodiorites encaissantes. Puis apparaissent quelques petits nodules schisteux de différenciation; enfin, le grain de la roche devient plus grossier, les enclaves apparaissent, la couleur de la roche s'assombrit et celle-ci devient une granodiorite.

On rencontre très rarement, dans les granites aplitiques, des septa de nébulites et des fantômes d'enclaves. Même dans les contacts où ces granites sont fortement contaminés (nodules de cordiérite et nodules schisteux), les enclaves et la texture de la roche encaissante disparaissent tout de suite.

Il existe des cas également rares où les migmatites et les granites aplitiques sont tellement interpénétrés que ces deux types de roches semblent appartenir au même stade d'évolution. Le granite aplitique forme alors des traînées et nuages discontinus; il est très riche en gros nodules à pinite.

Exemples de ce dernier processus de formation: Chemin de Fully-Buitonne, point 820 m (nous avons exagéré à dessein sur notre carte la grandeur de l'affleurement de granite aplitique); région du Château, sur le chemin Château-Tassonnères.

Les observations de détail sont également très intéressantes. Le granite aplitique peut émettre des filons semblant se forcer un passage dans les granodiorites, d'une manière „éruptive“. Il peut entourer et contenir dans ce cas des enclaves de granodiorite à bords nets.

Ailleurs, le granite aplitique, au contact avec les mêmes granodiorites, en est séparé par une surface mamelonnée très tranchée. L'image d'intrusion est remplacée ici par celle de corrosion (voir photo 6). Le granite aplitique contient, près du contact, des nodules de cordiérite, ressemblant tout à fait à celle de la granodiorite encaissante: on pense tout de suite à un remplacement métasomatique de la granodiorite par le granite aplitique, laissant intact les nodules à cordiérite au cours de cette transformation. En réalité, il n'en est rien: l'observation montre que le contact entre ces deux roches recoupe également les nodules de cordiérite de la granodiorite. Le passage d'une roche à l'autre suppose donc une régénération complète de la roche.

A un autre endroit enfin, le granite aplitique s'attaque aux microdiorites quartziques, les disloque et forme des enclaves sans doute déplacées les unes par rapport aux autres; un peu plus loin, un filon de granite aplitique se termine dans les mêmes microdiorites quartziques en „filon moniliforme⁸⁾“, c'est-à-dire qu'il se poursuit et se perd dans la roche encaissante par des traînées marquées par des cristaux de feldspath de plus en plus rares.

Ces faits peuvent s'observer par exemple dans le torrent de Mazeimbro, au point 1060 m et 1070 m, à son intersection et au-dessus de celle-ci, avec le chemin de Buitonne-Chiboz.

Age des granites aplitiques par rapport aux autres roches

Ces granites aplitiques recoupent généralement les granodiorites et les migmatites. Ils sont donc logiquement postérieurs à ces dernières roches. Mais ailleurs, plus rarement il est vrai, ils sont interpénétrés avec les migmatites: leur formation est donc contemporaine de celle de ces roches. On peut raisonnablement conclure que ces granites aplitiques peuvent apparaître à tous les stades de la migmatisation et qu'ils en sont en général une de ses manifestation tardives. Les „injections“ de filons et de masses aplitiques, dans le voisinage et à l'extérieur du front des migmatites dans la série des Aiguilles-Rouges, font sans doute partie de ces phénomènes de migmatisation.

Les faciès minéraux des granodiorites, des migmatites et des granites

⁸⁾ Terme créé par C. BARROIS, signifiant: en chapelet.

aplitiques sont très semblables. Ceci est un argument de plus en faveur de notre hypothèse.

Description microscopique d'un échantillon-type de granite aplitique

Echantillon 12 G (voir fig. 10).

Granite aplitique à deux micas avec un peu de pinite.

Origine: Torrent de Mazeimbro, point 700 m.

S. M.: Granite aplitique non écrasé à texture grenue.

Plagioclase 5 à 10% An, idiomorphe, rongé par le quartz, et l'orthose. Un peu de myrmécite au contact avec le feldspath potassique.

Orthose perthitique, assez idiomorphe, remplaçant le plagioclase et la muscovite, celle-ci ne subsistant parfois plus qu'à l'état de squelette.

Quartz xénomorphe et non écrasé. Inclusions dans les feldspaths, montrant dans ce cas une tendance à l'idiomorphie. Il ronge tous les minéraux, même l'orthose.

Muscovite rectangulaire, trapue; parfois accroissement secondaire autour de certaines lamelles squelettiques.

Biotite parfois un peu plissotée, semblant plus ancienne que les autres minéraux, remplacée un peu en faible proportion par la muscovite. Chloritisation presque totale, exsudats.

Plages arrondies de pinite, remplacée par la séricite.

Un grain de tourmaline squelettique; apatite.



Fig. 10. Echantillon 12 G. Granite aplitique à deux micas. Orthose (O), quartz (Q), Plagioclase 5—10% An (P), Biotite chloritisée (B), Muscovite (M). (G = 15×)

Remarque: Cette roche présente une biotite plissotée et un quartz non écrasé; il y a lieu de suspecter une recristallisation de la roche. La muscovite semble plus tardive. Un dernier stade est marqué par une rétro-morphose.

Composition minéralogique quantitative des granites aplitiques

| Echant. | Type | Quartz Plag. | | % An | Orth. | Biot. | Pin. | Musc. | Autr. min. |
|---------|---|--------------|-------------|----------|-------------|------------|-----------------------|------------|---------------|
| | | % | % | | | | | | |
| 12 G | Lentille 50 m épais. | 31,7 | 28,2 | 5—10 | 31,6 | 2,5 | 1,3 | 4,7 | — |
| 13 G | Petite lentille | 33,4 | 29,2 | 7 | 29,9 | 2,9 | 2,5 | 1,8 | — |
| 1 | Bande large de 5 m dans les migmatites | 31,7 | 30,7 | 0—8 | 30,6 | 2,1 | 2,0 | 2,7 | 0,8 |
| 4 | Filon de 0,5 à 1 m dans les migmatites | 37,0 | 28,8 | 10 | 26,9 | 3,4 | — | 3,9 | — |
| 6 | Idem | 30,2 | 26,1 | 8 | 28,4 | 1,9 | 11,5 | 1,9 | — |
| 35 | Aplite en filon | 34,1 | 28,6 | 10 | 33,1 | 1,6 | 1,9 | — | 0,7 |
| | <i>Moyenne:</i> | <i>33,0</i> | <i>28,6</i> | <i>8</i> | <i>30,1</i> | <i>2,4</i> | <i>3,2</i> | <i>2,5</i> | <i>0,2</i> |
| 115 | Aplite série Aiguilles-Rouges | 27,8 | 39,6 | 10 | 29,2 | — | 2,7 (biot. + pin.) | — | 0,7 |
| 37 | Idem | 33,7 | 32,2 | 0 | 32,6 | — | 1,5 | — | 0,3 |

Roches intermédiaires entre les granodiorites et granites aplitiques

Les échantillons suivants forment le passage entre une granodiorite et un granite aplitique lenticulaire. Ils ont été récoltés dans le torrent descendant du Grand Chavalard sur Louisine, au point 1740 m.

| Echant. | Type | Quartz Plag. | | Orth. | Biotite | Pin. | Autres min. |
|---------|--|--------------|------|-------|---------|------|-------------|
| | | % | % | | | | |
| — | Moyenne granodiorites | 31,9 | 30,9 | 15,1 | 13,8 | 7,1 | 1,2 |
| 69 | Granodiorite un peu leucocrate | 27,2 | 27,4 | 33,2 | 8,7 | 3,0 | 0,2 |
| 68 | Intermédiaire entre gran. aplitique et granodiorite | 26,1 | 19,2 | 42,9 | 8,4 | 2,8 | 0,6 |
| 67 | Presque granite aplitique | 32,2 | 20,8 | 39,8 | 2,7 | 4,4 | 0,1 |
| 66 | Granite aplitique | 31,5 | 23,5 | 37,5 | 2,8 | 4,2 | 0,7 |

Ces chiffres montrent combien sont variés ces types de roches intermédiaires.

Analyse chimique d'un granite aplitique

| | |
|--------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 72,26% |
| Al ₂ O ₃ | 14,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,98 |
| TiO ₂ | 0,35 |
| CaO | 0,64 |
| MgO | 0,45 |
| MnO ₂ | 0,06 |

| | |
|-------------------------------|--------------------|
| K ₂ O | 4,02 |
| Na ₂ O | 3,40 |
| P ₂ O ₅ | 1,66 ⁹⁾ |
| H ₂ O | 0,88 |
| Total | 100,00 |

(Analystes: D. A. REELFS, Ing. Chim., J. DEFERNE, Ing. Géol.)

Microdiorites quartziques et microgranodiorites

Ces roches forment des lentilles trapues de dimension variable dans les migmatites et les granodiorites. Nous n'avons cartographié que les plus importantes d'entre elles.

Leur grain est en général fin; les feldspaths, à part quelques petits cristaux porphyriques, ne dépassent pas la longueur de 0,5 mm. La biotite est encore plus petite. On peut parfois reconnaître à la loupe les plagioclases disposés en baguettes entrecroisées, le quartz, la biotite. Les taches vertes et brunes, atteignant un diamètre de quelques mm, visibles ici et là dans la roche, sont formées par des concentrations de biotite ou d'amphibole.

Sur le terrain, ces roches sont parfois assez claires; altérées, elles peuvent être confondues avec les granites aplitiques; les concentrations d'amphibole, simulant la pinite, accentuent encore cette ressemblance.

L'étude des rapports entre les granodiorites et migmatites d'une part, et les microdiorites quartziques et les microgranodiorites d'autre part, montre que ces dernières sont antérieures à la migmatisation, car elles subsistent en lentilles plus ou moins migmatisées dans la série de Fully.

Description microscopique d'un échantillon-type

Echantillon 11 G et 14 G (voir fig. 11).

Microdiorite quartzique à grain fin, à biotite et amphibole.

Origine: Rive gauche torrent de Mazeimbro, point 650 m.

S. M.: Plagioclase zoné, séricitisé (20—34% An), en baguettes idiomorphes et rectangulaires cimentées par du quartz et du feldspath potassique. Ses contacts avec le quartz sont nets; en revanche, ils sont irréguliers avec l'orthose, à cause d'un accroissement secondaire d'albite presque pure.

Le quartz, cimentant les plagioclases, montre une extinction normale.

L'orthose, également xénoblastique, forme de grandes plages à inclusions multiples.

Biotite assez fraîche; exsudats de rutile et d'épidote; zircons à auréoles.

On observe dans ces roches de petits nids d'un matériel verdâtre qu'il est diffi-

⁹⁾ Calculé par différence.



Fig. 11. Echantillon 102. Microgranodiorite (type évolué). Fond de Quartz (Q) et d'Orthose (O), Biotite (B), Plagioclase parfois porphyrique (P), concentrations d'Amphibole (A). (G = 30 ×)

cile de déterminer; ce sont probablement des agrégats de biotite décolorée, avec chlorite et amphibole pâle.

Quelques grains de tourmaline corrodée; associations myrmécitiques quartz-orthose, dont il est difficile de dire s'il s'agit d'une sorte d'association graphique ou d'un remplacement métasomatique par l'association particulière quartz-orthose.

L'orthose, dans ces roches, peut être en quantité variable, et les microdiorites quartziques deviennent alors des microgranodiorites. Ces dernières ne semblent se rencontrer que dans les migmatites évoluées; cette orthose est donc vraisemblablement introduit par les phénomènes de migmatisation.

Enfin, certains nodules de biotite et d'amphibole ne sont pas sans ressembler à certains nodules de différenciation des granodiorites. Leur présence est peut-être due également aux phénomènes de migmatisation.

Intermédiaires entre les microdiorites quartziques, les gneiss fins et les cornéennes

Ces roches intermédiaires sont semblables à celles décrites dans la série des Aiguilles-Rouges. Leur fréquence diminue avec l'accroissement de la migmatisation et conjointement, les microdiorites et les microgranodiorites augmentent en proportion. Cette observation est valable en grand sur le terrain; dans le détail, nous l'avons également observée: par exemple, certaines enclaves, formées de ces roches de type inter-

médiaire, sous l'influence des phénomènes de la migmatisation, se transforment en roche à texture non orientée, proches des microdiorites quartziques.

Nous avons même relevé l'évolution suivante dans une roche:

a) Formation d'une microdiorite quartzique dans la zone migmatisée (vraisemblablement à partir d'un gneiss fin dioritique quartzique).

b) Ecrasement de cette roche dans cette zone, aboutissant à une cornéenne schisteuse (échantillon 156).

c) Régénération, à partir de cette cornéenne, d'une roche légèrement gneissique, sous l'influence de la migmatisation (échantillon 156').

Exemple de cette évolution: Près du pont de Brançon, coord. 572.775/108.350. Echantillon 156.

Cornéenne schisteuse en enclaves et lentilles dans migmatites.

S. M.: Microdiorite quartzique fine écrasée. Structure complètement cataclastique. On reconnaît, de l'ancienne roche, du plagioclase porphyrique et zoné, une purée de quartz enrobant les plagioclases anciennement idiomorphes en baguettes; quelques grains de tourmaline brun-mauve.

Echantillon 156'.

Enclave „régénérée“ en roche de texture pratiquement non orientée.

S. M.: Roche à structure intermédiaire entre celles du gneiss fin et de la microdiorite quartzique: plagioclases arrondis d'une part et d'autre part çà et là porphyriques (30—35% An).

Migmatisation des microdiorites quartziques et des microgranodiorites

La migmatisation de ces roches, assez difficile à suivre, est très intéressante. Elle se produit dans les lentilles de microdiorites quartziques et de microgranodiorites entourées de migmatites évoluées et de granodiorites. On peut observer ces phénomènes par exemple dans le couloir du torrent de Mazeimbro, entre les points 800 et 860 m.

Cette migmatisation se produit de la manière suivante: Des nuages en forme d'étoile, dont les branches ont tendance à se toucher, formées d'un matériel un peu plus grossier, plus irrégulier et plus leucocrate que celui des microdiorites quartziques, apparaissent dans celles-ci. La roche non transformée offre alors l'aspect de boules de diamètre variable (10 à 50 cm) entourées d'un lacis de matière plus claire. (Voir photo 7: les microdiorites quartziques ne subsistent ici plus que çà et là.) Le contact entre ces deux types de roches peut être brusque ou graduel.

On peut observer dans le „cœur“ de ces nuages des phénomènes d'apport et de différenciation intéressants:

a) Présence d'un nuage aplitique, à bords francs d'un côté et flou de l'autre.

Echantillon 185.

S. M. : Roche formée d'un agrégat de quartz et d'orthose perthitique en prédominance, entourée d'un liséré d'albite à 10% An.

b) Présence d'une zone devenant gneissique, et ressemblant aux gneiss fins de la série des Aiguilles-Rouges.

Echantillon 186.

S. M. : Roche formée de plagioclase 24% An arrondi, cristalloblastique, non écrasé, un peu séricitisé, de biotite fraîche parallèle et de quartz rongéant les plagioclases, non écrasé. La structure est tout à fait semblable à celle des roches de même type dans la série des Aiguilles-Rouges.

c) Présence, dans certains nuages très évolués (voir par. ex. photo 7) de roches identiques aux granodiorites, contenant des nodules de pinite et des petites enclaves schisteuses de différenciation formées de biotite et de cordiérite (voir extrémité de la flèche sur la photo 7).

Echantillon 187.

S. M. : Roche formée de plagioclase 27% An, légèrement zoné, arrondi, corrodé par le quartz et l'orthose blastique qui fait littéralement „éclater“ son réseau. Biotite entourant les feldspaths et se disposant parallèlement aux bords de ceux-ci; lamelles non plissées. Concentrations de chlorite et de séricite en petits nids, ressemblant aux amas chlorito-amphiboliques des microdiorites quartziques. Cette roche a la structure des granodiorites, à l'exception de la forme plus arrondie des plagioclases.

Ces zones moyennement grenues non orientées semblent pouvoir s'individualiser jusqu'au point de former ces enclaves de granodiorite typique, de la grosseur d'une orange, dans les microdiorites quartziques. Nous n'en avons observé que quelques unes.

L'étude des „bras“ de ces nuages en forme d'étoile, sortes de filons moniliformes, est également très intéressante:

Echantillon 188.

Croissance à ses débuts de feldspath, à l'extrémité d'un filon moniliforme.

S. M. : Structure intermédiaire entre microdiorite quartzique et granodiorite, en ce sens que de grands feldspaths arrondis poussent sur un fond de microdiorite quartzique à petits plagioclases entrecroisés.

Plagioclases grands et arrondis, ils montrent une composition oscillant entre 29 et 32% An; petits, en baguettes idiomorphes, celle-ci oscille entre 32, 35% An, parfois davantage.

Quartz cimentant les plagioclases; çà et là, tendance également porphyroblastique.

Petites lamelles de biotite, ailleurs se concentrant avec le quartz et rappelant ainsi certaines concentrations des granodiorites, enfin çà et là en grandes lamelles rectangulaires.

Il y a donc développement de plagioclase, devenant plus acide et de biotite.

Les formes de ces minéraux plus récents rappellent les formes des mêmes minéraux des granodiorites. Le quartz tend aussi à recristalliser. L'orthose n'apparaît pas dans cet échantillon, mais peut former des cristalloblastes dans les mêmes conditions, comme par exemple dans l'échantillon 99.

(Les compositions minéralogiques quantitatives de ces roches sont données dans les tableaux ci-dessous.)

Enclaves de microdiorites quartziques et de kersantites

Les granodiorites contiennent parfois des enclaves de microdiorites quartziques passant souvent à des kersantites par accroissement de la quantité de biotite. Ces enclaves ont une forme grossièrement ellipsoïdale et la taille des boudins qu'on rencontre fréquemment dans la série de Fully. Il s'agit sans doute d'enclaves soumises à certaines différenciations et produites par digestion avancée d'enclaves de microdiorites ou de gneiss fins quartziques (voir photo 12, la formation de sortes d'enclaves de microdiorites quartziques dans les granodiorites).

Compositions minéralogiques quantitatives de types divers

Microdiorites quartziques et microgranodiorites

| Echant. | Quartz % | Plagiocl. % | % An | Orthose % | Biotite % | Amphib. % | Autres min. % |
|-----------------|-------------|----------------|-----------|--------------|--------------|--------------|------------------|
| 11 G | 22,9 | 43,0 | 31 | 16,2 | 17,9 | — | — |
| 14 G | 23,7 | 49,2 | 25 | 8,0 | 16,3 | — | 0,8 |
| 102 | 20,6 | 46,5 | 31 | 9,6 | 14,6 | 8,7 | — |
| 138 | 25,4 | 41,6 | 31 | 16,5 | 16,5 | — | — |
| 184 | 14,2 | 49,4 | 36 | — | 16,3 | 18,6 | 1,5 |
| 83 | 17,8 | 46,8 | 40 | 16,0 | 19,2 | — | 0,2 |
| 84 | 14,9 | 42,1 | 42 | 17,1 | 17,0 | 8,7 | 0,2 |
| <i>Moyenne:</i> | <i>20,0</i> | <i>45,5</i> | <i>34</i> | <i>11,9</i> | <i>16,9</i> | <i>5,1</i> | <i>0,4</i> |

La composition moyenne de ces roches est celle d'une microgranodiorite proche des microdiorites quartziques.

Types intermédiaires récoltés dans la série des Aiguilles-Rouges

| Ech. | Type | Quartz % | Plag. % | % An | Orth. % | Biotite % | Amph. % | Autres min. % |
|------|--|-------------|------------|------|------------|--------------|------------|---------------------|
| 21 | Intermédiaire entre microdiorite quartz. et gneiss fin | 18,5 | 52,3 | 35 | 1,6 | 27,5 | — | 0,1 |
| 25 | Idem | 31,0 | 42,7 | 47 | 1,3 | 24,7 | — | 0,3 |
| 30 | Gneiss fin typique | 17,2 | 49,6 | 10 | 0,6 | 32,5 | — | 0,2 |
| 195 | Cornéenne de | 24,9 | 52,5 | 27 | 0,3 | 21,9 | — | 0,7 |

M. REINHARD

| | | | | | | | | |
|------|--|-------------|-------------|-----------|------------|-------------|------------|------------|
| 164 | Massif, peu gneissique | 22,9 | 38,5 | 31 | 17,2 | 21,1 | — | 0,3 |
| 156' | Enclave „régénérée“ | 33,9 | 45,8 | 34 | 5,2 | 15,1 | — | — |
| 3 | Gneiss-cornéenne | 27,2 | 47,2 | 40 | 2,5 | 22,7 | — | 0,4 |
| 5 | Idem | 22,4 | 51,4 | — | 2,7 | 23,2 | — | — |
| 14b | Idem | 19,1 | 51,4 | 28 | 9,0 | 20,4 | — | 0,1 |
| 16 | Diorite quartzique fine | 23,2 | 42,5 | 15—38 | 1,3 | 32,9 | — | 0,1 |
| 18 | Intermédiaire entre microdior. quartz. et gneiss dior. quartz. fin | 11,4 | 52,1 | 30—50 | 2,8 | 22,6 | 11,1 | — |
| | <i>Moyenne des types intermédiaires</i> | <i>22,9</i> | <i>47,8</i> | <i>32</i> | <i>4,0</i> | <i>24,1</i> | <i>1,1</i> | <i>0,1</i> |

Microdiorites quartziques en voie de „granodioritisation“

| Ech. | Type | Quartz % | Plag. % | % An | Orth. % | Biotite % | Autres min. % |
|------|---|-------------|------------|------|------------|--------------|---------------------|
| 185 | Partie leucocrate dans un nuage „étoilé“ | 31,4 | 4,3 | 10 | 61,2 | 1,3 | 1,8 |
| 186 | Gneiss fin formé au centre d'un „nuage“ | 20,6 | 53,7 | 34 | 1,8 | 23,8 | 0,4 |
| 187 | Partie moyenne grenue au centre d'un nuage, identique aux granodiorites | 18,8 | 38,1 | 27 | 30,9 | 11,2 | 0,9 |
| 188 | „Bras“ d'un nuage étoilé | 26,4 | 52,8 | 33 | 0,6 | 20,0 | 0,2 |
| 99 | Idem, sorte de filon moniliforme | 22,4 | 48,1 | 33 | 11,6 | 18,0 | 0,2 |
| 100 | Partie moyenne grenue, au centre d'un nuage | 22,0 | 30,4 | 27 | 33,4 | 12,0 | 2,1 |

Moyennes diverses

| Type | Quartz % | Plag. % | % An | Orth. % | Biotite % | Amph. % | Autres min. % |
|---|-------------|------------|------|------------|--------------|------------|---------------------|
| Microdiorite quartz. série des Aiguilles-Rouges | 18,6 | 49,9 | 33 | 6,0 | 25,9 | | 0,1 |
| Moyenne gneiss fins, roches intermédiaires et cornéennes dans les deux séries | 22,9 | 47,8 | 32 | 4,0 | 24,1 | 1,1 | 0,1 |
| Microgranodiorites de la série de Fully | 20,0 | 45,5 | 34 | 11,9 | 16,9 | 5,1 | 0,4 |
| Granodiorites série de Fully | 32,1 | 31,9 | 22 | 13,9 | 12,7 | 8,1 | 1,3 |

Conclusions

Pour plusieurs raisons évoquées déjà au chapitre V (voir gneiss fins et cornéennes non calcaires) et étayées ici par l'étude des compositions minéralogiques quantitatives (voir tableaux ci-dessus), nous avons conclu que les cornéennes et les gneiss fins dioritiques quartziques de la série des Aiguilles-Rouges étaient à l'origine des microdiorites quartziques et des microgranodiorites de la série de Fully. Cette transformation, produite sous l'influence des phénomènes de migmatisation se développant dans la roche encaissante et dans laquelle on reconnaît une succession d'épisodes de recristallisation et d'écrasement, est accompagnée d'un léger enrichissement en orthose (au détriment du quartz et du plagioclase) et en amphibole (aux dépens de la biotite, la potasse de ce mica servant sans doute à former l'orthose).

La capacité qu'ont ces roches de passer d'une texture gneissique à une texture non orientée et vice-versa, par le jeu des écrasements et des recristallisations et sous l'influence des phénomènes de migmatisation se développant dans la roche encaissante, n'est pas sans rappeler l'évolution, cheminant parallèlement, des gneiss en migmatites puis en granodiorites.

La „granodioritisation“ des microdiorites quartziques et des microgranodiorites exige une double transformation: celle de la structure et celle de la composition minéralogique quantitative. Tout d'abord, ces roches semblent, d'une manière générale, s'enrichir en orthose; de petites concentrations d'amphibole se forment aux dépens de la biotite¹⁰). Puis la transformation se précise: Le plagioclase grandit à certains endroits, d'arrondit, par un processus semblable à celui formant les fameuses „dents de cheval“; il tend parallèlement à devenir plus acide. La composition quantitative ne change que très peu jusqu'à ce stade. Puis la quantité d'orthose croît, la structure et la composition continuent d'évoluer vers les granodiorites jusqu'à complète transformation.

Notons encore que les processus de formation de ces „dents de cheval“ semblent dépendre étroitement de la composition et de la structure intime des microdiorites quartziques plutôt que d'un mode déterminé de migmatisation ou d'intrusion granitique. En effet, ce type de formation peut être observé dans des microdiorites au contact du granite du Mont-Blanc,

¹⁰) L'amphibole n'a qu'une durée éphémère, car dans les stades très avancés de la „granodioritisation“, elle disparaît complètement. Les amphibolites (voir plus loin), ainsi que les gneiss à amphibole, par migmatisation, perdent leur amphibole au profit de la biotite.

de Vallorcine, de Gastern, dans les migmatites de la nappe de la Dent-Blanche et de la série de Fully, roches formées dans des conditions très différentes.

Les calcaires métamorphiques et les roches apparentées

Ces roches forment des zones plus ou moins lenticulaires, des traînées et de grandes enclaves dans la série de Fully.

Leur richesse en minéraux silicatés est variable: on peut constater que plus la roche encaissante est migmatisée, moins ces calcaires contiennent de ces minéraux.

Nous avons très peu de données sur la composition initiale de ces roches; les seules indications nous sont fournies par les formations, semblables avant le métamorphisme mais actuellement moins évoluées, de la série des Aiguilles-Rouges. Et même pour ce type de roches, nous avons vu qu'il est très difficile d'évaluer, dans leurs transformations, la part exacte du métamorphisme avec apport et du métamorphisme sans apport.

Description de quelques lentilles calcaires

Lentilles calcaires, chemin Sarvaz-Beudon, point 700 m

On observe à cet endroit des traînées plus ou moins lenticulaires de calcaire métamorphique pauvre en minéraux silicatés, dans une matrice de migmatites plissotées et de granodiorite nébulitique, riche en aplites. Ces lentilles se relayent et se terminent en biseau. Elles sont souvent entourées d'une matière schisteuse verdâtre (purée d'écrasement) (échantillon 50).

Echantillon 50.

S. M.: Texture bréchoïde. Brèche chlorito-séricitique, riche en apatite fragmentée, dans une matrice crypto-cristalline à indice inférieur à celui du baume, sans doute en partie argileuse.

On observe également dans les migmatites, parallèlement à ces lentilles calcaires, des traînées de gneiss fin à phlogopite et diopside, semblable aux cornéennes calcaires (échantillon 51).

Echantillon 51.

S. M.: Roche formée de deux zones, l'une à diopside en voie de chloritisation et de remplacement par de la calcite, avec un peu de quartz, d'orthose, d'actinote, de sphène et d'apatite; l'autre à biotite avec un peu de diopside, de zircon, de calcite et d'orthose en prédominance.

Cette roche est du type de celles rencontrées dans la série des Aiguilles-Rouges. L'apport y est important, comme le témoigne la grande quantité d'orthose.

Calcaires situés entre Chiboz et Beudon

On peut les atteindre par un chemin taillé dans des parois et desservant une prise d'eau pour Beudon. Ces calcaires sont presque uniquement formés de calcite pure. Ils sont en contact avec des migmatites plissotées et des granites aplitiques.

De ces calcaires, s'irradient des filons de calcite dans la roche encaissante, sans doute par remobilisation. Ailleurs, *dans les calcaires*, à proximité du contact avec la roche encaissante, on rencontre quelques enclaves de matériel basique représentant peut-être des témoins d'un stade différent d'évolution (voir sous enclaves: échantillon 94, roche à diopside, méionite, amphibole, quartz, plagioclase) ainsi que des traînées de matériel migmatitique plissoté. Les bords de cette lentille calcaire sont également entourés de cette matière schisteuse témoignant d'efforts tectoniques. La matière de cette lentille montre une grande plasticité et une grande mobilité chimique.

Lentilles calcaires au-dessus de Buitonne

Elles sont de faible dimension, plissotées et écrasées parfois à un tel degré qu'on peut se demander s'il ne s'agit pas plutôt de filons de calcite et de quartz. Elles sont également entourées de cette matière schisteuse précédemment décrite.

Echantillon 105.

S. M.: Alternance de parties riches en calcite et en quartz. La calcite montre des macles courbes, le quartz souvent une structure en peigne avec la calcite. Cette roche est très recristallisée.

Lentilles calcaires situées entre Mazeimbro et Chiboz

Ce sont des calcaires très cristallins entourés à certains endroits d'une sorte de gneiss rubané très fin quartzitique (échantillon 106).

Echantillon 106.

S. M.: Orthose blastique très prédominant; inclusions de quartz. Quartz xénoblastique, recristallisé, rongant l'orthose. Un peu de biotite chloritisée, de pinite (?) et d'apatite. Origine de cette roche: elle représente soit l'homologue de l'enclave 97 (sorte de leptynite, voir enclaves) soit un produit de différenciation autour du calcaire. Pour des raisons de structure, la première hypothèse semble la plus plausible.

Certaines de ces lentilles sont assez riches en diopside et en humite

complètement serpentinisée: c'est sans doute dans ces calcaires que se trouvent le gisement de humite signalé par L. DEVERIN (1937).

Lentille calcaire sous Beudon

Elle se trouve au bord du chemin de Mazeimbro à Beudon, au point 720 m environ. Elle est de dimensions très réduites et formée de calcite pure; son contact avec les roches encaissantes est marqué par une brèche tectonique formée d'éléments anguleux de granite aplitique, de granodiorite à pinite, de granodiorite nébulitique, roches existant dans le voisinage immédiat.

Lentille de calcaire dans la forêt de Fonfex (au NW de la Jeur Brûlée)

Elle est de petite taille (10 m de long) et contient, surtout dans les bords, des silicates. Elle est également enrobée dans cette matière schisteuse précédemment décrite.

Echantillons 131, 132, 133.

S. M.: Calcite laminée: macles ployées. Diopside presque totalement remplacé par de l'actinote fibreuse ou corrodé par la calcite. Grenat idiomorphe, parfois criblant la roche, saupoudré d'impuretés et contenant de petits prismes d'idocrase peu biréfringents. Tissu très fin d'amphibole, quelques plages de humite (?) serpentinisée, sphène, apatite, zircon.

Position tectonique de ces calcaires par rapport à la roche encaissante

Selon M. LUGEON et M^{me} E. JÉRÉMINE (1913) et N. OULIANOFF (1924), ces calcaires anciens formeraient le fond d'une série de synclinaux. En ce qui concerne la série de Fully, cette hypothèse est peu probable et impossible à démontrer. En effet: Si ces formations étaient réellement synclinales, on devrait pouvoir observer l'existence d'une répétition, de part et d'autre du cœur des synclinaux de calcaire, dans ceux-ci et dans la roche encaissante. Mais d'autres causes peuvent déterminer une telle répétition:

1. Causes antérieures à la migmatisation et au métamorphisme: Récurrence d'un même type de sédiment au-dessus et au-dessous du banc calcaire.

2. Causes produites par le métamorphisme des lentilles calcaires: Répétition symétrique, dans une lentille calcaire primitivement homogène, de zones externes montrant les mêmes minéraux et les mêmes faciès, répétition due à une progression semblable, à partir des bords de la lentille calcaire, de la métasomatose et de la recristallisation.

3. Causes produites par la migmatisation de la roche encaissante: Répétition symétrique des mêmes faciès dans les roches encaissant la lentille calcaire, due à des conditions physico-chimiques identiques autour de celles-ci: mêmes différenciations métamorphiques provoquées par la présence de la lentille calcaire se comportant comme un corps étranger dans les migmatites; mêmes résistances de la lentille calcaire aux mouvements généraux animant les migmatites, déterminant des pressions semblables autour de toutes ces lentilles calcaires.

A ce sujet, on peut observer les faits suivants: Les migmatites ont tendance à montrer le même faciès (surtout celui de migmatite plissotée à biotite et cordiérite) de part et d'autre des lentilles calcaires. La présence de ces roches, en position apparemment symétrique autour de ces lentilles calcaires, nous semble devoir plutôt être rattachée aux effets de la migmatisation.

Les lentilles calcaires sont souvent entourées de gneiss très fins, leptynites, cornéennes à minéraux, de gneiss enrichis en orthose. On ne sait s'il faut rattacher la présence de ces roches à une structure présente déjà avant la migmatisation et le métamorphisme, ou datant de ces deux processus, ou encore à des causes tectoniques.

La calcite de ces lentilles montrent une plasticité plus grande que celle des roches encaissantes et semble pouvoir partiellement se mobiliser (elle „injecte“ des filons, cimente des brèches tectoniques, emballe des enclaves de migmatite et de roches basiques, ces dernières représentant un stade moins évolué et marginal). Ces faits rendent quasi impossible le déchiffrement d'anciennes structures symétriques, tectoniques et résiduelles. Enfin, si on considère les lentilles calcaires comme des fonds de synclinaux, il n'y a aucune raison pour ne pas considérer comme tels les lentilles de microdiorites quartziques, les grandes enclaves de leptynite et d'amphibolite. Cela donnerait un nombre impressionnant de synclinaux.

L'examen de la carte permet de se rendre compte que sans doute, ces lentilles de calcaire métamorphique appartiennent à deux traînées distinctes, disloquées par des failles et le laminage, gauchies par les mouvements accompagnant la migmatisation. La première passe entre Buitonne et les Largettes, se poursuit sous Chiboz, Beudon et aboutit sur le chemin de Sarvaz à Beudon; la seconde traînée est jalonnée par le calcaire métamorphique affleurant au sud de la Jeur Brûlée, par les amphibolites et les calcaires des parois de Sorgne. Quant aux autres calcaires métamorphiques et aux autres amphibolites, ils sont trop près du front des migmatites ou dans la série des Aiguilles-Rouges et de ce

fait ne peuvent être comparés tectoniquement à ceux de la série de Fully¹¹⁾, comme M. LUGEON l'a fait.

Les amphibolites et les gneiss à amphibole

Ces roches forment des bancs d'épaisseur très variable et des enclaves dans les migmatites et les granodiorites. Il est souvent difficile de suivre sur le terrain de tels horizons. Par exemple, le banc d'amphibolites affleurant à l'est du Sex Carro semble se poursuivre jusqu'à la Jeur Brûlée, où il manifeste sa présence dans certains éboulis.

Ces bancs amphiboliques sont formés d'alternances de roches diverses à amphibole, d'amphibolites massives, d'amphibolites très feldspathiques, de gneiss à amphibole, d'amphibolites pures, et sont associés souvent avec des traînées de calcite, de gneiss ou de migmatites.

L'observation de terrain montre que l'amphibole tend à disparaître par migmatisation au profit de la biotite.

Amphibolites à l'est du Sex Carro

On les rejoint en escaladant un couloir aboutissant à la cote 1000 m aux coordonnées 110.000/573.125. Au point 1315 m de celui-ci, apparaissent de très belles migmatites plissotées dans tous les sens, à biotite et cordiérite, passant à des traînées de migmatites plissotées et nébulitiques à amphibole, cordiérite et biotite, cassées en enclaves par des aplites et alternant avec des migmatites de faciès varié. Puis on observe une succession de gneiss à amphibole et biotite, de gneiss à amphibole et d'amphibolites riches en feldspaths et parfois d'amphibolites pures. Au point 1380 m, les gneiss à amphibole deviennent très compacts et semblent contenir de la muscovite (il s'agit en réalité de biotite très altérée: voir échantillon 113). Au point 1400 m apparaissent des pegmatites granodioritiques riches en cordiérite, recoupant ces roches ou alternant avec elles. Puis les gneiss à amphibole deviennent migmatitiques, ils se plissent (échantillon 112) et ne subsistent plus dans les migmatites que sous forme de nuages amphiboliques irréguliers. A partir du point 1410 m reprennent les migmatites normales à biotite et cordiérite.

Echantillon 113.

S. M.: Amphibole verte banale (Ng/m = 16—17°, pléochroïsme vert foncé—vert clair) hypidiomorphe, déchiquetée ou prismatique. Rongée par le quartz et le plagioclase. Celui-ci est zoné et séricitisé (38% An) et riche en filonnets de chlorite

¹¹⁾ A cause des mouvements différentiels entre les deux séries (voir chap. X).

et de zéolite. Grandes lamelles de biotite complètement chloritisée (exsudats d'épidote). La biotite semble se développer parfois aux dépens de l'amphibole. Chlorite à allongement positif, un peu de quartz cataclastique, d'orthose et de chlorite secondaire isotrope.

Echantillon 112.

S. M.: Plagioclase xénomorphe, 5—10% An, taché d'orthose et de zéolite. Amphibole incolore à certains endroits, remplacée parfois presque complètement par de petits rhomboèdres de calcite. Quartz rare.

Cette roche contient des nodules d'un type un peu spécial: le centre de ceux-ci est formé de petits fuseaux de sphène avec de la pyrite, la périphérie de chlorite beige avec un peu d'apatite bleutée très faiblement pléochroïque; cette zone externe contient également des petits prismes d'amphibole banale mêlée à une amphibole vert-bleu intense, semblant dériver de la première.

Un autre nodule présente un centre formé d'un grand cristal de sphène, pléochroïque et corrodé, entouré de quartz et de chlorite presque isotrope issue de hornblende dont on reconnaît encore quelques reliques, avec un peu de calcite. Il existe encore d'autres nodules presque uniquement chloriteux, entourés de calcite et d'amphibole.

Il est étonnant de rencontrer de l'albite dans ces roches; d'autre part, ces nodules ne sont pas sans ressembler à ceux qu'on rencontre dans les microdiorites et les gneiss à amphibole. Ils proviennent sans doute de différenciations.

Enfin, notons la richesse en sphène.

Amphibolites de Tassonnères

Elles forment quelques petites zones de gneiss à amphibole, d'amphibolites riches en feldspath et d'amphibolites pures, dont le grain est très variable. Ces roches passent dans les bords, sur un petit espace, à des migmatites amphiboliques et des migmatites plissotées à biotite et cordiérite.

Amphibolites du Sex Miné (à l'ouest de la Jeur Brûlée)

Bien que situées dans la série des Aiguilles-Rouges, en bordure de la série de Fully, elles sont décrites ici. Ce sont surtout des gneiss à amphibole, alternant avec des traînées de calcite et des gneiss à biotite très quartzueux. Ces roches offrent un aspect plaqueté et rigide contrastant avec celui de la roche encaissante.

Compositions minéralogiques quantitatives

| Ech. Type | Quartz Plag. | | % An | Orth. | Biot. | Amph. | Autres min. |
|--------------------------------|--------------|------|------|-------|-------|-------|-------------|
| | % | % | | | | | |
| 113 Gneiss amphibolique massif | 11,2 | 62,8 | 38 | 1,4 | 6,2 | 18,1 | 0,3 |
| 112 Amphibolite feldspathique | 1,1 | 60,2 | 5—10 | — | 5,6 | 31,5 | 1,8 |
| 134 Lit de gneiss à biotite | | | | | | | |

Conclusions

Ces roches représentent des restes de roches amphiboliques non migmatisées. Leur direction générale sur la carte et dans le détail, leur aspect plaqueté et parfois leur alternance avec des traînées de calcite, de gneiss quartzitique à biotite et de leptynites, nous inclinent à proposer pour ces roches une origine sédimentaire¹²⁾.

Nous avons observé que la foliation des lits dans le centre de la zone amphibolique située à l'est du Sex Carro est gauchie d'environ 55° vers l'ouest par rapport à la direction de foliation des migmatites qui les entourent. En revanche, dans les bords, la foliation des lits amphiboliques plus ou moins migmatisés est parallèle à la foliation des migmatites encaissantes. Il est difficile de dire si ce fait est le résultat du cisaillement des deux surfaces opposées de la lentille de roches amphiboliques, ou s'il représente l'ancienne foliation résiduelle des roches métamorphiques avant leur migmatisation, foliation en voie „d'alignement“ sur les bords.

Les enclaves, les boudins et les différenciations dans les roches de la série de Fully

Les roches de la série de Fully sont très remarquables par les diverses enclaves de roches métamorphiques et les différenciations qu'elles contiennent. Ce sont :

1. Les boudins et enclaves de roches métamorphiques non migmatisées.
2. Les enclaves de migmatites moins évoluées dans une matrice plus évoluée.
3. Les produits de différenciation et de blastogenèse (nodules de cordiérite, feldspaths ovoïdes et nodules schisteux de diverses origines.

Les boudins et les enclaves de roches métamorphiques

Les boudins rencontrés dans la série de Fully sont très souvent identiques, de taille et pétrographiquement, aux boudins et aux roches finement intercalées dans la série des Aiguilles-Rouges. Ces corps étrangers réagissent d'autant plus avec la roche encaissante que leur composition est plus mélanocrate : il se produit alors des phénomènes de différenciation métamorphique, à l'intérieur et autour de l'enclave.

¹²⁾ Néanmoins, la richesse en TiO₂ (sphène abondant) nous empêche d'oublier la possibilité, à l'origine, d'un dépôt de tufs de roches basiques.

Les boudins offrent des sections rectangulaires, fusiformes plus ou moins ployées (ils ressemblent alors à des bananes), ellipsoïdales ou lenticulaires. Leur longueur n'excède en général pas 50 cm et leur largeur est environ 4 fois moindre. Les enclaves, issues d'anciennes roches grenues basiques (voir ci-après, sous échantillon 96, la discussion de leur genèse), de microdiorites quartziques et de gabbros, forment des „brèches éruptives“ (voir photo 2); les migmatites prennent alors le faciès agmatite. Les éléments constituant ces brèches sont de toutes tailles et de toutes formes.

Description microscopique des enclaves et des boudins caractéristiques

Echantillon 75.

Gneiss amphibolique fin, dioritique quartzique.

Origine: Torrent de Mazeimbro, point 1100 m.

S. M.: Plagioclase séricitisé, contenant des globules de quartz. Quartz recristallisé. Biotite chloritisée avec exsudats. Poeciloblastes de hornblende banale englobant quartz et biotite.

Diagnostic: gneiss dioritique quartzique fin à amphibole et biotite.

Echantillon 74.

Roche quartzreuse fine (boudin).

Origine: Torrent de Mazeimbro, point 1100 m.

S. M.: Quartz engrené très fréquent, avec un peu d'albite 10% An arrondie et de biotite rétrotransformée. Petits grenats.

Diagnostic: Quartzite feldspathique ou leptynite.

Echantillon 97.

Grande enclave de leptynite fine, longueur 4 m environ.

Origine: Coordonnées 575.875/112.750.

S. M.: Agrégat finement grenu de quartz, d'orthose xénoblastique albitisé et d'albite 10% An séricitisée. Zircon, biotite chloritisée.

Diagnostic: Quartzique feldspathique, leptynite.

Echantillon 88.

Enclave à bords anguleux, fracturées par des pegmatites quartzo-feldspathiques, verte dans les bords et très micacée à l'intérieur.

Origine: Chemin Buitonne-Chiboz, point 970 m.

S. M.: Partie verte: Orthose calcitisé et chloritisé, un peu de pinite (?), de dipyre (couleur verte) presque complètement séricitisé; nombreux grains de sphène, de rutile contourné et quelques squelettes de quartz.

Partie micacée formée de chlorite brunâtre, de quartz en association myrmécitique avec de l'oligoclase 20% An séricitisé. Un peu de calcite, d'orthose et de sphène.

Diagnostic: Cette roche est en relation avec un faciès évolué de calcaire métamorphique.

Echantillon 94.

Enclave de roche à texture non orientée, ressemblant à un lamprophyre, semblant faite de pyroxène bronzite (voir photo 2: agmatites; voir détail d'une enclave, photo 3).

Origine: Coordonnées 575.500/111.625.

S. M.: Le microscope ne montre que de l'amphibole. Il y en a plusieurs: une incolore, $Ng/m = 12^\circ$, une autre fois 17° ; une amphibole à pléochroïsme variable dans un même cristal, montrant des extinctions semblables; enfin une amphibole fortement pléochroïque, de couleurs uniformes, dont les extinctions sont de 10° et 16° .

Ces amphiboles sont parfois chloritisées (chlorite à allongement positif pour les amphiboles pléochroïques et négatifs pour celles qui sont incolores). Petits rhomboèdres de carbonate.

Origine de ces amphiboles: Nous pensons qu'elles sont issues de pyroxène orthorhombique. En effet, certaines plages sont farcies d'inclusions moirées et les formes sont très souvent celles d'un pyroxène.

Diagnostic: Sous le microscope, cette roche ressemble à un lamprophyre. Mais sur le terrain, elle forme des essaims d'enclaves orientés parallèlement à la foliation des migmatites: il est possible qu'il s'agisse d'un type évolué de roche ferro-calcaïque; des cas de transformation de calcaire en pyroxénite dans une zone de migmatites n'est pas rare (voir par J. JUNG et M. ROQUES, 1952).

Echantillon 159.

Roche grenue vert pâle, de type gabbroïque, formée de biotite, de plagioclase et d'amphibole.

Origine: Chemin Brançon-Jeur Brûlée, point 680 m.

S. M.: Plagioclase 58% An, écrasé mais non laminé: microfailles remplies de séricite et d'épidote. Poeciloblastes déchiquetés d'amphibole, inclusions de plagioclases; pléochroïsme beige—vert clair. Agglomérats de biotite entourée d'exsudats; légère chloritisation. Un peu d'orthose, de zircon et d'épidote.

Diagnostic: Roche grenue à l'origine. Il s'agit d'un gabbro à hornblende. Cette roche rappelle beaucoup certaines parties à texture non orientée, apparaissant au sein des amphibolites et des gneiss à amphibole de la Crêtaz, dans le massif de l'Arpille (série des Aiguilles-Rouges).

Compositions minéralogiques quantitatives des boudins et enclaves des séries des Aiguilles-Rouges et de Fully

Série des Aiguilles-Rouges

| Ech. | Type | Quartz Plag. | | % An | Orth. | Biot. | Autres min. |
|------|---|--------------|---------|----------|-----------|--------|-------------|
| | | % | % | | | | |
| 172 | Gneiss dioritique quartzique fin leucocrate à biotite | 52,0 | 35,8 | 18 | — | 11,5 | 0,5 |
| 168 | Leptynite fine | 69,5 | 29,3 | 25—27 | — | 1,1 | 0,1 |
| 214 | Leptynite ou albite | albite, | quartz, | orthose, | chlorite, | grenat | |
| 30 | Gneiss dioritique quartzique fin | 17,2 | 49,6 | 10 | 0,6 | 32,4 | 0,2 |
| 192 | Microdiorite quartzique | 18,6 | 49,9 | 25—40 | 6,0 | 25,9 | 0,1 |

Autres échantillons non décrits d'amphibolite grenatifère, de gneiss à amphibole.

| Ech. | Type | Série de Fully | | | | | | |
|------|---|----------------|-------|-------|--------|-------|-------|-----------|
| | | Quartz | Plag. | % An | Orth. | Biot. | Amph. | Autr. |
| | | % | % | | % | % | % | min. % |
| 75 | Gneiss dioritique quartzique fin à amphibole | 17,8 | 44,8 | ? | 0,9 | 24,9 | 11,6 | — |
| 74 | Quartzite feldspathique fin à biotite | 82,5 | 13,5 | 10 | — | 3,5 | — | 0,5 |
| 73 | Gneiss fin quartzitique à biotite | 57,4 | 28,4 | 24—27 | 0,4 | 13,8 | — | — |
| 93 | Amphibolite feldspathique | 14,3 | 32,2 | 43 | — | 2,1 | 48,1 | — |
| 77 | Idem | — | 21,9 | 30—32 | 0,6(?) | — | 74,7 | 3,2 |
| 97 | Quartzite feldspathique ou aplite | 35,6 | 7,2 | 10 | 53,6 | 3,6 | — | — |
| 96 | Roche calcaïque très évoluée ou lamprophyre (?) | 0,4 | 25,6 | 35—40 | — | 2,2 | 69,4 | 2,4 |

Autres enclaves non décrites de hornblendite, de roche à scapolite et diopside, de gabbro à hornblende, etc. ...

Origine des enclaves et des boudins de roches non migmatisées

Nos observations nous conduisent à admettre deux causes possibles de formation à ce type d'enclaves et de boudins:

1. Causes antérieures à la migmatisation.

Le boudinage, suivi d'un étirement des couches séparant les boudins, a donné naissance à des enclaves dans la série des Aiguilles-Rouges (voir photo 1); celles-ci se retrouvent pratiquement inchangés dans la série migmatisée de Fully (voir photo 1).

2. Cause contemporaine de la migmatisation.

La migmatisation et la „granodioritisation“ de certaines roches peut aboutir à leur boudinage et leur tronçonnement. C'est ainsi que par exemple, des bancs (ou filons) de roches grenues très basiques „éclatent“ littéralement (voir photos 2 et 3) et donnent, dans une matrice migmatique, des agmatites; le bord de certaines lentilles de microdiorite quartzique sont corrodés et donnent des sortes d'enclaves, etc. ... (voir photo 12).

2. Enclaves de migmatites moins évoluées dans une matrice plus évoluée

Nous avons déjà signalé, dans la description des débuts de la migmatisation (voir migmatites de la série de Fully), que les termes massifs et leucocrates évoluaient plus rapidement que les termes schisteux, et que

ces derniers avaient tendance à s'individualiser en zones, traînées et enclaves dans les migmatites et à y subsister comme telles. Celles-ci résistent longtemps à la migmatisation: on retrouve assez fréquemment des enclaves de ce type dans les granodiorites (voir photo 11).

La composition assez mélanocrate de ces gneiss schisteux dioritiques quartziques, et plus tard de ces traînées, zones et enclaves, est vraisemblablement à l'origine de cette évolution plus lente.

Au cours de celle-ci, ces roches subissent néanmoins, malgré un certain isolement, les nouvelles conditions créées par la migmatisation: elles se plissent dans tous les sens (voir photo 11) souvent d'une manière aberrante et très compliquée; les lits schisteux s'enrichissent très vite en cordiérite formée aux dépens de la biotite. Certaines de ces enclaves deviennent de plus en plus mélanocrates, jusqu'à n'être plus constituées que par de la biotite, pinite, apatite, grenat et très peu de matière quartzo-feldspathique; plus elles sont mélanocrates, plus elles engendrent autour d'elles des produits de différenciation leucocrate, ce phénomène semblant empêcher leur assimilation. Cet enrichissement en éléments foncés a sans doute une relation avec la formation, par différenciation



Fig. 12. Assimilation d'une traînée formée de migmatites plissotées à biotite et cordiérite (traînées noires allongées), se transformant en nodules et cristaux de cordiérite (points et taches noirs). Certains nodules contiennent encore des traînées de biotite. On distingue néanmoins d'anciens plis. La matrice est formée de granodiorites nébulitiques.

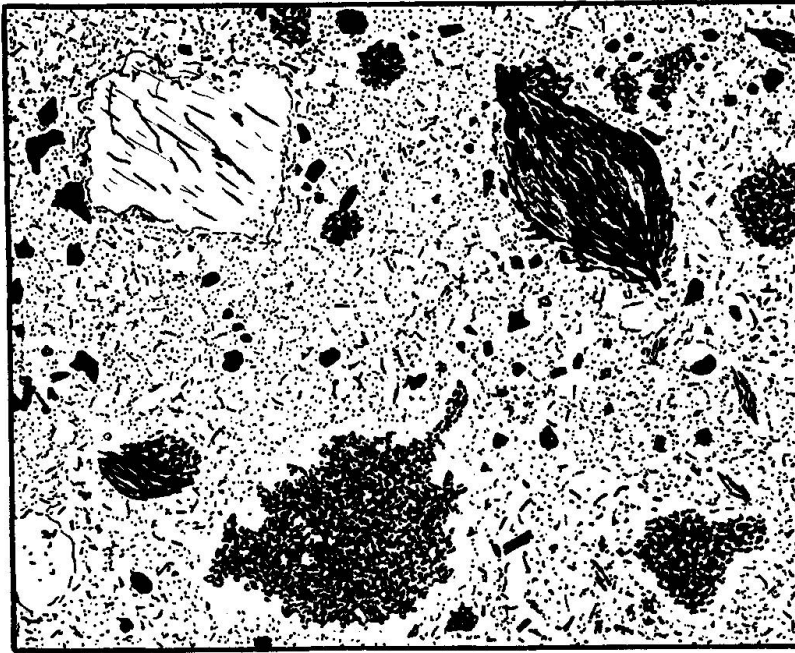


Fig. 13. Dessin de grandeur nature. Sur un fond quartzo-feldspathique à biotite (la roche est une granodiorite), on reconnaît: un petit feldspath blastique (orthose vraisemblablement triclinique), un nodule schisteux formé de biotite associée à de la cordiérite se transformant dans les bords en cordiérite, quelques nodules de ce minéral de différentes grandeurs entourés d'un petit front leucocrate, et des prismes de cordiérite parsemés dans la roche.

métamorphique, de nodules mélanocrates dans les granodiorites et les migmatites (voir ci-dessous).

D'autres enclaves et traînées schisteuses s'assimilent normalement: les lits schisteux formés de cordiérite et de biotite disparaissent peu à peu d'une matrice à texture non orientée, où ne subsiste plus que des essaims de nodules schisteux mélanocrates, laissant en pointillé plus ou moins effacé l'emplacement et la forme de l'ancienne enclave ou de la traînée en voie d'assimilation; le stade suivant est généralement marqué par une transformation de ces résidus schisteux en nodules et cristaux de pinite (voir fig. 12).

3. Produits de différenciation et de blastogénèse

Nous décrirons parmi ceux-ci (voir figure 13):

- a) Les nodules de cordiérite complètement pinitisée.
- b) Les nodules schisteux formés de l'association biotite-cordiérite.
- c) Les feldspaths et le quartz ovoïdes.

a) Les nodules à cordiérite

La cordiérite, toujours complètement pinitisée, est caractéristique de la série de Fully. Dans les stades peu évolués de la migmatisation, elle forme de petites traînées généralement associées à la biotite, ou de petits granules; dans les stades de plus en plus avancés, elle apparaît en prismes idiomorphes et se développe pleinement en nodules de couleur vert-bouteille, contenant un peu de quartz et parfois quelques petites lamelles de biotite.

Nous avons maintes fois observé les traces de la transformation de résidus d'enclaves schisteuses formées de biotite et de cordiérite, en nodules à cordiérite (voir fig. 12). Mais ces dernières sont souvent tellement nombreuses qu'il est impossible qu'elles soient toutes issues de la transformation de ces résidus; il s'agit donc, dans la plupart des cas, de différenciations mélanocrates.

Ces nodules verts sont souvent entourés d'un petit front leucocrate (voir fig. 13).

Description microscopique

Echantillon 72 (voir fig. 14).

Nodule à cordiérite pinitisée, contenant un peu de biotite.

S. M.: Agrégats entrecroisés, contournés, souvent de forme bizarre, caractéristiques de la cordiérite pinitisée. La pinite semble en voie de remplacement par de grandes lamelles de phengite, $2V = -25^\circ$ environ. Ce remplacement se manifeste aussi par la présence de petits faisceaux de mica blanc dans les bords de la plage de pinite.

Inclusions: Quartz arrondi, traversé par des filonnets de séricite. Son extinction est normale. Il est très „corrodé“, il se présente en demi-lunes et ressemble parfois à certaines plages corrodées ou bipyramidées des quartz-porphyles. Lamelles de biotite fraîche ou corrodée, et dans ce dernier cas riches en exsudats (rutile, grains submicroscopiques); zircon avec auréoles. Il existe peut-être deux générations de biotite.

Petites plages de chlorite, parfois en rosaces et en lamelles à profil bacillaire. Quelques petits grenats épars, corrodés ou arrondis; apatite et petits grains de pyrite.

Les diverses inclusions se trouvant dans ces nodules ne représentent pas les résidus de la trame de la roche (granodiorite) qui les entoure. En effet: le quartz inclus, d'extinction normale et de forme particulière, est différent du quartz cataclastique de la roche encaissante; il est vraisemblablement plus jeune; le plagioclase et l'orthose, ainsi qu'une grande partie de la biotite, ont disparu. Il y a donc complète régénération de cette partie de la roche par différenciation et non pas métasomatose plus ou moins complète de celle-ci par des éléments ferro-magnésiens.

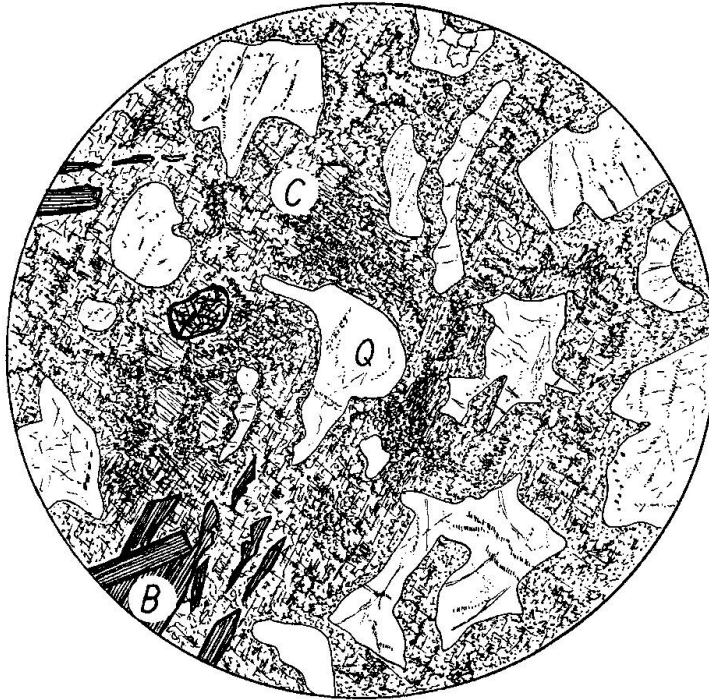


Fig. 14. Echantillon 72. Nodule à pinite. Fond de pinite (C), en voie de remplacement par de la séricite, enrobant du quartz „corrodé“ (Q), de la biotite (B) et un grenat. (G = 15×)

b) Les nodules schisteux formés de l'association biotite-cordiérite

Ils forment des sortes d'yeux fusiformes mélanocrates, de quelques cm de longueur, dans les migmatites évoluées et les granodiorites (voir figure 13). Ils sont composés de biotite et de cordiérite associées en proportions à peu près égales. Vus de près, ces yeux présentent souvent de multiples plissotis et chiffonnements à l'échelle du mm.

Nous avons vu qu'ils pouvaient provenir de résidus d'enclaves ou de traînées schisteuses en voie d'assimilation (voir fig. 12). Mais dans d'autres cas, on peut se convaincre qu'ils se forment également directement par un processus de différenciation. A l'appui de cette hypothèse, voici quelques observations:

1. Les granodiorites à texture non orientée sont parfois criblés de ces nodules orientés dans tous les sens. Leur abondance est telle qu'il est dans cas difficile de concevoir, pour une telle quantité de nodules et connaissant les étapes de la migmatisation, une origine uniquement résiduelle. On songe alors à quelque obscur phénomène de différenciation.

2. Les nuages de grain plus grossier, formés sur place dans les micro-

diorites quartziques et les microgranodiorites en voie de migmatisation, aboutissent parfois à la formation de granodiorites contenant des taches de pinite et des petits nodules schisteux (voir photo 7; on aperçoit, à l'extrémité de la flèche, un de ces nodules). On a ici la preuve directe de la formation, par différenciation, de ces nodules schisteux, ainsi que de ceux à pinite, sans „l'amorce“ d'un résidu de trame schisteuse, les microdiorites quartziques et les microgranodiorites étant des roches finement grenue à texture non orientée. Retenons donc les deux origines possibles de ces nodules mélanocrates; mais sans doute n'existe-t-il point de solution de continuité entre celles-ci.

Description microscopique

Echantillon 76 (voir fig. 15).

S. M.: Grandes plages de pinite transformée en un agrégat cryptocristallin phylliteux dont les éléments sont parallèlement orientés. Léger remplacement par du mica blanc. Biotite très spéciale: elle se concentre en lamelles parallèles et arrondies, parfois corrodées, formant ailleurs de petites gouttelettes sub-idiomorphes. On a l'impression nette du remplacement de la biotite par de la cordiérite.

Quelques écheveaux de sillimanite; grains idiomorphes d'apatite, en traînées

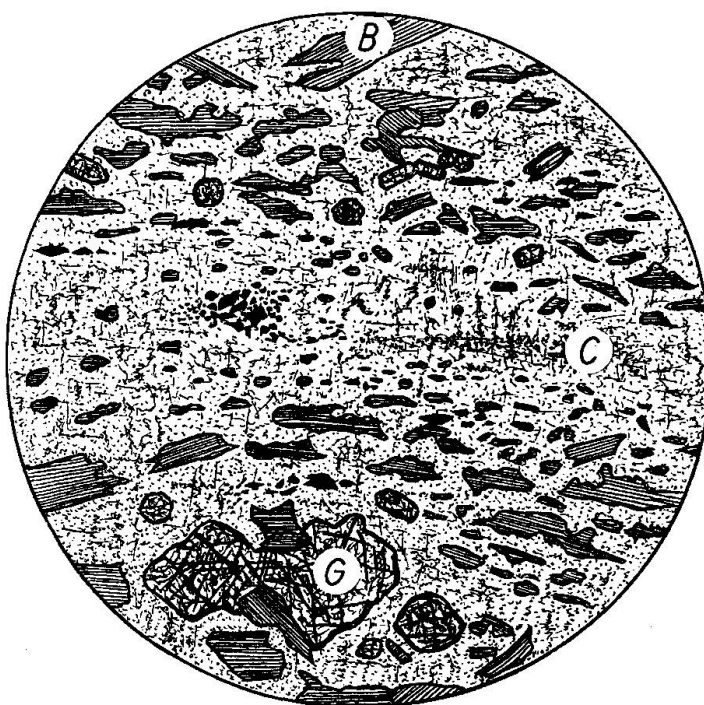


Fig. 15. Echantillon 76. Nodule schisteux issu de l'assimilation d'une enclave de migmatite plissotée à biotite et cordiérite. Biotite (B), Grenat (G), Apatite et minéral sur un fond de Pinite (C). (G = 15×)

ou petits agglomérats; traînées de minerai; quelques grenats farcis de sillimanite. Un peu de quartz contenant des filonnets remplis de sillimanite. Certaines plages de biotite sont remplacées par du mica blanc contenant encore des exsudats de biotite. Un peu d'albite à 5% An.

c) Les feldspaths et le quartz ovoïdes

Ces différenciations leucocrates apparaissent dans les granodiorites nébulitiques et les granodiorites: ils peuvent atteindre le diamètre d'un œuf d'autruche (voir photos 5 et 6; fig. 13). Ces ovoïdes sont en général formés d'orthose blastique. D'autres, plus rares, contiennent plusieurs minéraux (plagioclase, orthose, quartz); certains, enfin, sont formés de quartz presque pur.

Nous ne reviendrons pas sur le „triclinisme“ variable de cet orthose cristalloblastique: M. GYSIN (1956) l'a décrit dans sa note sur les feldspaths potassiques de la granodiorite de Mazeimbro.

Particularités microscopiques

Echantillon 9 BG.

Grand cristalloblaste mono cristallin formé d'orthose non maclé, perthitique et albitisé à partir de filonnets. On trouve dans ce cristal de la tourmaline squelettique brune, du plagioclase corrodé, du quartz mamelonné dont l'extinction est normale au centre du blaste, offrant parfois des formes semblables à certains quartz de quartz-porphyles (voir par exemple fig. 10: observer les formes du quartz inclus dans l'orthose de la granodiorite), biotite rétro-morphosée, mouchets de séricite secondaire.

Echantillon 9 CG.

Blaste polyminéral entouré d'un petit front basique riche en biotite. Association de plagioclase et d'orthose triclinique. Ces deux minéraux s'interpénètrent tout en gardant la même orientation, pas tant à la manière des feldspaths des pegmatites graphiques, mais plutôt par remplacement et corrosion du plagioclase par le feldspath potassique, corrosion dont on peut suivre toutes les étapes. Le plagioclase contient 10% An, tandis que celui de la roche encaissante montre la composition de 25% An.

Echantillon 9 DG.

Blaste polyminéral.

L'orthose a remplacé le feldspath calcosodique: il forme dans ce dernier des plages de toute dimension, orientées parallèlement sur un fond de plagioclase d'orientation différente; ailleurs, le plagioclase est attaqué dans les bords par l'orthose, qui semble se „forcer“ un passage dans le plagioclase en formant une sorte de microbrèche d'éléments de plagioclase diversement orientés dans un „ciment“ monocristallin d'orthose. Le quartz semble agir à certains endroits, vis à vis du plagioclase, de la même manière.

Composition du plagioclase: Irrégulière, de 7 à 17% An.

En conclusion, notons que :

a) Ces cristalloblastes apparaissent à la fin des processus de migmatisation, dans les faciès évolués. Les plagioclases y sont généralement plus acides et le quartz mieux recristallisé que dans la roche encaissante; le feldspath potassique est plus triclinique dans le blaste que dans la roche encaissante.

b) Dans ces ovoïdes, les phénomènes de corrosion, de métasomatose, de recristallisation à partir du film intergranulaire sont très actifs.

c) Les formes du quartz inclus dans ces blastes sont parfois très intéressantes. Elles sont souvent idiomorphes ou hypidiomorphes, bipyramidées et montrent également quelques golfes de corrosion. Tout se passe comme si ce minéral avait acquis assez de mobilité pour devenir idiomorphe, comme si le cristalloblaste se comportait à la manière d'un „point chaud“ dans la roche. La même remarque s'applique du reste aux nodules de pinite.

Conclusions à l'étude des enclaves et produits de différenciation

Causes de formation

Elles sont de trois types :

a) Le boudinage et la fracturation des couches, antérieurs aux phénomènes de migmatisation ou produits par ceux-ci, sont à l'origine de la formation du premier type d'enclaves. Celles-ci ne sont pas transformés par les phénomènes de migmatisation (photos 1, 2, 3, 12).

b) Les capacités ou vitesses différentielles de migmatisation font que certaines traînées et enclaves de roches plus mélanocrates et plus schisteuses, ont tendance à subsister comme telles dans une matrice migmatitique évoluant plus vite. Ces enclaves et ces traînées sont altérées jusqu'à un certain point par les phénomènes de migmatisation (photo 11).

c) Les phénomènes de différenciation pure aboutissent à la formation d'un troisième type d'inclusions, constituées par des nodules schisteux mélanocrates, par des nodules de cordiérite et par des ovoïdes de feldspath et de quartz.

Aspect géométrique

La disposition géométrique des enclaves incluses dans des granites et des migmatites est souvent invoquée pour étayer ou combattre certaines hypothèses sur l'état de la matière pendant une migmatisation ou une granitisation. Mais très peu d'auteurs donnent des indications sur l'origine de ces enclaves et de leurs diverses significations.

Ces enclaves peuvent représenter :

1. Des structures géométriques résiduelles, acquises avant la migmatisation.
2. Des structures géométriques acquises pendant la migmatisation.

1. Les structures résiduelles sont conservées lorsque la migmatisation ou la granitisation se font sans aucun déplacement du bâti. Dans ce cas, les lambeaux de couches, présentant une foliation, reflètent la disposition primitive des couches avant la migmatisation.

2. Les structures géométriques acquises pendant la migmatisation sont d'origine complexes. Elles dépendent, comme le dit C. E. WEGMANN (1932), „d'une multitude de facteurs et en toute première ligne, d'une propriété géométrique que nous appellerons le cheminement des ichors ou jus granitiques“.

Elles semblent dépendre également des plans d'écoulement de la matière en cours de migmatisation (voir description de ce phénomène dans C. E. WEGMANN, 1947).

Citons, dans cet ordre d'idées, quelques phénomènes semblant contribuer à disposer ces enclaves selon ces nouvelles structures géométriques :

Formation d'enclaves due à la migmatisation (voir photo 12).

Tronçonnement de traînées migmatitiques et individualisation des parties en enclaves (voir photo 11) au cours de la migmatisation.

Remplissage „éruptif“ de fissures par des pegmatites (voir photo 3) et formation d'agmatites (voir photo 2) semblant provoquer des déplacements d'enclaves les unes par rapport aux autres. (En réalité, il est difficile de savoir si ces pegmatites se sont forcé un passage d'une manière éruptive ou si elles remplissent des fissures produites par „l'incompétence“ de ces roches dans les migmatites en mouvement ou encore quelle est la part réelle de la corrosion chimique).

Enfin, phénomène important, nous pensons que certaines enclaves allongées et lenticulaires (surtout les boudins) peuvent s'aligner parallèlement aux plans d'écoulement de la matière migmatitique, car c'est dans cette position qu'elles offrent le moins de résistance.

Ces structures résiduelles et acquises peuvent coexister à plusieurs degrés ; le front de passage des premières aux secondes a été appelé „front de transformation endogène“ par C. E. WEGMANN (1947). Bien souvent, à l'idée de magma est liée celle d'enclaves déplacées, et à l'idée de métasomatose et de migmatisation par des solutions, ou de transformations à l'état solide, sans mouvements du bâti, se rattache celle d'enclaves alignées (voir par exemple Ecole nationale supérieure de géologie, 1955). On peut arriver exactement aux conclusions inverses en utilisant judi-

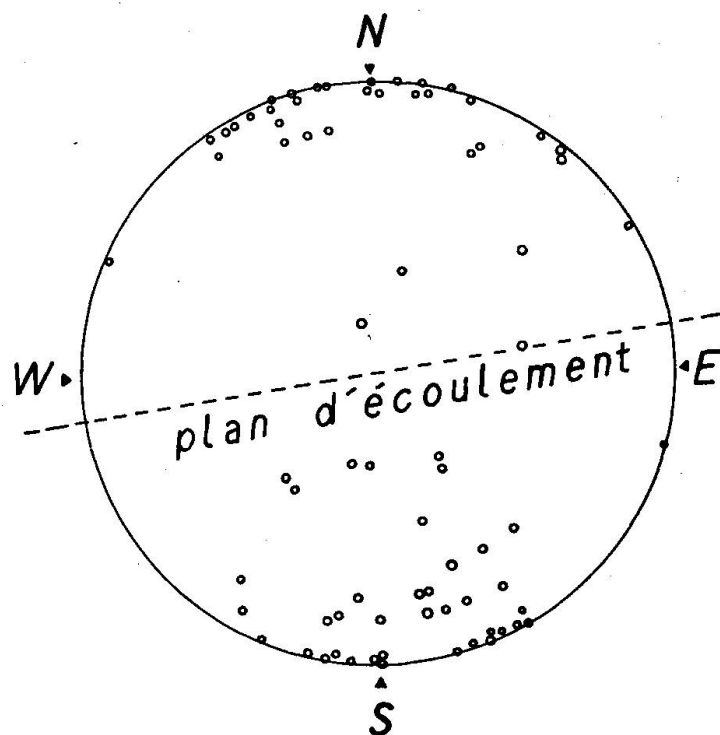


Fig. 16. Projection stéréographique figurant la disposition géométrique de 74 enclaves (leptynites, gneiss quartzitiques fins, gneiss dioritiques quartziques à biotite) sur une surface de 100 m² environ, dans les nébulites et les granodiorites nébulitiques (base du Tschingelgletscher). Ces points représentent la projection des pôles des normales aux plans de foliation (qui correspondent la plupart du temps au plan d'allongement) de l'enclave.

ciusement quelques unes de nos données ci-dessus. Par exemple, des enclaves orientées apparemment dans tous les sens peuvent être la preuve d'une métasomatose, migmatisation ou transformation à l'état solide sans mouvements du bâti¹³); en revanche, l'alignement d'enclaves lenticulaires peut être la preuve que la migmatisation est en rapport étroit avec des écoulements de matière.

De toute manière, on a donc avantage à séparer les problèmes d'évolution géométrique des roches migmatisées des problèmes de l'état physique de la matière en cours de migmatisation et d'écoulement;

¹³) En effet, imaginons une série plissée (plis de faible amplitude), à axes de plis inclinés sur l'horizontale, complètement migmatisée, sans déplacement aucun du bâti ou d'une partie de celui-ci. Les lambeaux de couches subsistant comme enclaves dans cette masse migmatisée montreront apparemment des directions et des pendages quelconques. Seule la projection, sur un stéréogramme, de l'orientation dans l'espace de ces enclaves, permettra de restituer l'ancienne forme des plis avant la migmatisation.

résoudre en effet les uns ne donnent pas de solutions définitives aux autres.

En ce qui concerne les structures géométriques visibles dans les roches de la série de Fully, nous pensons qu'elles sont acquises. La foliation et les hétérogénéités des migmatites représentent, nous l'avons déjà vu, les plans d'écoulement de la matière; les boudins et les enclaves, souvent lenticulaires, sont disposés parallèlement à ces plans d'écoulement, du moins grossièrement.

Nous présentons ici une projection stéréographique (voir fig. 16) montrant un exemple de l'orientation de ces enclaves, constituées en grande majorité de boudins de leptynite, de gneiss quartzitique à biotite, et de quelques gneiss fins dioritiques quartziques à biotite. Ces mesures ont été faites sur une surface de 100 m² environ. Les autres mesures que nous avons faites dans la série de Fully montrent un type analogue de dispositions dans l'espace.

Conclusions de l'étude pétrographique de la série de Fully

Les roches de la série de Fully montrent tous les stades du développement des phénomènes de migmatisation fondamentale. Ceux-ci s'annoncent par l'apparition de phénomènes de différenciation et de réactions chimiques particulières (apparition de cordiérite, disparition de muscovite); ils se poursuivent par le développement d'une structure évoquant l'écoulement d'un fluide; la migmatisation se termine au stade des granodiorites à biotite et cordiérite, en passant par un très large développement de migmatites variées et d'aspect très changeant.

Ces roches contiennent de très nombreuses lentilles, filons, enclaves et inclusions de tailles, d'origines et de significations différentes:

Les lentilles de marbres et d'amphibolites représentent d'anciens bancs calcaires et marneux (peut-être également des tufs de laves basiques) ayant échappé à la migmatisation.

Les lentilles de microdiorites quartziques et de microgranodiorites proviennent d'un matériel constitué de gneiss fins dioritiques quartziques, à andésine, biotite et amphibole et également non migmatisé.

Les lentilles et filons de granites aplitiques et d'aprites, de caractère en général „intrusif“, apparaissent la plupart du temps en fin de migmatisation dans toutes les roches de la série de Fully.

Les enclaves présentes dans cette série sont de provenances différentes. Elles représentent: soit des boudins épargnés par la migmatisation, exis-

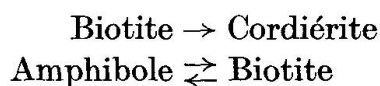
tant déjà et séparés les uns des autres dans la série-mère non migmatisée; soit des enclaves et des boudins produits directement par la migmatisation, à partir d'un matériel non migmatisé; soit enfin des enclaves de roches déjà migmatisées, qui, à cause de leur composition et leur structure, sont restées en retard dans les phénomènes de migmatisation.

Les inclusions et nodules mélanocrates et leucocrates sont en général issus de phénomènes de différenciation.

Quant à la grande masse des migmatites, de composition dioritique quartzique et granodioritique, à biotite et cordiérite, elle provient directement de la transformation de gneiss dioritiques et granodioritiques à biotite et à deux micas.

Cette migmatisation a été accompagnée d'écoulements importants de matière; la „trame“ des migmatites, ainsi que l'orientation des boudins, nous a paru matérialiser ces écoulements.

Le faciès minéral de cette série est catazonal profond: on y observe avec certitude les réactions suivantes:



La muscovite primaire, existant dans la série-mère non migmatisée, a disparu¹⁴⁾ au profit de l'orthose.

Ce faciès minéral correspond au faciès amphibolite profond des auteurs scandinaves (et non pas au faciès granulite car nulle part on n'observe du pyroxène orthorhombique).

Enfin, comme la série des Aiguilles-Rouges, la série de Fully a été marquée par une rétro-morphose irrégulière, se manifestant par la chloritisation de la biotite, la séricitisation des plagioclases, la pinitisation complète de la cordiérite, la transformation du diopside en amphibole et chlorite, la serpentinitisation des humites.

Cette série ultramétamorphique est à notre connaissance unique en Suisse.

Chapitre VII

RAPPORTS PÉTROGRAPHIQUES ENTRE LES ROCHES DES SÉRIES DE FULLY ET DES AIGUILLES-ROUGES

Résumons les rapports, que nous avons déjà fait ressortir, entre les roches de la série des Aiguilles-Rouges et celles de la série de Fully.

¹⁴⁾ Elle existe néanmoins dans quelques granites aplitiques, à l'état primaire.

1. Bien que tectoniquement la série de Fully ait évolué autrement que la série des Aiguilles-Rouges (voir chap. X), on peut constater dans le détail tout le développement de la migmatisation au contact des deux séries.

2. Ces phénomènes de migmatisation fondamentale (qu'on ne doit pas confondre avec ceux aboutissant aux migmatites stratoïdes de la série des Aiguilles-Rouges) ont encore influencé les roches de la série des Aiguilles-Rouges de la manière suivante :

Les gneiss fins et les cornéennes de la série des Aiguilles-Rouges ont tendance à se transformer, dans les parties limitrophes de la série de Fully, en microdiorites quartziques et microgranodiorites.

Les filons et les lentilles d'aprites et de granites aplitiques procédant des phénomènes de migmatisation fondamentale, se retrouvent dans ces parties limitrophes.

J. BELLIERE (1954) signale dans les Aiguilles-Rouges françaises la présence sporadique d'agrégats de séricite, apparaissant comme le résultat de la transformation d'un minéral disparu. Nous pensons qu'il s'agit de pinite formée sous l'influence plus ou moins lointaine des phénomènes de migmatisation fondamentale se développant dans la série de Fully. Nous avons du reste observé plusieurs fois la présence de ce minéral en cristaux microscopiques ou visibles à l'œil nu dans la série des Aiguilles-Rouges, conjointement avec des débuts limités de migmatisation.

3. Tous les boudins de roches leucocrates et mélanocrates, ainsi que les lentilles calcaires et de roches à amphibole se trouvant dans la série des Aiguilles-Rouges, se retrouvent dans la série de Fully.

4. La composition chimique moyenne de ces deux séries est granodioritique.

En conclusion, d'une part on observe dans la série migmatisée de Fully des résidus de roches de la série des Aiguilles-Rouges; d'autre part, plus les roches de la série des Aiguilles-Rouges sont proches de celles de la série de Fully, plus s'accroît l'influence des phénomènes de migmatisation fondamentale se développant dans la série de Fully. Il est donc logique de conclure que *la série de Fully résulte de la migmatisation fondamentale d'une portion de la série des Aiguilles-Rouges, et ceci sans grand changement de composition*¹⁵⁾.

¹⁵⁾ Comparer à ce sujet les compositions minéralogiques quantitatives des gneiss et migmatites de la série des Aiguilles-Rouges avec celles des migmatites et granodiorites de la série de Fully.

Chapitre VIII

LE PERMO-CARBONIFÈRE ET LE TRIAS; LEURS RAPPORTS
AVEC LE CRISTALLIN

Nous n'avons étudié le Permo-Carbonifère et le Trias qu'en relation avec le Cristallin.

Le Permo-Carbonifère

Les observations de terrain et l'étude microscopique d'échantillons mis aimablement à notre disposition par P. SUBLET (Thèse sur le synclinal permo-carbonifère entre Collonges et Dorénaz, Lausanne), nous ont amené aux conclusions suivantes:

1. *L'âge de la rétromorphose principale*, qui a affecté les roches des séries des Aiguilles-Rouges et de Fully, est *anté-westphalien*. En effet, les galets de Cristallin inclus dans le Carbonifère et le Permien, produits par l'érosion des séries ci-dessus, sont déjà complètement rétromorphosés, tandis que le ciment qui les enrobe n'est pas du tout métamorphique. On observe seulement la présence de quelques minuscules paillettes de séricite authigène.

2. Le matériel, constituant les grès carbonifères, provient du NW. En effet: on trouve dans ces roches du microcline très caractéristique, finement treillissé (seul le granite de Vallorcine contient ce feldspath) et des débris de rhyolite (roches n'affleurant qu'au NW du synclinal permo-carbonifère).

3. *Le granite de Vallorcine est anté-westphalien*. En effet, le microcline, en débris dans les grès carbonifères, ne peut provenir que de l'érosion du granite de Vallorcine, situé au NW.

4. De nombreux galets du poudingue de Vallorcine sont constitués de quartz filonien. P. SUBLET (commun. orale) pense que ceux-ci proviennent de filons, aujourd'hui érodés, de la couverture moins métamorphique des Aiguilles-Rouges.

Le Trias

Les publications suivantes: M. LUGEON et E. ARGAND (1937), L. W. COLLET, N. OULIANOFF et M. REINHARD (1952), G. AMBERGER (thèse en préparation sur l'Autochtone des Aiguilles-Rouges, Genève) contiennent d'amples renseignements sur le Trias et ses principaux faciès.

Pour notre part, nous avons été surtout attentif aux phénomènes hydrothermaux et métamorphiques signalés dans les massifs externes autour des limites entre le Cristallin et le Trias.

R. PERRIN (1940), R. PERRIN et M. ROUBAULT (1941; 1944; 1945; 1950), M. ROUBAULT et C. BORDET (1947), dans leurs notes successives, décrivent un métamorphisme d'âge alpin dans le Trias de la carrière de Feug (boutonnière de Mégève), dans le Trias autochtone du lac de la Girotte, dans la dolomie triasique de Roselend. R. PERRIN et M. ROUBAULT (1941) remettent en question l'âge du métamorphisme des massifs hercyniens, car:

1. „Il peut exister des arrêts brusques du métamorphisme régional, certains terrains pouvant arrêter la propagation du front de métamorphisme. Le Trias semble avoir joué ce rôle dans les Alpes.

2. Le repos d'une roche sédimentaire sur une roche cristalline plissée, en stratification discordante, ne prouve nullement que cette roche ait été formée et plissée antérieurement au dépôt du sédiment.“

Ces conceptions ont soulevé les protestations de M. LUGEON (1946), de O. T. JONES (1948), suscité les applaudissements de D. REYNOLDS (1947) et suggéré d'intéressantes remarques à M. GIGNOUX (1946).

De son côté, J. BELLIERE (1946; 1951) étudie les nouveaux équilibres minéralogiques dûs aux plissements alpins, équilibres caractéristiques de l'épizone et de la mésozone supérieure par la présence d'épidote, de calcite, d'albite et de chlorite. G. DEICHA (1949a, b) appliquant la méthode d'Ingerson, conclut, en examinant les échantillons de quartz filonien, d'albite et de calcite, issus de minéralisations alpines, à une température de formation oscillant entre 170 et 300°. Ces recherches ont été effectuées dans le massif des Aiguilles-Rouges, du Mont-Blanc et dans la zone complexe de Chamonix. Enfin, E. NIGGLI, W. BRÜCKNER et E. JÄGER (1956) signalent la présence, dans le massif de l'Aar, de néominéralisations d'âge alpin. Il s'agit de minéraux tels que le stilpnomélane, une amphibole intermédiaire entre le glaucophane et la riebeckite et de la biotite verte. Ces minéraux ont été trouvés dans plusieurs couches appartenant à l'Autochtone, notamment dans le Barrémien inférieur.

Nous avons fait à ce sujet les observations suivantes:

1. Pénéplaine permienne

Cette surface n'est pas rubéfiée sur la rive droite du Rhône, dans la région de Fully, comme elle l'est dans les Aiguilles-Rouges, au Vieux Emosson par exemple (voir M. LUGEON, 1916). Sur notre terrain, l'hématite est remplacée par un enduit limonitique brun semblant descendre profondément dans les failles hercyniennes (rajeunies lors du plissement alpin). Chaque fois dans ce cas, la roche était imprégnée d'un sulfure de fer accompagné de quartz filonien. L'âge de ces venues est post-triasique, car celles-ci imprègnent souvent le Trias jusqu'aux argilites. Ailleurs, le contact n'est pas du tout altéré; on peut suivre au mm près la ligne sinueuse de celui-ci. Dans d'autres cas enfin, l'arkose triasique et le Cristallin peuvent être piquetés de pyrite, d'une manière diffuse.

2. Néominéralisation et métamorphisme alpins

Les arkoses du Trias de la rive droite du Rhône ne semblent pas montrer la présence de néominéralisations alpines. Leurs éléments détritiques sont des grains de quartz, de plagioclase, d'orthose, de microcline, de biotite détritique et parfois de pinite et d'éléments de granodiorite et de granite aplitique.

En revanche, sur la rive gauche du Rhône, il existe à certains endroits une nette chloritisation des arkoses. Nous avons pu, grâce à l'obligeance de G. AMBERGER, étudier quelques coupes minces faites dans des amas chloriteux à la base des arkoses du Trias et dans ces dernières (voir à ce sujet G. AMBERGER, thèse en préparation, Genève).

Echantillon G. A. 56.

Arkose hydrothermalement chloritisée, avec du quartz.

S. M.: Grands cristaux de quartz, zonés par des inclusions de chlorite et des granules opaques. Matrice formée de petits cristaux idiomorphes de quartz et de chlorite en rosette. La chlorite, pléochroïque, montre un allongement positif; Ng = vert foncé, Np = vert-clair; presque isotrope, 2V non mesurable; N = 1,58 à 1,6. Il s'agit d'une delessite, où le rapport Mg/Fe = 3/1 environ.

Quelques petites paillettes de séricite remplaçant une biotite complètement rubéfiée. Débris de biotite rubéfiée, de quartz porphyre. Quelques agglomérats chlorito-séricitiques. Le feldspath a complètement disparu. Il y a ici apport de quartz et de chlorite remplaçant une arkose.

D'autres plaques minces montrent un léger enrichissement de la roche en chlorite du même type de celle de l'échantillon G. A. 56.

Plusieurs auteurs parlent du métamorphisme du Trias (voir début de ce paragraphe). Il s'agit tout d'abord de s'entendre sur les termes de métamorphisme et de diagenèse.

Quoique ces deux processus aboutissent à la formation de nouveaux minéraux et appartiennent à un même groupe de phénomènes physico-chimiques, ils diffèrent essentiellement par une question de degré de transformation et souvent par leurs associations minérales. Les roches manifestement métamorphiques sont recristallisées à un degré tel qu'elles acquièrent une nouvelle texture et des associations minéralogiques nouvelles¹⁶). Les minéraux authigènes¹⁷) connus (P. G. H. BOSWELL, 1933; L. DÉVERIN, 1936) sont les suivants: plagioclases acides, microcline, orthose, quartz, zéolites, chlorite, sillimanite (?), épidote, grenat,

¹⁶) La diagenèse peut néanmoins aboutir à la recristallisation complète d'une roche, comme les calcaires, les quartzites ...

¹⁷) Certains auteurs attribuent à la diagenèse la formation des minéraux authigènes; d'autres, comme L. DÉVERIN (1936), à des symptômes de métamorphisme précoce.

staurotite, grenats riches en spessartine, oxydes de Ti, tourmaline, zircon, muscovite, biotite, carbonate. H. RAMBERG (1952, p. 140) fixe la limite diagenèse-métamorphisme à l'aide d'associations minérales: la zoïsite, la hornblende actinolitique et la serpentine, minéraux typiques de la partie la moins métamorphique du faciès des schistes verts, ne sont pas stables dans les conditions de la diagenèse. Cet auteur pense que cette limite représente la température de 100° environ.

Il est établi que la base du Trias peut contenir, dans les massifs externes, des néominéralisations de quartz, de chlorite, de zoïsite, de séricite, d'épidote, de trémolite bacillaire, d'albite, d'amphibole sodique, de stilpnomélane. Nous avons également observé, dans le Cristallin même, la présence d'amphiboles bacillaires, de veinules de clinozoïsite et de chlorite en rosette, non ployée et souvent de signe opposé à celui de la chlorite formée directement sur place de la biotite, dont nous rattachons la genèse au cycle alpin.

En conclusion, existe-t-il un métamorphisme alpin? Si on se base sur les critères minéralogiques de H. RAMBERG, il y a effectivement léger métamorphisme se situant à la limite supérieure des schistes verts. Mais si on se place au point de vue de l'importance de la recristallisation, il n'existe pas de métamorphisme proprement dit.

Conclusions

L'étude du Permo-Carbonifère et du Trias permettent d'aboutir aux conclusions suivantes:

1. Le granite de Vallorcine est anté-westphalien.
2. Il existe une rétromorphose générale, affectant tout le massif des Aiguilles-Rouges, d'âge anté-westphalien, se manifestant par la chloritisation de la biotite, la séricitisation des plagioclases, l'albitisation légère de ceux-ci dans les bords, la pinitisation toujours achevée de la cordiérite, l'ouralitisation de certains pyroxènes et la serpentinitisation des humites.
3. Il convient d'attribuer un âge post-triasique aux néoformations de chlorite, de quartz, de clinozoïsite, de minéral, d'amphiboles bacillaires ... observables dans le Cristallin et à la base du Trias. Mais il ne faut pas oublier que certaines de ces néominéralisations observées dans le Cristallin, peuvent avoir été produites lors du deuxième plissement hercynien (Permien tardif, voir chap. XI). Il semble pratiquement impossible de donner une réponse satisfaisante à ce problème.

Chapitre IX

FAILLES HERCYNiennes ET MINÉRALISATIONS ALPINES

Les grandes failles hercyniennes, auxquelles correspondent les principaux „châbles“ de la région de Fully, ont faiblement rejoué après le dépôt du Trias. En effet, elles se poursuivent généralement dans ces formations, en ne présentant qu'un petit rejet de quelques m.

Ces grands accidents ont souvent servi de chenal aux minéralisations alpines; ils peuvent être remplis de quartz filonien, de pyrite, de chalcoppyrite, de fluorine, de calcite et de chlorite. Ces minéraux peuvent se rencontrer jusqu'à la base des argilites du Trias.

Ces failles oscillent autour de deux directions principales, coïncidant avec celles observées dans les Aiguilles-Rouges suisses (G. AMBERGER, communication orale). La première direction, de loin la plus importante, varie entre N 5° E à N 20° E, la seconde entre N 10° W et N 20° E.

Exemples de ces minéralisations:

Dans les parois sous Chiboz (la limonitisation donne à la roche une patine brun-jaunâtre visible de la plaine).

Dans le châble La Sarvaz-Randonne.

Dans le torrent de Mazeimbro, etc. ...

Description d'une lame mince faite au travers d'une roche minéralisée (anciennement granodiorite):

Echantillon 86.

Origine: Torrent de Mazeimbro, cord. 113.000/576.000.

S. M.: Roche formée de quartz plus ou moins engrené. Les plagioclases sont complètement remplacés par la séricite. Amas de séricite et de quartz. Biotite également remplacée par de la séricite, ne subsistant plus que sous forme de plages remplies d'exsudats d'épidote et d'autres minéraux plus foncés, et de chlorite. L'apatite reste inchangée.

Il semble y avoir donc un apport massif de séricite et de quartz, avec élimination des éléments ferro-magnésiens. Ce processus, si on le suppose largement développé en profondeur dans tout le massif hercynien, permettrait d'expliquer le dépôt de chlorite diffuse, dans le Cristallin et le Trias, par précipitation de ces éléments ferro-magnésiens et calciques.

Chapitre X

PARTIE TECTONIQUE

Le massif des Aiguilles-Rouges a subi au moins quatre phases orogéniques successives :

1. La phase orogénique primitive (d'âge inconnu).
2. La phase orogénique ancienne (phase ségalaunienne de M. LUGEON, d'âge anté-westphalien).
3. La phase orogénique hercynienne (phase saalienne de P. STILLE, phase allobrogiennne de M. LUGEON, d'âge permien tardif).
4. La phase orogénique alpine (d'âge tertiaire tardif).

LA PHASE OROGÉNIQUE PRIMITIVE

On ne connaît que les produits d'érosion de l'antique chaîne, surélevée au cours de cette phase primitive. Ces produits (sédiments pélitiques, parfois gréseux, arkosiques ou conglomératiques, rarement marneux ou calcaires, contenant peut-être également des tufs de roches basiques), ont constitué le matériel de base du massif hercynien.

LA PHASE OROGÉNIQUE ANCIENNE

Elle est peut-être à séparer en deux épisodes distincts. Le premier épisode est caractérisé par l'enfouissement, à la limite de la mésozone et la catazone, des sédiments produits par l'érosion des reliefs dûs à la phase tectonique primitive. Ces roches, plissées pendant les processus de métamorphisme, ont acquis la structure isoclinale caractéristique des Aiguilles-Rouges visible encore à l'ouest du synclinal permo-carbonifère. Ces plissements sont très vraisemblablement contemporains des phénomènes de migmatisation (que nous pensons être plus exactement d'endomigmatisation), aboutissant à la formation de migmatites stratoïdes dans la série des Aiguilles-Rouges.

Le second épisode de cette phase orogénique ancienne est caractérisée par la montée, de style vraisemblablement diapirique, de migmatites fondamentales (= série de Fully) dans la série des Aiguilles-Rouges, sur la rive droite du Rhône surtout, à l'est du synclinal permo-carbonifère. Ces migmatites fondamentales, aboutissant dans le NE du massif à des granodiorites, ont été produites par transformation d'un pan entier de la série des Aiguilles-Rouges sans apport important de substances venues de l'extérieur; leur faciès est catazonal profond.

La formation et le déplacement de ces migmatites fondamentales ont produit divers effets dans les parties limitrophes de la série encaissante des Aiguilles-Rouges: tout d'abord une „corrosion“ et une migmatisation partielle des bords du diapir, de nombreuses „injections“ d'aprites et de granites apolitiques, une transformation des gneiss fins et cornéennes en microdiorites quartziques. A ces transformations pétrographiques s'ajoutent un effet tectonique: les roches de la série des Aiguilles-Rouges, près du contact avec la série de Fully, à l'est du synclinal permo-carbonifère, forment d'amples plis ascendants à axes ondulants et très souvent, dans le détail, s'orientant dans tous les sens (voir fig. 17 et notre carte).

Plus près du front des migmatites, dès que la migmatisation atteint les roches, celles-ci accusent un pendage de plus en plus vertical; la direction des couches change également et tend à s'aligner sur celle des migmatites. Des traces de laminage, d'étirement, d'écrasement et de déplacement de portions de roches, ainsi que des zones faillées, sont typiques de cette zone de passage.

En deçà du front des migmatites apparaissent les migmatites compactes, à traces de mouvements fluides accusant une direction assez constante et un pendage en général très fort.

Il existe une preuve de l'âge anté-westphalien de ces plis: A l'ouest du synclinal permo-carbonifère, la direction des couches carbonifères forme un angle de quelque dix degrés avec celle des couches du Cristallin; en revanche, à l'est, cet angle peut atteindre 90° (voir figure 17). Le Houiller s'étant déposé horizontalement, le socle cristallin était déjà plissé auparavant.

Il est difficile de fixer à quel intervalle de temps ces deux épisodes de la phase orogénique ancienne se sont succédé. Malgré de très mauvais affleurements, l'espace restreint à disposition et la mylonitisation produite par la phase orogénique suivante, on peut se rendre compte qu'en grand, la direction de l'écoulement diapirique, que nous pensons matérialisé par la foliation des migmatites et l'orientation grossière des enclaves (voir fig. 16), s'éloigne sensiblement de la direction générale des gneiss de la série encaissante des Aiguilles-Rouges.

En effet, la direction prédominante des gneiss des Aiguilles-Rouges est NNE, avec de fréquentes déviations vers le nord et même le nord-ouest; les gneiss de l'Arpille et du Mont-Blanc montrent une direction générale oscillant entre $N 15^\circ E$ et $N 40^\circ E$ (L. W. COLLET, N. OULIANOFF et M. REINHARD, 1952); quant aux migmatites de la série de Fully, leur direction oscille entre $N 45^\circ E$ et $N 90^\circ E$ (moyenne de nos mesures:

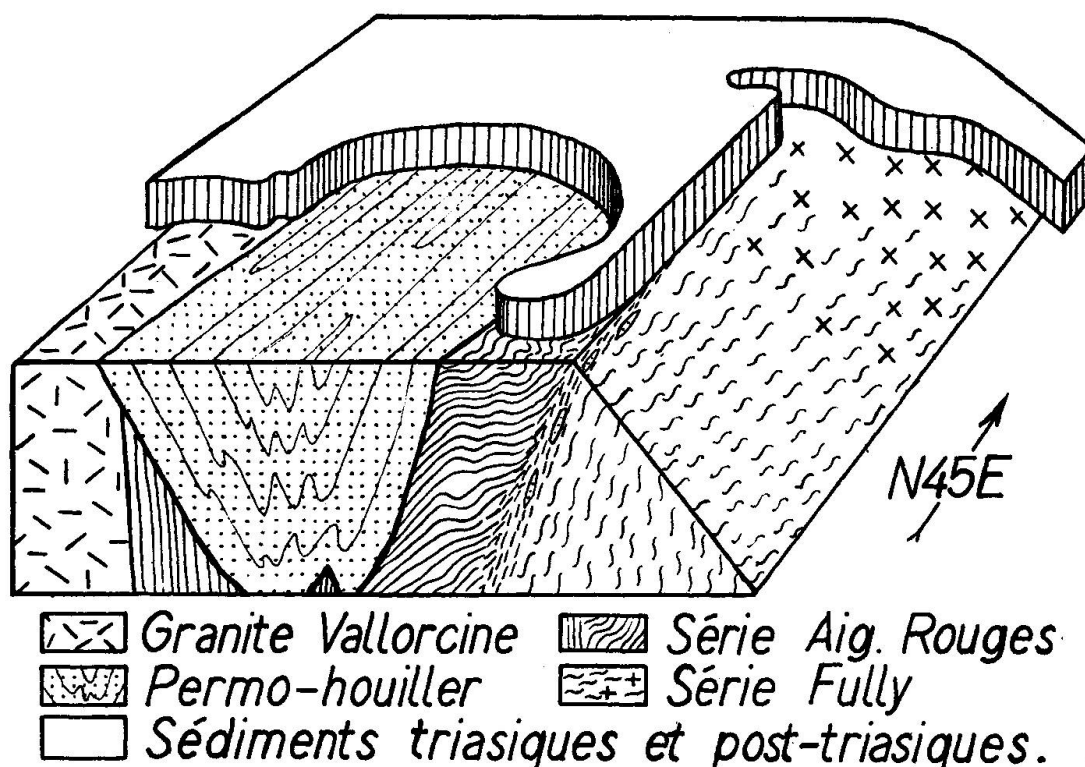


Fig. 17. Ce bloc-diagramme, de base carrée, dont les côtés sont orientés respectivement $N 45^\circ E$ et $N 45^\circ W$, figure les relations tectoniques entre la série des Aiguilles-Rouges, la série de Fully, le Permo-Carbonifère et le matériel alpin, sur la rive droite du Rhône, au coude du Rhône à Martigny. Noter les angles différents entre les couches du Permo-Carbonifère et celles du Cristallin, de part et d'autre du synclinal permo-carbonifère; les plis dans la série des Aiguilles-Rouges près du front des migmatites (traitillé); les lentilles de Permo-Carbonifère prises dans le front des migmatites, à peu près au contact entre les deux séries; les directions de foliation différentes dans les deux séries; enfin le passage des migmatites aux granodiorites (croix) dans la partie NE de la région de Fully.

$N 60^\circ E$). Ces différences de direction sont très frappantes sur la rive droite du Rhône (voir notre carte). D'autres observations semblent faire ressortir ces différences: par exemple, les roches de la grande lentille d'amphibolites, enclavées dans les migmatites de la série de Fully, montrent, au centre de celle-ci, une direction de $N 10^\circ E$; cette direction, aberrante par rapport à celle des migmatites encaissantes ($N 40^\circ E$ à $N 60^\circ E$) représente vraisemblablement l'ancienne foliation de la roche avant sa migmatitisation.

Le granite de Vallorcine est également oblique, vers l'est, par rapport à la direction générale des gneiss qui l'encaissent. Nous verrons plus loin la signification à accorder à une telle disposition (voir chap. XII)

Ce granite, post-tectonique, clôt sans doute les deux épisodes de cette phase orogénique ancienne.

Par la suite, ce matériel a été érodé. L'érosion a mis à jour la série des Aiguilles-Rouges, la série de Fully et le granite de Vallorcine. Sur la pénélaine formée se sont déposés les sédiments permo-carbonifères.

PHASE OROGÉNIQUE HERCYNIENNE (Age permien tardif)

C'est au cours de cette phase que s'est constitué le synclinal permo-carbonifère. Ses sédiments ont été violemment plissés; on dénombre, par exemple dans la région de Finhaut, six synclinaux carbonifères, dont quatre seulement possèdent actuellement encore un noyau permien (L. W. COLLET, N. OULIANOFF et M. REINHARD, 1952).

Cette phase orogénique, de style cassant pour le socle cristallin, a produit dans celui-ci une série de failles et de zones mylonitiques. Pour ce massif, elle a déroulé ses effets dans les parties superficielles de la croûte terrestre et a été peut-être accompagnée par un métamorphisme léger (épizonal) que nous n'avons pu distinguer des chloritisations et séricitisations alpines.

La direction générale de ces accidents est de N 35° E en général pour les Aiguilles-Rouges et oscille entre N 10° E et N 40° E sur la rive droite du Rhône. La zone frontière entre la série de Fully et celle des Aiguilles-Rouges a été spécialement affectée par ces mouvements: on peut en effet trouver, près du front des migmatites, cinq lentilles de Carbonifère (conglomérats, grès et arkoses parfois charbonneux et très écrasés, à ciment un peu chlorito-séricitique) pincées dans le Cristallin. L'épaisseur de ces lentilles est de quelques m au maximum; elles se perdent rapidement¹⁸⁾.

L'ampleur du rejet de ces failles et de ces zones mylonitiques est impossible à déterminer.

La différence de nature, de structure et de compacité entre les roches des séries de Fully et des Aiguilles-Rouges, expliquent les mouvements différentiels à leur contact.

Plus tard, ce matériel ancien a été de nouveau profondément érodé; sur la pénélaine nouvellement formée se sont déposés les sédiments permien tardifs, triasiques et plus jeunes.

¹⁸⁾ Un géologue de Genève, M. O. OZKOÇAK, a découvert des lentilles semblables, non signalées par N. OULIANOFF, dans les parois au-dessus de la route de Martigny à Salvan, au-dessus du point 600 m environ (massif de l'Arpille).

PHASE OROGÉNIQUE ALPINE (Fin du Tertiaire)

Cette phase tectonique, de style également cassant pour le socle cristallin, a été accompagnée par une chloritisation et une séricitisation diffuses et légères. Elle s'est également déroulée dans les parties superficielles de la croûte terrestre.

La déformation, dans les Aiguilles-Rouges suisses et françaises, n'a pas été très importante; elle s'est traduite par un bombement du massif, poussé approximativement vers le nord-ouest comme l'attestent les différentes altitudes des lambeaux d'arkoses du Trias restés soudés au socle cristallin¹⁹). Cette déformation a souvent utilisé les failles hercyniennes préexistantes, se superposant aux effets de la tectonique précédente.

Les failles, produites par cette dernière phase orogénique, montrent une direction moyenne de N 45° E et plus rarement une direction qui lui est perpendiculaire.

Le massif du Mont-Blanc a été beaucoup plus affecté que celui des Aiguilles-Rouges par cette dernière phase orogénique.

Malgré une origine sédimentaire commune, les séries des Aiguilles-Rouges et de Fully ont évolué différemment, du point de vue pétrographique et tectonique, dans la phase orogénique ancienne: la série des Aiguilles-Rouges a évolué dans la superstructure et celle de Fully dans l'infrastructure (voir à ce sujet C. E. WEGMANN, 1935; également C. E. WEGMANN, 1947, P. MICHOT, 1951).

Ces différences, qui ont encore joué un rôle au cours de la phase orogénique hercynienne, nous ont paru suffisantes pour nommer ces deux groupes de roches série des Aiguilles-Rouges et série de Fully.

Remarque au sujet de l'Arpille

N. OULIANOFF (1924) donne, pour le Mont de l'Arpille, une succession de profils, dont la tectonique est basée sur l'alignement des lentilles calcaires.

Si l'on reporte notre interprétation tectonique (voir fig. 17) sur la rive gauche du Rhône, dans le Mont de l'Arpille, on arrive à un „enracinement“ inverse des plis du Cristallin: Ceux-ci ne s'enracinent plus au sud-est, comme l'indique le profil XXI de N. OULIANOFF, mais en direction du synclinal permo-carbonifère. La brusque différence de pendage

¹⁹ Voir les études très fouillées de ces déformations dans l'ouvrage de C. BORDET (1957) pour le massif de Belledonne, et dans celui de G. AMBERGER (thèse en préparation, Genève) pour le massif des Aiguilles-Rouges.

des couches, au-dessus de Ravoire, accompagnée par une différence pétrographique très nette (passage de roches un peu migmatisées et très écrasées à des gneiss de la série des Aiguilles-Rouges), nous incline à supposer comme très probable la continuité des structures tectoniques à travers la vallée du Rhône. Néanmoins, d'après ce que nous avons pu voir, ces différences pétrographiques et tectoniques diminuent rapidement; le charriage devient latent et se termine par une concordance des couches dans la région du col de la Forelaz, où les profils de N. OULIANOFF (voir par ex. No VIII) nous paraissent tout à fait justes.

Troisième partie

Conclusions

Chapitre XI

LE MASSIF DE L'AAR-GASTERN. COMPARAISONS AVEC LE MASSIF DES AIGUILLES-ROUGES ET DU MONT-BLANC

Les principaux auteurs qui ont contribué à la connaissance du massif de l'Aar-Gastern sont les suivants (voir dans figure 1 la position que nous donnons aux séries dans ce massif):

E. TRUNINGER (1911b) présente les phénomènes de contact dans la partie W du massif de l'Aar, entre l'Urbachtal et le vallon de Gastern. Dans sa thèse de doctorat (1911a), il décrit spécialement les phénomènes intrusifs et de contact dans le vallon de Gastern.

Pour H. MORGENTHALER (1920), les granites d'Innertkirchen et les gneiss d'Erstfeld ont été formés dans des zones éloignées les unes des autres et plus tard, les seconds ont été poussés sur les premiers. Le contact est souligné par une ligne de chevauchement et une bande de Carbonifère. L'âge du chevauchement est hercynien et alpin. Cet auteur établit la chronologie suivante:

1. Précarbonifère moyen: granite de Gastern.
2. Carbonifère moyen: sédiments, intrusion du granite de l'Aar avec intrusion secondaire des granites d'Erstfeld en profondeur.
3. Carbonifère supérieur: plissements et poussées des gneiss d'Erstfeld sur les granites de Gastern.
4. Permien: Erosion.
5. Plissements post-permiens.
6. Plissements alpins.

Pour sa part, R. WYSS (1933) donne le schéma suivant :

1. Intrusion du granite d'Erstfeld (Carbonifère inférieur).
2. Premier plissement hercynien.
3. Intrusion des granites d'Innertkirchen-Gastern.
4. Deuxième plissement hercynien.
5. Intrusion du granite de l'Aar (Carbonifère supérieur).
6. Pose.
7. Plissements du tertiaire.

On trouverait dans le massif du Mont-Blanc les phases correspondantes suivantes :

1. Massif de l'Arpille = granite d'Erstfeld.
2. Massif des Aiguilles-Rouges = granite Innertkirchen-Gastern.
3. Massif du Mont-Blanc = granite de l'Aar.

E. HUGI (1934) présente dans le guide géologique suisse un profil de la route du Grimsel montrant les relations entre les gneiss d'Erstfeld et les granites de Gastern. Le contact entre ces deux formations est mécanique. La zone d'Erstfeld montre de beaux phénomènes de migmatisation, de structure fluidale, de différenciations aplitiques et pegmatitiques, et une composition chimique de caractère granodioritique; tous ces facteurs apparentent fortement cette zone à celle des granodiorites d'Innertkirchen.

H. GÜNZLER-SEIFFERT, R. WYSS et autres (1938) décrivent les relations entre les granodiorites d'Innertkirchen et les gneiss d'Erstfeld: ces derniers ne contiennent pratiquement pas de pinite; ils sont souvent plissotés et, dans leurs termes leucocrates, l'orthose prédomine sur les feldspaths calco-sodiques. On y trouve également des zones riches en enclaves d'amphibolites, formant passage avec les paragneiss du Lötschental.

L'intrusion des granites d'Innertkirchen datent d'une période comprise entre le Carbonifère inférieur et supérieur.

H. F. HUTTENLOCHER (1947) fait le point des connaissances acquises au sujet du massif de l'Aar et de toutes les séries qu'on y rencontre. La zone granitique de Gastern-Innertkirchen est formée de granites et de granodiorites; la zone gneissique d'Erstfeld est constituée d'orthogneiss granitiques, en partie avec alternances de pararoches plus ou moins schisteuses et de termes de passage.

Ces deux zones sont en liaison génétique et présentent des termes de passage: la présence d'enclaves de gneiss d'Erstfeld dans les granites de Gastern indique que le rapprochement de ces deux séries n'est pas seulement dû à des causes tectoniques, mais que ces deux complexes ont été limitrophes lors de leur formation.

Le stade final de ce cycle est caractérisé par une rétro-morphose générale. Enfin, l'auteur suppose que la haute teneur en pinite de la limite S des granites du Gastern a joué un rôle important pour les lignes de dislocation.

Ce travail fournit est une excellente vue d'ensemble de la géologie et de la pétrographie des différentes zones du massif de l'Aar.

M^{lle} E. NEIDINGER (1948) fait une étude très minutieuse, à l'aide d'analyses chimiques et du microscope, des constituants principaux de la série de Gastern, entre Kandersteg et Lauterbrunnen. L'auteur suppose que dans une série catazonale, devenue épizonale, monte lentement un granite magmatique. La lenteur de l'intrusion et les variations dans les poussées permettent des absorptions plus ou

moins complètes d'enclaves. Quoiqu'on n'observe nulle part des passages graduels entre les gneiss d'Erstfeld et le granite d'Innertkirchen, les gneiss d'Erstfeld, plus anciens, se retrouvent en enclaves dans les granodiorites d'Innertkirchen.

M. GYSIN (1952a), après un court historique, décrit la structure microscopique d'une série d'échantillons recueillis dans le vallon d'Erstfeld. Il indique en outre l'ordre probable de cristallisation des minéraux, ainsi que la composition des feldspaths de ces roches. Deux autres publications (1954 et 1952b) présentent une étude pétrographique du massif du Gastern et de celui de la Jungfrau. Cet auteur pense que ces formations ont évolué de la manière suivante (1954):

1. Orogenèse préhercynienne: Sédiments gréso-argileux, plissés et métamorphisés en paragneiss, phyllites, amphibolites, etc. ...
2. Orogenèse hercynienne: Intrusion des diorites et diorites quartziques du Gastern; intrusion des granites sodiques du Petersgrat; orthosification des roches précédentes (diorites quartziques du Gastern passant aux granodiorites, granites sodiques aux granites alcalins; paragneiss passant paragneiss granitisés ...).
3. Orogenèse hercynienne: Intrusion du granite à microcline de l'Aar.
4. Orogenèse alpine: Albitisation partielle des granodiorites du Gastern et des paragneiss granitisés de la Jungfrau.

Enfin, dans son mémoire, TH. HÜGI (1956), étudie surtout l'aspect chimique et géochimique des divers granites et gneiss du massif de l'Aar. Néanmoins, l'introduction de son travail fournit une très bonne vue d'ensemble sur les problèmes posés par les différentes séries du massif de l'Aar-Gastern.

Nous avons distingué, dans notre introduction (voir fig. 1), les unités suivantes dans le massif de l'Aar-Gastern:

1. Les granites du Gastern et du Tödi.
2. La série de Lauterbrunnen-Innertkirchen.
3. La série Erstfeld-Lötschental.
4. Les granites de l'Aar.

Examinons ici les trois premières unités.

LES GRANITES DU GASTERN ET DU TÖDI

Le granite du Gastern

Ce granite à biotite, affleurant dans la partie supérieure du vallon de Gastern, est de type intrusif.

Sur son flanc NW (pied du glacier de la Kander, tunnel du Lötschberg), il fait intrusion dans la série d'Erstfeld-Lötschental (voir à ce sujet E. TRUNINGER, 1911a, b; TH. HÜGI, 1956). Le contact du granite avec la même série du côté du Lötschental (flan SE) est toujours mécanique.

Sur le terrain, ce granite à biotite montre un grain moyen, parfois grossier. Malgré la présence de quelques nodules schisteux mélanocrates

formés de biotite et cordiérite²⁰), il est très homogène. Il peut néanmoins présenter une certaine contamination et une certaine orientation dans la région du contact avec la roche encaissante à la base du glacier de la Kander: il se charge de biotite et de cordiérite dans les filons intrusifs, provoque la formation de feldspaths isolés dans des cornéennes de contact ou offre çà et là une texture planaire. Mais cette aire de contact est très limitée.

Pétrographiquement, ce massif granitique contient en réalité plusieurs types de granites dont il ne semble pas qu'on ait jusqu'ici éclairci les relations: granites normaux, granodiorites, granites alcalins, granites sodiques, granophyres et quartz porphyres. Ces quatre derniers termes apparaissent dans le flanc SE du massif (voir M. GYSIN, 1952).

Le granite du Tödi

Ce granite est très semblable au granite du Gastern. Il montre la même composition chimique que le granite alcalin de Gastern. Il est également associé à des quartz porphyres (TH. HÜGI, 1941, 1951).

TH. HÜGI (1956) assimile le granite du Tödi et de Gastern à celui de Vallorcine. L'allure semblable de ces granites sur le terrain, le même type de nodules mélanocrates qu'on trouve inclus dans ces derniers, les mêmes types de contacts avec la roche encaissante, les mêmes contaminations en biotite et cordiérite au voisinage de ces contacts, enfin les mêmes paragenèses minérales²¹), nous inclinent également à paralléliser, sinon identifier, ces deux granites, qui se sont formés dans la catazone moyenne ou supérieure.

LA SÉRIE DE LAUTERBRUNNEN-INNERTKIRCHEN

TH. HÜGI (1956), ainsi que E. NEIDINGER (1948) et E. TRUNINGER (1911b) assimilent cette série aux granites du Gastern et du Tödi, tout en supposant que la mise en place des granites qui la constituent s'est faite à plus grande profondeur, avec une homogénéisation moindre, ce qui expliquerait leur composition chimique variable et leur très grande richesse en enclaves et en pinite.

Nos propres explorations, du Tschingelgletscher au col du Susten, nous ont montré qu'il s'agissait en réalité de granodiorites nébulitiques, contenant des passées de migmatites, de nébulites et de granodiorite

²⁰) La cordiérite est, dans le massif de l'Aar, toujours complètement transformée en pinite.

²¹) Les granites du Gastern sont néanmoins à orthose, parfois à orthose triclinique, tandis que le granite de Vallorcine est à microcline.

(voir photo 15). Ces roches, tout à fait semblables à celles de la série de Fully, constituent le prolongement naturel de cette série dans le massif de l'Aar.

Il nous semble inutile de décrire en détail ces granodiorites nébulitiques, vu leur complète identité avec les granodiorites nébulitiques de la série de Fully. Cette identité ressort notamment des faits suivants:

Mêmes structures résiduelles, en grand et en petit (traînées migmatitiques; voir photo 4), marquées par des traînées de pinite (voir par ex. fig. 12) ou de minéraux leucocrates (voir photos 15 et 4); présence de termes plus évolués à texture et structure non orientées (granodiorites); mêmes paragenèses minérales et mêmes différenciations (large développement de pinite, d'orthose blastique, de quartz et de nodules schisteux); mêmes enclaves (leptynites, gneiss dioritiques fins, microdiorites quartziques, gneiss quartzitiques, amphibolites, enclaves de migmatites plissotées à biotite et cordiérite, calcaires métamorphiques, roches à di-pyre ...; voir à ce sujet également E. NEIDINGER, 1948); mêmes compositions minéralogiques quantitatives (voir E. NEIDINGER, 1948; M. GYSIN, 1952, 1954); mêmes paragenèses et aspect sous le microscope (voir également auteurs ci-dessus); enfin, présence des mêmes granites aplitiques intrusifs à pinite (plus rares il est vrai dans la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen que dans la série de Fully) ...

La série de Lauterbrunnen-Innertkirchen est donc formée de granodiorites migmatiques encore un peu nébulitiques, formés directement, comme on peut le voir dans la région de Fully, par migmatisation fondamentale d'une série cristallophyllienne de type mésozonal à catazonal, comme l'attestent les enclaves non transformées.

En revanche, nous distinguons la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen des granites du Gastern et du Tödi pour les raisons suivantes:

1. Les granites du Gastern et du Tödi (ainsi que le granite de Vallorescine) sont du type intrusif, comme le montrent leurs contacts avec la série Erstfeld-Lötschental au Kanderfirn et à la base du Tödi, et sont homogènes; les granodiorites de la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen sont migmatiques, car elles contiennent de nombreuses traces résiduelles de leur origine, origine dont on trouve la confirmation dans la série de Fully.

2. Le cortège de granophyres et de quartz porphyres, accompagnant les granites du Gastern et du Tödi (ainsi que le granite de Vallorescine dans la région de Collonges), n'existent pas dans les granodiorites de Lauterbrunnen-Innertkirchen²²⁾ et dans la série de Fully.

²²⁾ E. HUGI (1914) a trouvé des quartz-porphyles dans la région du Tschingel-

3. Les faciès minéraux de ces deux types de granites sont différents: les granites du Gastern et du Tödi sont à biotite, les granodiorites de la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen sont très riches en biotite et pinite.

Ces deux types de granites, dont nous verrons plus loin les rapports éventuels, ont une autre signification et se sont formés à des étages différents de la croûte terrestre. C'est pour cette raison que nous les avons séparés en unités distinctes.

LA SÉRIE D'ERSTFELD-LÖTSCHENTAL

Cette série est toujours séparée de la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen par une zone mylonitique dans laquelle on a reconnu à certains endroits avec certitude du Carbonifère (voir par ex. TH. HÜGI, 1956). Les granites de Gastern font intrusion dans cette série (côté Kanderfirn) ou en sont séparés par une zone mylonitique (côté Lötschental).

Nous ne discuterons pas ici la différence que plusieurs auteurs font entre les gneiss d'Erstfeld et les paragneiss du Lötschental, différence obscure et assez arbitraire entre deux séries de schistes cristallins ayant traversé la même histoire géologique et provenant d'un même type de sédiments (H. F. HUTTENLOCHER, 1947).

Nous avons la certitude que cette partie du socle que nous avons nommée série d'Erstfeld-Lötschental est semblable à la série des Aiguilles-Rouges, pour plusieurs raisons décisives. En effet, on peut y observer:

1. Un même type de roches, représenté par des paragneiss, des gneiss divers dioritiques quartziques et granodioritiques, des traînées et lentilles d'amphibolites, des calcaires métamorphiques, des leptynites ...

2. Les mêmes enclaves et boudins leucocrates et mélanocrates, très abondants.

3. Les traînées de migmatites stratoïdes, tout à fait semblables à celles de la série des Aiguilles-Rouges, comprenant deux types: le premier constitué par des migmatites plissotées à plis symmigmatiques (comparer par ex. notre photographie des migmatites de la série des Aiguilles-Rouges, photo 13, avec celles de H. F. HUTTENLOCHER, 1947, fig. 14 et 15; voir également sur le terrain, dans le Lötschental, l'éboulement morainique d'Oberferden, au-dessus de la Kummeralp); le second type formé de roches presque grenues (voir par ex. massif de la Jungfrau, M. GYSIN, 1954, la région du Sustenpass). Pour ces migmatites stratoïdes, la question de leur origine reste posée.

gletscher, émanant sans doute du granite de Gastern et de ses satellites, dont on ne voit pas le contact avec la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen.

4. Mêmes paragenèses et faciès minéraux (recristallisation à la limite mésozone-catazone, rétromorphose postérieure).

5. La composition chimique des roches de ces deux séries est dioritique quartzique à granodioritique (voir H. F. HUTTENLOCHER, 1947; M. GYSIN, 1952a).

A ce point de la discussion, nous renvoyons le lecteur au croquis présenté en début de mémoire (voir fig. 1). Les rapprochements que nous faisons entre les diverses unités, dans les massifs de l'Aar-Gastern, des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc, y sont précisés par des figures semblables.

Chapitre XII

PERSPECTIVES ET HYPOTHESES DE TRAVAIL

Nous présentons, en vue du développement que pourraient prendre les idées exposées dans le présent travail, la chronologie de la formation des éléments constitutifs des massifs de l'Aar-Gastern, des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc.

| <i>Massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc</i> | <i>Massif de l'Aar-Gastern</i> | <i>Orogenèses, âges</i> |
|--|--|---|
| | | Phase tectonique primitive |
| Dépôt de sédiments principalement argilo-gréseux, parfois marneux ou calcaires. Tufs (?) | | Période d'érosion |
| Métamorphisme mésozonal à catazonal de ces sédiments. Endomigmatisation partielle (?) | | Phase tectonique ancienne, premier épisode |
| Formation de la série des Aiguilles-Rouges | Formation de la série d'Erstfeld-Lötschental | |
| Montée diapirique de migmatites fondamentales formées à partir du matériel des séries des Aiguilles-Rouges et de la série d'Erstfeld-Lötschental | | Phase tectonique ancienne, deuxième épisode |
| Formation de la série de Fully | Formation de la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen | |
| Intrusion du granite de Vallorcine; quelques quartz-porphyres | Intrusions des granites de Gastern et du Tödi; granophyres, quartz-porphyres | Fin de la phase tecton. ancienne |
| | Rétromorphose générale | |
| | Dépôt des sédiments permo-houillers | Période d'érosion |

| | | |
|---|--|---|
| Intrusion du granite du Mont-Blanc | Intrusion des granites centraux de l'Aar | Carbonifère sup. ou Permien inf. |
| Plissement des sédiments synclinaux pincés et de lentilles | permo-carbonifères, formation de | Phase tectonique hercynienne (Permien tardif) |
| Décollement de la série de Fully par rapport à la série des Aiguilles-Rouges | Décollement de la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen par rapport à la série d'Erstfeld-Lötschental | |
| Dépôt des sédiments d'âge permien tardif et du matériel alpin | | Période d'érosion |
| Bombement du massif des Aiguilles-Rouges. Ecrasement prononcé du massif du Mont-Blanc | Ecrasement prononcé du massif de l'Aar-Gastern. Les limites entre les séries rejoignent, l'ancienne tectonique est fortement masquée | Orogenèse alpine (fin du Tertiaire) |
| | Chloritisations et séricitisations alpines | |

Les mesures d'âge absolu seraient très intéressantes dans ces massifs et permettraient de résoudre les problèmes suivants:

1. L'âge de l'orogénèse primitive. Cet âge pourrait éventuellement se mesurer par exemple sur les galets et les éléments de conglomérats métamorphiques, empruntés à des granites, monzonites, etc. ... qu'on trouve dans certaines parties du massif de l'Aar dans la série d'Erstfeld-Lötschental (voir par ex. P. EUGSTER, 1951). Le massif des Aiguilles-Rouges ne semble pas contenir de tels conglomérats²³).

2. L'âge de la phase tectonique ancienne. Cet âge pourrait se mesurer sur les roches métamorphiques des séries d'Erstfeld-Lötschental et des Aiguilles-Rouges.

Les migmatites stratoïdes formant une partie de ces deux séries présentent sans doute le même âge de formation.

3. L'âge de formation des séries de Fully et de Lauterbrunnen-Innertkirchen.

La comparaison des deux derniers âges permettront de décider si la formation des séries de Fully et de Lauterbrunnen-Innertkirchen est due à des phénomènes ultramétamorphiques contemporains du métamorphisme des séries des Aiguilles-Rouges et d'Erstfeld-Lötschental (un seul cycle orogénique), ou bien à une migmatisation fondamentale indépendante et postérieure (manifestation d'un cycle orogénique distinct). Dans le premier cas, il faudra trouver une explication aux différences de direction entre les roches de la série des Aiguilles-Rouges et celles de la série de Fully.

4. L'âge de formation des granites de Vallorcine, de Gastern et du Tödi.

²³) La question reste encore ouverte.

Cette mesure d'âge (nous avons vu que le granite de Vallorcine est anté-westphalien) donnera peut-être des indications sur l'origine de ces granites. De nombreux auteurs (tel par ex. TH. HÜGI, 1956) pensent que le granite de Gastern est issu d'un magma qui, fortement contaminé par la roche encaissante, a donné les granodiorites de la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen. Nous proposons l'hypothèse de travail inverse: les granodiorites de la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen (de la série de Fully) sont migmatiques et originels; les granites de Gastern (de Vallorcine, du Tödi) en sont peut-être le prolongement intrusif dans une partie plus élevée de la croûte terrestre. Dans ce cas, ces granites sont légèrement plus récents que les granodiorites de la série Fully-Lauterbrunnen-Innertkirchen. A l'appui de cette hypothèse, on constate que les granodiorites de cette dernière série ont souvent la même composition minéralogique quantitative que certains granites du Gastern et certaines parties du granite de Vallorcine (voir début de notre travail et M. GYSIN, 1952 b), la cordiérite en moins. D'autre part, certains faciès contaminés des granites de Vallorcine et de Gastern font penser aux granodiorites migmatiques de la série Fully-Lauterbrunnen-Innertkirchen (feldspaths ovoïdes, nodules à pinite, nodules mélanocrates...); on observe également que certaines granodiorites à texture planaire, affleurant dans les parties orientales du Mont de l'Arpille et situés à la terminaison de la série de Fully, ressemblent étrangement à certains faciès à texture planaire du granite de Vallorcine. Enfin, le granite de Vallorcine et les roches de la série de Fully ont une direction oblique vers l'est par rapport à celle des roches de la série des Aiguilles-Rouges.

Mais il est très possible également que ces ressemblances, en partie subjectives, soient absolument fortuites, et que les roches de ces deux formations n'aient aucun rapport direct.

5. L'âge absolu du granite de l'Aar et du Mont-Blanc. Ces granites semblent pouvoir être parallélisés (même faciès minéral, mêmes paragenèses minérales, mêmes aspects sur le terrain, même type intrusif, mêmes compositions chimiques). P. EUGSTER (1951) et F. SIGRIST (1947), se basant sur de bons arguments, pensent que ces granites ont fait intrusion au Carbonifère supérieur ou au Permien inférieur.

Citons, pour clore ces questions géochronologiques, l'opinion de J. JUNG (1953). Cet auteur, étudiant les massifs hercyniens français, constate qu'ils présentent deux types de séries cristallophylliennes: les premières, d'âge infra-cambrien, passent en concordance à une couverture paléozoïque non métamorphique, s'étendant du Cambrien au Dinantien (Pyrénées, Cornouailles, Limousin, Ardennes, Maures, Belledonne, Grand

Paradis, Cévennes); les autres séries cristallophylliennes sont recouvertes en discordance par du Dévono-Dinantien (Auvergne, Lyonnais, Morvan, Vosges, Mercantour), non métamorphique. J. JUNG montre que dans le premier type, les ectinites sont constituées par des micaschistes supérieurs, inférieurs et gneiss supérieurs; dans le second type, l'érosion a découvert les ectinites des micaschistes inférieurs aux gneiss inférieurs. Il ne semble pas exister de solution de continuité entre ces deux types d'ectinites.

Le massif des Aiguilles-Rouges et le massif de l'Aar sont pratiquement à cheval sur ces deux zones définies par J. JUNG.

Enfin, cet auteur exprime l'opinion qu'il semble exister, en France, deux migmatisations ou plus: une infra-cambrienne, une ou plusieurs autres plus récentes, se développant au cours du Paléozoïque. Il est possible que ces cycles se soient manifestés dans les massifs des Aiguilles-Rouges et de l'Aar-Gastern.

Note ajoutée en fin de rédaction

Notre manuscrit était déjà terminé lorsque parut la thèse de J. BELLIÈRE: „Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles-Rouges“ (Ann. Soc. Géol. Belgique, T. LXXXI, mémoires, 1957—1958, p. M1).

Ce travail, couvrant une section importante des Aiguilles-Rouges françaises et, du point de vue pétrographique, fort approfondi, apporte entre autres des confirmations, solidement étayées par des observations de terrain et des analyses chimiques, aux hypothèses d'endomigmatisation que nous avons formulées au sujet de la genèse des migmatites stratoïdes des Aiguilles-Rouges en Suisse.

Bibliographie

- BELLIÈRE, J. (1951): Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont-Blanc. Ann. Soc. Géol. Belgique, LXXII, p. B 195.
- (1957): Les équilibres minéralogiques alpins dans le massif du Mont-Blanc (Hte Savoie). Ann. Soc. Géol. Belgique, LXXIV, p. B 143.
- BORDET, C. (1957): Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne. Thèse, Paris.
- BOSWELL, P. G. H. (1933): On the mineralogy of sedimentary rocks. Ed. Thomas Murby and Co., London.
- CHARPENTIER DE, M. (1836): Esquisse géologique des environs de Lavey.
- COLLET, L. W., OULIANOFF, N. et REINHARD, M. (1952): Notice explicative de l'Atlas Géol. suisse, feuille 525 Finhaut.

- COLLET, L. W. et REINHARD, M. (1920): Relation entre le massif des Aiguilles-Rouges et de l'Arpille. Arch. Sc., Genève, 37/1, p. 33.
- CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1922): Recherches géologiques dans la partie SW du massif des Aiguilles-Rouges. C. R. XIII^e Congr. géol. international, Belgique.
- (1923): Sur certains caractères du plissement hercynien de la région de Servoz-les Houches. C. R. Acad. Sc., Paris, 28 mai.
- (1924): Relations entre les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. Ibidem, 178, p. 1296.
- (1925): Deux systèmes de filons dans le massif du Mont-Blanc. C. R. Soc. Géol. France, p. 202.
- (1926a): Sur les éléments des deux tectoniques, hercyniennes et alpines, observables dans la protogine du Mont-Blanc. C. R. Acad. Sc., 182, p. 935.
- (1926b): Continuité de la tectonique hercynienne dans le massif du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. Bull. Soc. Géol. France, 25, p. 541.
- (1926c): Les centres éruptifs et mécaniques de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont-Blanc. Bull. Soc. Géol. France, (4), 26, p. 153.
- (1927): De la différence et de la ressemblance entre les schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix. Bull. Soc. Géol. France (4), 27, p. 267.
- (1927—1934): Carte géologique du Massif du Mont-Blanc, partie française, 1 : 20 000. Feuilles Servoz-les Houches, Chamonix, Les Tines, Vallorcine, La Tour, Argentières, Mont Dolent.
- (1928a): Les roches basiques de la région du lac Cornu (Aiguilles-Rouges) et la question de leur origine. Bull. Soc. Géol. France (4), 28, p. 43.
- (1928b): Massif du Prarion et le synclinal complexe de Chamonix. C. R. Acad. Sc., 186, p. 244.
- (1929): Zone mylonitique à orientation hercynienne dans le massif du Mont-Blanc. C. R. Acad. Sc., 188, p. 642.
- (1930): Quelques résultats de recherches géologiques dans le massif de l'Aiguille-Verte. C. R. Soc. géol. France, 7, p. 52.
- (1934): Signification tectonique des filons de quartz dans les massifs granitiques. C. R. Soc. géol. France, 8, p. 101.
- DEICHA, G. (1949): Séricitisation dans le sédimentaire du synclinal complexe de Chamonix. C. R. Soc. géol. France, 12, p. 248.
- (1949): Méthode d'Earl Ingerson, appliquée à la comparaison du volume du libelle à celui de l'inclusion, dans les inclusions des minéraux. Bull. Soc. franç. Min. Crist., 72, p. 355.
- DÉMAY, A. (1942): Microtectonique et tectonique profonde. Mem. Carte géol. France.
- DÉVERIN, L. (1936): Symptômes de métamorphisme précoce dans les roches sédimentaires. Formation de silicates authigènes. Bull. Soc. vaud., Sc. nat., 59 (239), p. 41.
- (1938): Composition minéralogique d'un calcaire à silicates dans la bordure du massif du Bergell. Gisements de humite sur le territoire suisse. Actes S. H. S. N., 1937, p. 136.
- DHELLEMMES, R. (1934): Etude géologique du massif cristallin des Aiguilles-Rouges. Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, XXXII, p. 67.

- DUPARC, L. et MRAZEC, R. (1898): Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc. Mém. Soc. Phys. et Hist. nat., Genève, 33.
- ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE DE GÉOLOGIE (1955): Les échanges de matière au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques, Nancy. No hors série des „Sciences de la Terre“.
- EUGSTER, P. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiete des Val Russein. Bull. Suisse Min. Pétr., XXXI, p. 1.
- FAVRE, A. (1867): Recherches géologiques dans les parties de la Savoie voisines du Mont-Blanc.
- FOURNET, M. (1846): Coupe géologique de Martigny à Evionnaz. Ann. Phys. et Nat., Lyon, IX, p. 1.
- GERLACH, H. (1871): Mat. Cart. Géol. Suisse, 9—10.
- GIGNOUX, M. (1946): Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs cristallins de la zone alpine externe. Bull. Soc. géol. France (5), XVI, p. 631.
- GOLLIEZ, P. (1893—1896): Eclogae geol. Helv., 4, p. 106.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H., WYSS, R. et autres (1938): Atlas géol. suisse. Feuille 396 Grindelwald.
- GYSIN, M. (1952a): Contribution à l'étude des gneiss d'Erstfeld. Arch. Sc., Soc. Phys. Hist. Nat., Genève, 5/5, p. 269.
- (1952b): Contribution à l'étude du Cristallin de Gastern. Ibidem, 5/5, p. 278.
- (1954): Contribution à l'étude pétrographique du Cristallin de la Jungfrau. Mat. Carte Géol. Suisse, N. S. 98.
- (1956): Les feldspaths potassiques du granite de Mazeimbro, Valais. Arch. Sc., Genève, 9/3, p. 335.
- (1957): Sur l'existence „d'orthoses tricliniques“ dans certaines roches de l'Himalaya du Népal. Bull. Suisse Min. Pétr., 37/1, p. 160.
- GYSIN, M. et LOMBARD, A. (1955): Esquisse géologique du massif du Cho-Oyu (Himalaya du Népal). Eclogae geol. Helv., 48/2.
- HUGI, E. (1914): Kontaktschollen in Gneiss des oberen Lauterbrunnentales. Eclogae géol. Helv., 13, p. 359.
- (1934): Guide géol. suisse, IX, excursions 45—52, p. 672.
- HÜGI, TH. (1941): Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Bull. Suisse. Min. Pétr., XXI, p. 1.
- (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. Mat. Carte Géol. Suisse, N. S. 94.
- HUTTENLOCHER, H. F. (1947): Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. Mitt. Natf. Ges., Berne, N. S. 4, p. 85.
- JUNG, J. (1953): Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes dans les massifs hercyniens français. Bull. Soc. géol. France, 6 sér./III, p. 329.
- JUNG, J. et ROQUES, M. (1936): Les zones d'isométamorphisme dans les terrains cristallophylliens du Massif Central français. Trav. Lab. Géol. Univ. Clermont, I/4.
- (1952): Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Bull. Carte géol. France, 50 (235).
- JONES, O. T. (1948): On the so-called metamorphism of the Trias in the Alps. Geol. Mag., LXXXV/6, p. 333.

- KETTERER, E. (1912): Das Massiv der Arpille und die Kohlenmulde von Salvan. Thèse, Fribourg.
- KRUMMENACHER, D. (1957): Premières observations sur la géologie et la pétrographie du Cristallin de la Montagne de Fully. Arch. Sc. Genève, 10/4, p. 599.
- LAFFITTE, P. (1957): Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson et Cie, Paris.
- LAPADU-HARGUES, P. (1945): Apports chimiques dans certaines séries cristallophylliennes. Bull. Soc. géol. France (5), XV/1, p. 255.
- LUGEON, M. (1916): Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles-Rouges. C. R. Acad. Sc., Paris, 162, 1916.
- (1946): A propos du prétendu métamorphisme de Trias autochtone alpin. Bull. Soc. géol. France, 5^e série, XVI, p. 609.
- LUGEON, M. et ARGAND, E. (1937): Notice explicative de la Feuille 485, Saxon-Morcles.
- LUGEON, M. et M^{me} JEREMINE, E. (1913): Sur la présence de bandes calcaires dans la partie suisse des Aiguilles-Rouges. C. R. Acad. Sc., Paris, 156, p. 1473.
- MEYER, J. (1916): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv des Aiguilles-Rouges. Eclogae geol. Helv., XVI, p. 46.
- MICHOT, P. (1951): Essai sur la géologie de la catazone. Bull. Acad. royale de Belgique, 5^e série, XXXVII, p. 260.
- (1956): La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. Ann. Soc. géol. Belgique, LXXX, p. B 19.
- (1957): Phénomènes géologiques de la catazone profonde. Geol. Rdsch. 46/1, p. 147.
- MORGENTHALER, H. (1920): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. Thèse, Berne.
- NEIDINGER, E. (1948): Petrographische Untersuchungen im oberen Lauterbrunnental. Inaug.-Diss., Bern.
- NIEUWENKAMP, W. (1956): Géochimie classique et transformiste. Bull. Soc. Géol. France, 6/6 (4—5), p. 407.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W. et JÄGER, E. (1956): Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibole als Neubildungen der alpinischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs. Eclogae geol. Helv., 49/2, p. 469.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., et WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, sér. géotechnique, XIV.
- OULIANOFF, N. (1924): Le massif de l'Arpille et ses abords. Mat. Carte Géol. Suisse, N. S., 54.
- (1934): Guide géologique de la Suisse, p. 121.
- PARÉJAS, E. (1922a): Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles-Rouges. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat., No 39, 7, p. 374 (Genève).
- (1922b): La structure de l'extrémité SW du Mont-Blanc. C. R. Soc. Phy. Hist. Nat., 39/1 (Genève).
- (1925): La tectonique du Mont Joly. Eclogae geol. Helv., XIX/2, p. 47.
- PERRIN, R. (1940): Observations de métamorphisme dans le Mésozoïque des Alpes françaises et remarques. C. R. Soc. Géol. France, 5, p. 37.

- PERRIN, P. et ROUBAULT, M. (1941): Observations d'un front de métamorphisme régional. Bull. Soc. géol. France, 5/11, p. 183.
- (1944): Nouvelles observations sur la carrière de Feug (Hte Savoie). C. R. Soc. Géol. France, 11, p. 125.
- (1945): Observations de métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au lac de la Girotte. Bull. Soc. géol. France, 5/XV, p. 171.
- (1950): Metamorphism of the Trias in the Alps. Geol. Mag., LXXXVII, 2, p. 89.
- RAGUIN, E. (1957): Géologie du Granite, 2^e éd. Masson et Cie, Paris.
- RAMBERG, H. (1952): The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago Press.
- RANKAMA, K. et SAHAMA, T. G. (1950): Geochimistry, Chicago Press.
- READ, H. H. (1957): The Granite Controversy. London (Thomas Murby and Co.).
- REINHARD, M. et PREISWERK, H. (1927): Über Granitmylonit im Aiguilles-Rouges-Massiv. Verh. Natf. Ges. Basel, XXXVIII, p. 188.
- RENEVIER, E. (1890): Mat. Carte Géol. Suisse, 16.
- REYNOLDS, D. L. (1947): On the relationship between „Fronts“ of regional Metamorphism and „Fronts“ of Granitisation. Geol. Mag., LXXXIV/2, p. 106.
- ROUBAULT, M. et BORDET, C. (1947): Sur l'existence d'une minéralisation post-triasique à Roselend. C. R. Soc. géol. France, 15, p. 321.
- SEDERHOLM, J. J. (1907): Om granit, och gneiss. English summary. Bull. Soc. géol. Finlande, 23.
- (1926): The region around the Barösundsfjärd W of Helsingfors and neighbouring areas. Bull. Comm. géol. Finlande, 77.
- SIGRIST, F. (1947): Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassivs. Bull. Suisse Min. Pétr., XXVII, p. 39.
- STUDER, H. (1834): Geologie der westlichen Schweizer Alpen.
- TRÖGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Verlag der Min. Ges., Berlin.
- (1938): Eruptivgesteinsnamen. Fortschritte Min. Krist. und Petr., 23, p. 41.
- TRUNINGER, E. (1911a): Geologisch-petrographische Studien am Gasternmassiv. Inaug.-Diss., Bern.
- (1911b): Kontakmetamorphe Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs (Gasternmassiv). Eclogae geol. Helv., XI/4, p. 484.
- WEGMANN, C. E. (1930): Sur le diapirisme. Bull. Soc. Géol. Finlande, No 92/III, nov. 1930, p. 58.
- (1932): Note sur le boudinage. Bull. Soc. géol. France, 5/2, p. 477.
- (1935): Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch., XXVI/5, p. 306.
- (1947): Note sur quelques problèmes de tectonique superposée. C. R. Soc. géol. Finlande, XX, p. 223.
- WYSS, R. (1933): Petrographisch-geologische Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet. Beitrag zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. Mitt. Natf. Ges., Berne, 1932, p. 1.

PHOTOGRAPHIES HORS-TEXTE

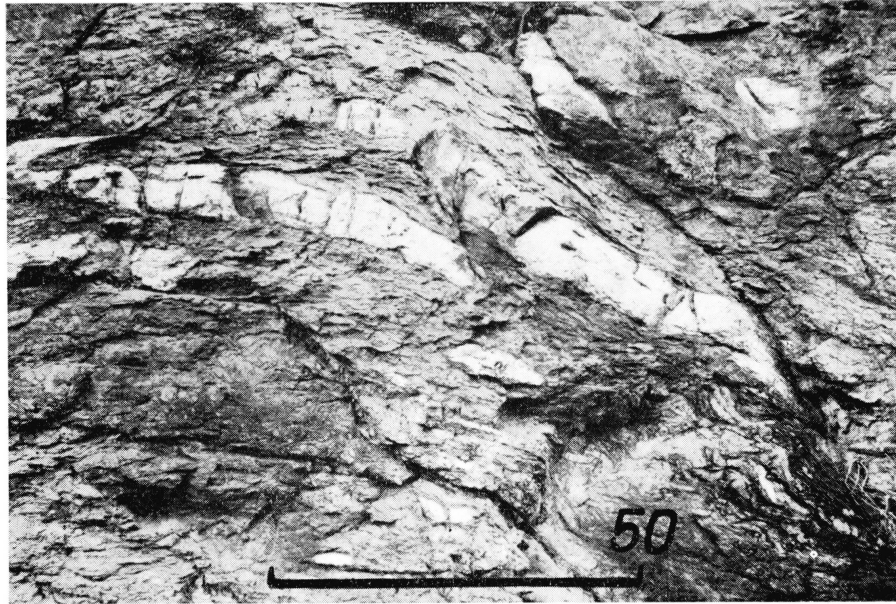


Photo 1. *Boudins* de gneiss quartzitique à biotite dans les gneiss de la série des Aiguilles-Rouges. Origine: Route Martigny-Salvan, point 715 m. (Echelle en cm)

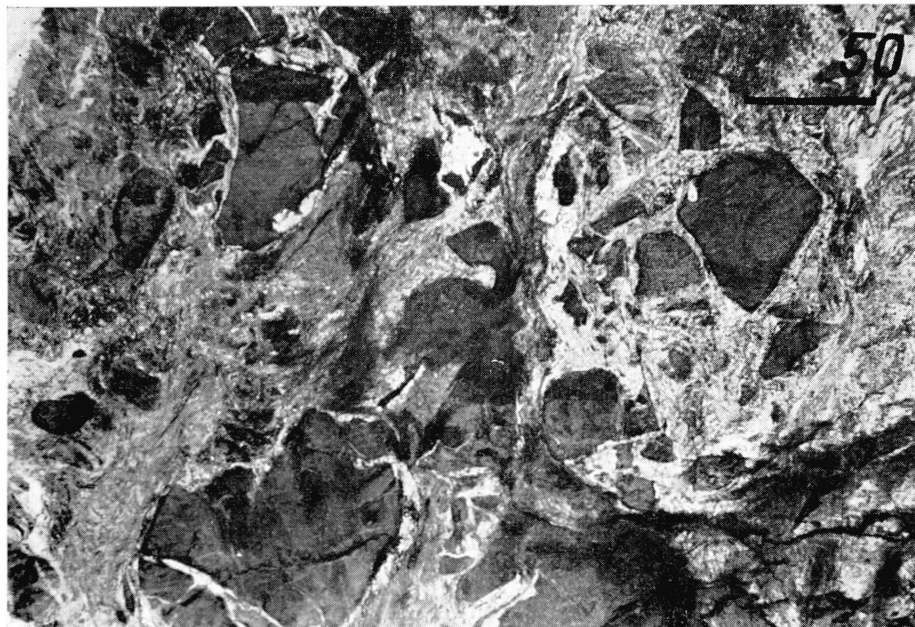


Photo 2. *Agmatite*. Sorte de „brèche éruptive“, formée d'éléments souvent anguleux d'amphibolite massive à texture non orientée (échantillon 94), noyés dans une matrice migmatique. La basicité de ces enclaves engendre autour d'elles des produits de différenciation leucocrate, souvent pegmatitiques. Origine: Torrent de Mazeimbro, point 635 m. (Echelle en cm)

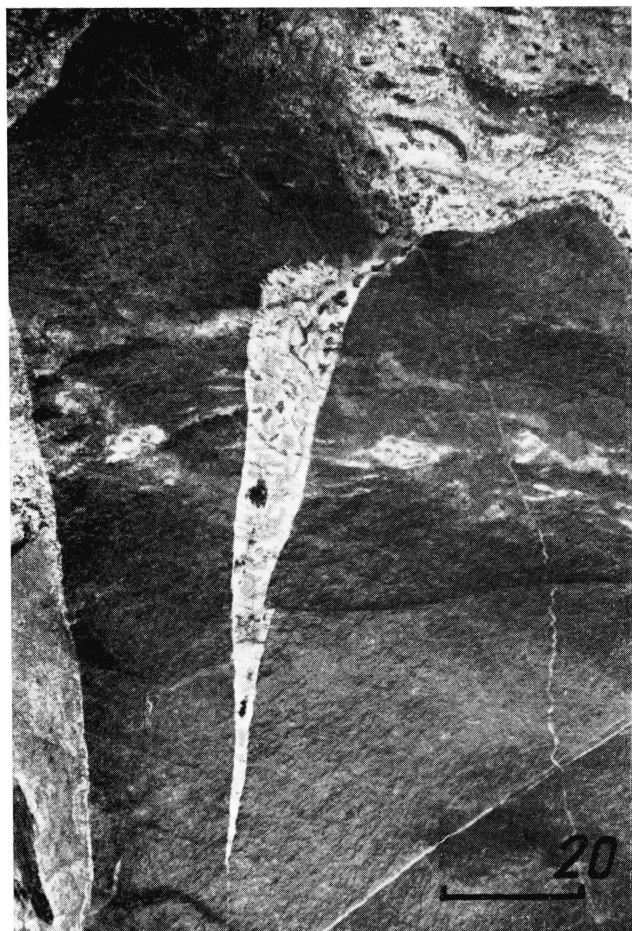


Photo 3. *Détail d'une des enclaves* formant le faciès agmatite de la photographie précédente (photo 2). Pegmatite granodioritique de différenciation leucocrate (avec de la tourmaline) entourant ces amphibolites massives à texture grenue (échantillon 94). Il est difficile de se rendre compte avec certitude si ces pegmatites se sont forcées un passage par intrusion, ou si elles remplissent des fissures produites par l'„incompétence“ de cette roche dans les migmatites en mouvement, ou encore quelle est la part réelle de la corrosion chimique. Origine: Torrent de Mazeimbro, point 635 m. (Echelle en cm)

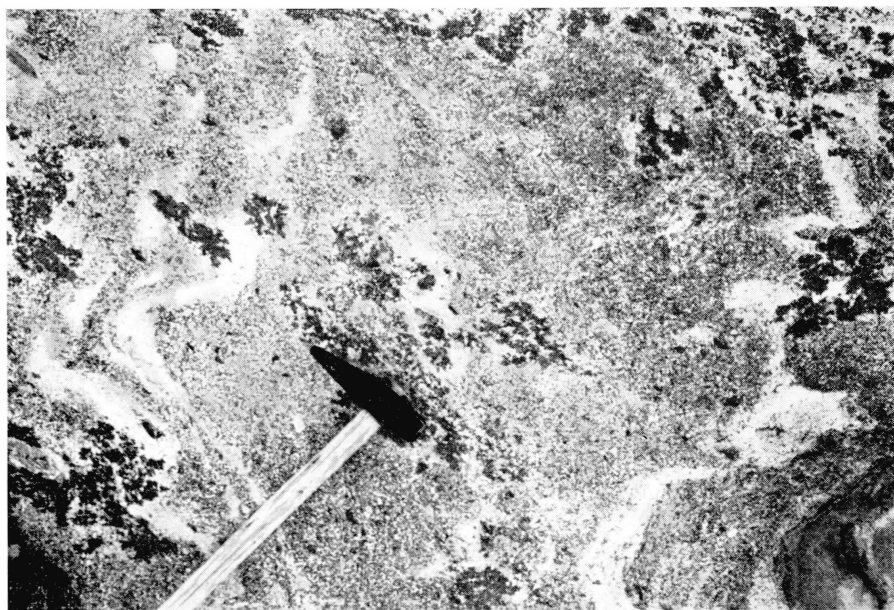


Photo 4. *Roche intermédiaire entre les granodiorites nébulitiques et les nébulites* (le contraste a été augmenté par procédé photographique). Quelques traînées granodioritiques leucocrates marquent encore l'ancienne hétérogénéité de la roche, dans une matrice à texture presque isotrope. Noter l'abondance de la pinité (taches sombres). Origine: Base du Tschingelgletscher.

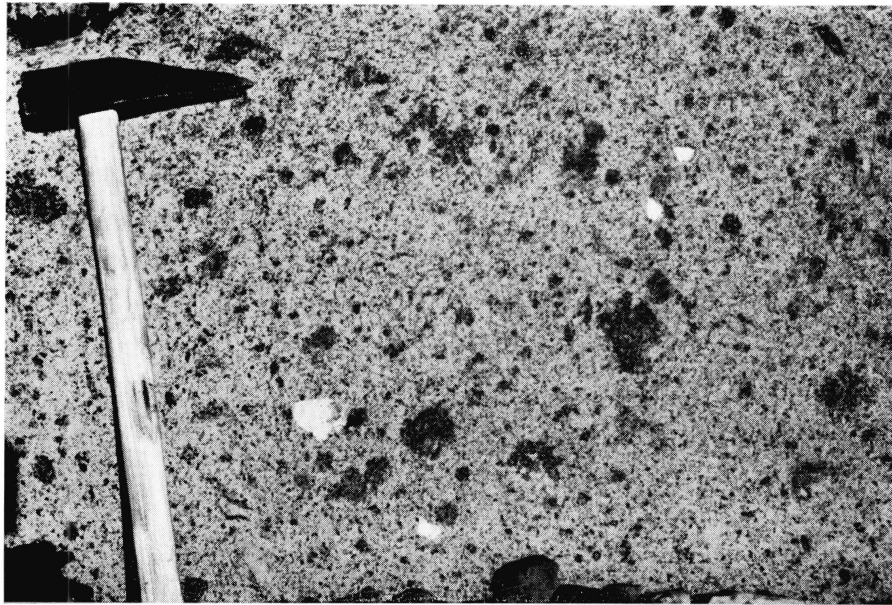


Photo 5. *Granodiorite*. Noter la texture presque non orientée de cette granodiorite migmatite. On observe des petits prismes et des grands nodules de pinité, les feldspaths blastiques ovoïdes (ils sont ici de petite taille). Origine: Cône de déjection du torrent de Mazeimbro.

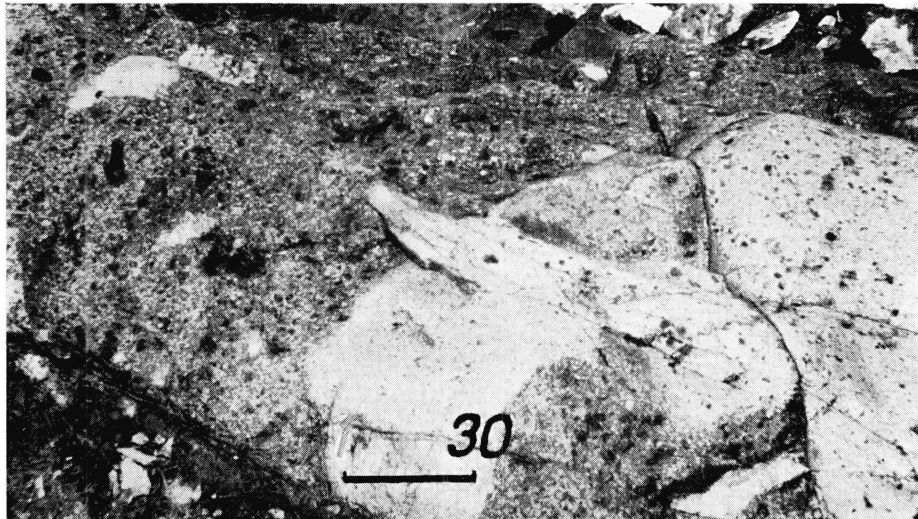


Photo 6. *Granite aplitique*. Contact de granite aplitique (en clair) contaminé par des nodules à cordiérite, avec une granodiorite (en gris). Le granite aplitique donne l'image d'une corrosion de la granodiorite (voir paragraphe réservé aux relations des granites aplitiques avec les roches encaissantes, chap. IV). Noter la présence en haut à gauche d'un grand feldspath blastique. Origine: Torrent de Mazeimbro, point 1065 m. (Echelle en cm)



Photo 7. *Migmatization* („granodioritisation“) d'une microdiorite quartzique. Cette roche est envahie par des nuages de feldspaths à grain plus grossier que celui de la roche, par un processus analogue à celui conduisant aux „dents de cheval“. Cette transformation aboutit (centre de la photo) à des granodiorites à pinite par blastogénèse. Noter la formation de nodules schisteux à biotite-cordiérite (extrémité de la flèche, partie gauche en haut). Les parties non migmatisées ont tendance à s'isoler et à s'entourer de matière leucocrate, comme l'enclave de forme bizarrement géométrique en bas à droite de la photographie. Comparer avec la photo 12: dans cette dernière, on observe un mode différent d'assimilation, où les mouvements mécaniques semblent jouer un rôle plus important. Origine: Torrent de Mazeimbro, point 700 m environ. (Echelle en cm)



Photo 8. *Enclave arrondie de gneiss quartzitique fin à diopside et amphibole*, dans une granodiorite à biotite et pinite. Noter les différents rejets produits dans l'enclave par de petites failles. (Echelle en cm)

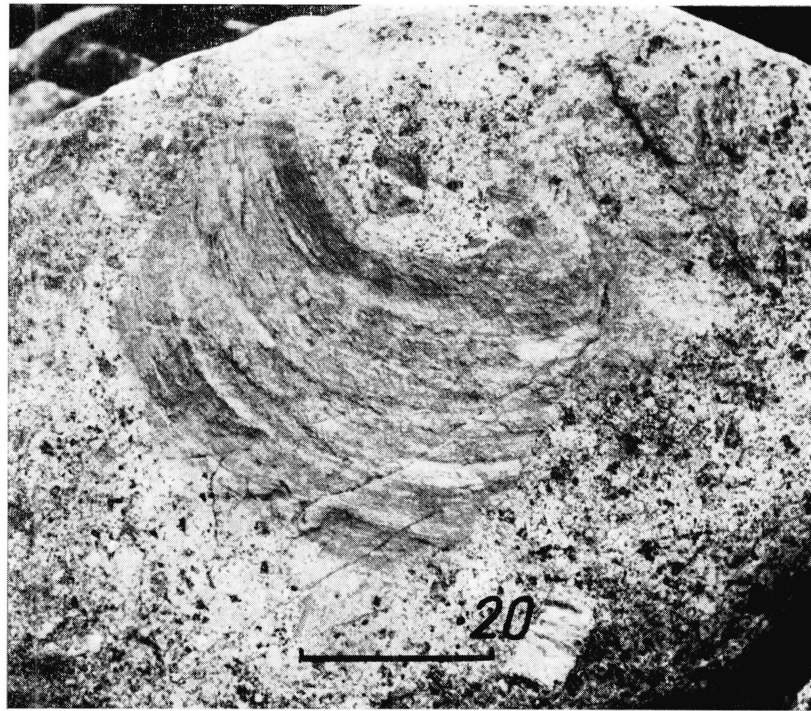


Photo 9. *Enclave ployée de gneiss fin dioritique quartzique à biotite dans une granodiorite à biotite et pinite. Origine: Cône de déjection du torrent de Mazeimbro. (Echelle en cm)*

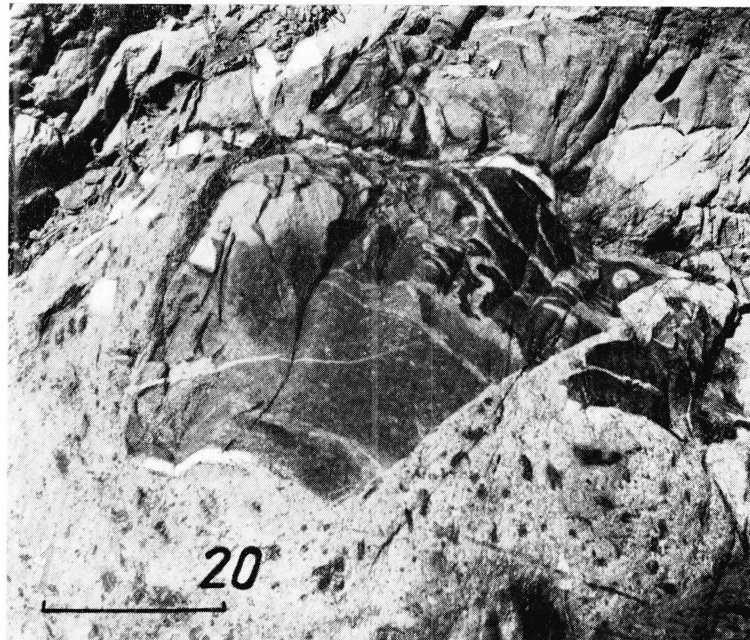


Photo 10. *Enclave d'une roche intermédiaire entre un gneiss dioritique fin à amphibole (texture encore anisotrope) et une microdiorite quartzique à biotite et amphibole, avec quelques plagioclases porphyriques apparaissant comme des petits points blancs dans l'enclave. La roche encaissante est une granodiorite à biotite et pinite. Noter l'enrichissement en minéraux mélancrates, dans la partie supérieure de l'enclave et les différenciations leucocrates. Torrent de Mazeimbro, point 1075 m. (Echelle en cm)*



Photo 11. *Enclave de gneiss-migmatite plissoté* en voie de transformation en granodiorite nébulitique. Autour de cette enclave, on constate un enrichissement en nodules de cordiérite. Origine: Base du Tschingelgletscher. Cette enclave n'est pas chargée d'éléments mélanocrates, comme le sont souvent les enclaves de ce type.

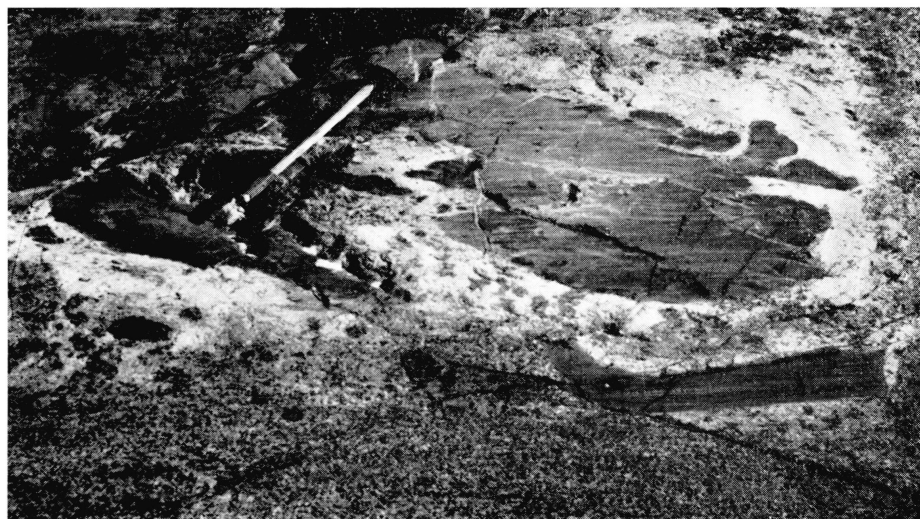


Photo 12. *Assimilation d'une grande enclave de microdiorite quartzique*, dans des granodiorites nébulitiques. La roche est sectionnée en sortes d'enclaves plus ou moins allongées, s'orientant parallèlement à la direction de fluidalité des granodiorites nébulitiques. Noter autour des enclaves des différenciations leucocrates, tachées de pinite. Comparer ce processus de transformation et d'assimilation avec celui de la photo 7. Le processus de la photo 12 est intermédiaire entre le processus formant les agmatites (photo 2) et un vrai boudinage. Origine: Base du Tschingelgletscher.

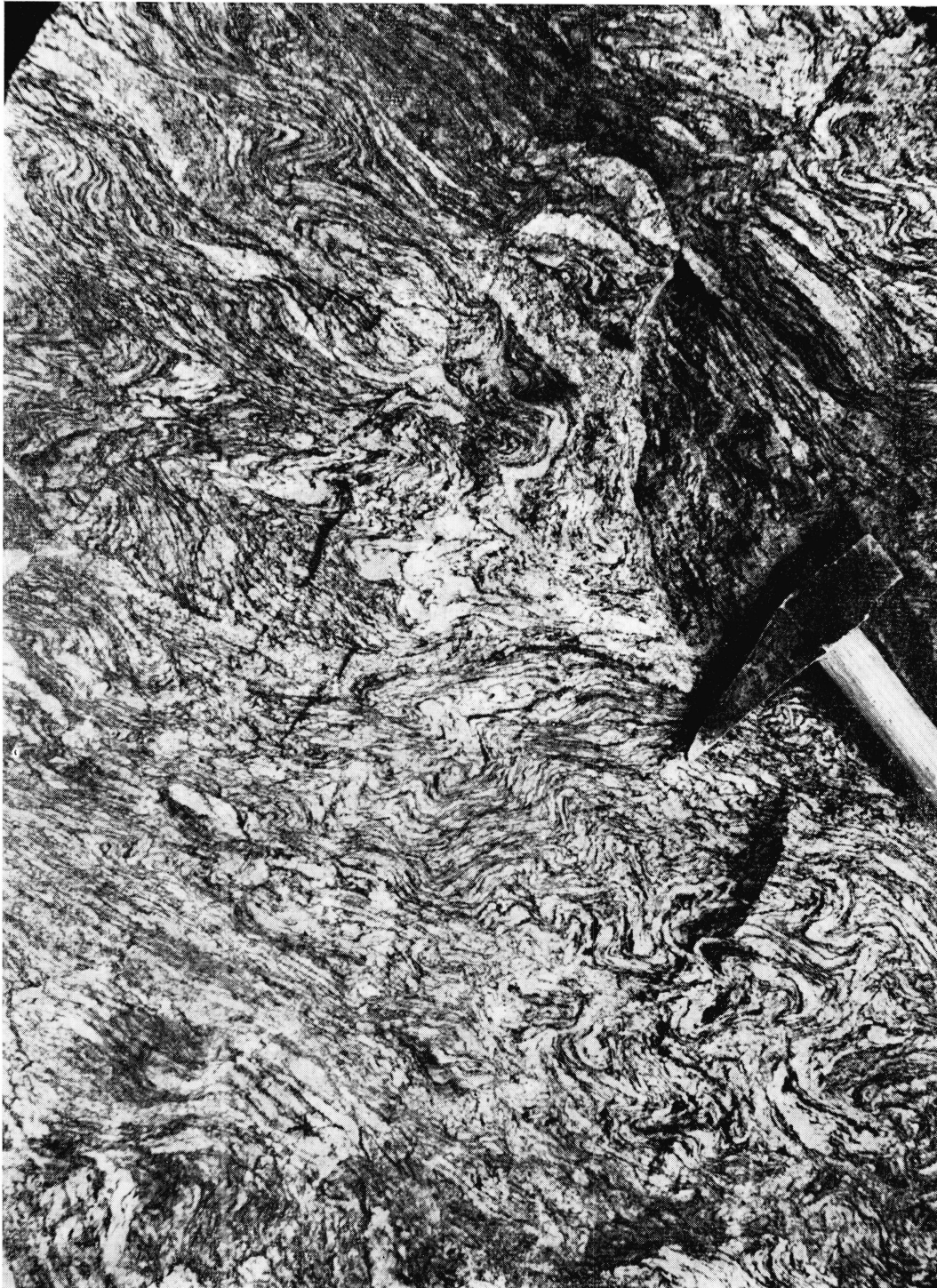


Photo 13. *Exemple de migmatites stratiformes à plis symmigmatiques de la série des Aiguilles-Rouges, sans doute formées par endomigmatation. Composition monzonitique quartzique, à deux micas, riche en biotite. Voir dans le texte la description microscopique de ces migmatites (échantillon 262), ainsi qu'un dessin des relations entre les minéraux (voir fig. 3). On reconnaît, à côté de plissotés très plastiques, des traces de cassures plus ou moins effacées ou comblées par du matériel quartzo-feldspathique (voir par exemple à l'aplomb du marteau), des sortes de microplis-faille anastomosées. Origine: Route Van-d'en-Bas à Van-d'en-Haut, point 1365 m. (Au-dessus de Salvan.)*



Photo 14. *Migmatite fondamentale de la série de Fully*. Cette photographie constitue un exemple caractéristique de la série de Fully. On remarque: la présence de trainées à texture peu orientée, contenant de la pinitte et des petites enclaves schisteuses à biotite et cordiérite; des trainées et des „filets“ formés de biotite et de cordiérite, donnant à l'ensemble un aspect fluïdal très marqué; la présence de trois boudins issus d'une même couche, ayant une partie plus leucocrate au centre; remarquer les relations entre la position de ces boudins et les filets mélanocrates qui les entourent; on remarque encore un filon de granite aplitique se terminant brusquement; en réalité, il se poursuit en dehors du champ de la photographie; on peut voir que cet arrêt brusque correspond à une faille, disparue maintenant; ce fait montre que le granite aplitique fait partie de la migmatitisation; noter enfin les très minces filons sillonnant la roche et semblant servir de „chenal“ au granite aplitique. Origine: Torrent de Ma-zimbro, point 640 m. (Échelle en cm)



Photo 15. *Type de granodiorite nébulitique* formant de loin la plus grande partie de la série de Lauterbrunnen-Immertkirchen, de Lauterbrunnen au col du Susten. Le contraste est augmenté par procédé photographique. Traînées granodioritiques leucocrates, traînées de nodules et prismes de cordiérite, entourés généralement par un petit „front“ leucocrate. Origine: Base du glacier du Tschingel.

