

# Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen (Canton d'Uri)

Autor(en): **Liechti, Henri**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **13 (1933)**

Heft 2

PDF erstellt am: **26.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-14085>

## Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen (Canton d'Uri)

Par *Henri Liechti* à Berne

## Table des matières

|                                                             | Page |
|-------------------------------------------------------------|------|
| Avant-propos . . . . .                                      | 492  |
| Introduction . . . . .                                      | 492  |
| I. Pétrographie . . . . .                                   | 493  |
| 1. Le granite central . . . . .                             | 493  |
| a) Contact et facies bordier . . . . .                      | 493  |
| b) Granite normal . . . . .                                 | 494  |
| c) Lentilles basiques du granite . . . . .                  | 497  |
| 2. Produits de différenciation . . . . .                    | 498  |
| a) Microgranites . . . . .                                  | 499  |
| b) Lamprophyres . . . . .                                   | 501  |
| c) Aplites . . . . .                                        | 503  |
| 3. Enclaves du granite . . . . .                            | 503  |
| a) Gabbrodiorite. — Schöllenen . . . . .                    | 503  |
| b) Gabbrodiorite métamorphique. — Vord. Feldschyn . . . . . | 505  |
| c) Amphibolite. — Dammagletscher . . . . .                  | 505  |
| d) Roche à feldspath et biotite. — Lochberg . . . . .       | 506  |
| 4. Caractères pétrographiques . . . . .                     | 507  |
| II. Tectonique . . . . .                                    | 512  |
| 1. Introduction à l'étude tectonique . . . . .              | 512  |
| 2. Méthode de travail . . . . .                             | 513  |
| 3. Statistique des joints, résultats généraux . . . . .     | 514  |
| 4. Tectonique magmatique . . . . .                          | 517  |
| a) Mise en place du granite . . . . .                       | 517  |
| b) Injection des filons . . . . .                           | 518  |
| 1° Microgranites . . . . .                                  | 518  |
| 2° Lamprophyres . . . . .                                   | 519  |
| 3° Aplites . . . . .                                        | 520  |
| 5. Tectonique alpine . . . . .                              | 521  |
| 6. Succession des phases tectoniques . . . . .              | 526  |
| 7. Analogies entre les différentes phases . . . . .         | 526  |
| 8. Minéralisation . . . . .                                 | 527  |
| III. Microtectonique . . . . .                              | 529  |
| 1. Méthode de travail . . . . .                             | 529  |
| 2. Biotite . . . . .                                        | 533  |
| 3. Plagioclases . . . . .                                   | 534  |
| 4. Orthose . . . . .                                        | 538  |
| 5. Quartz . . . . .                                         | 542  |



|                                        | Page |
|----------------------------------------|------|
| IV. Discussion des résultats . . . . . | 550  |
| V. Morphologie et tectonique . . . . . | 554  |
| VI. Résumé . . . . .                   | 559  |
| Liste bibliographique . . . . .        | 560  |

### Avant-propos

L'application au granite de l'Aar, de la méthode statistique de H. CLOOS devait permettre une étude tectonique plus approfondie du massif. Grâce aux conditions particulièrement favorables dues à la construction de l'usine hydro-électrique de l'Oberhasli et à la combinaison de la méthode de CLOOS avec les méthodes de B. SANDER et W. SCHMIDT, de statistique microanalytique, W. MINDER (L. b. 54) a obtenu des résultats du plus haut intérêt.

Le but du présent travail, à côté d'une analyse pétrographique, était de contrôler, non pas l'exactitude des résultats de W. MINDER, mais leur valeur régionale et, ipso facto, les possibilités d'application de ces méthodes aux massifs centraux alpins, en particulier au massif de l'Aar.

Cette étude a été faite à l'Institut de minéralogie et de pétrographie de l'Université de Berne, sous la direction de M. le Prof. Dr. E. HUGI. Je tiens à remercier particulièrement mon vénéré maître pour l'intérêt constant et l'aide bienveillante qu'il m'a accordés.

Mes remerciements vont aussi à M. le priv.-doc. Dr. H. HUTTENLOCHER pour ses conseils judicieux et à M. l'ing. F. STACHEL, à qui je dois 8 analyses chimiques nouvelles.

C'est avec plaisir que je me souviens de très nombreuses discussions avec mon camarade d'études et ami Dr. W. MINDER. Elles ont certainement contribué dans une large mesure au développement de ce travail.

Le matériel, échantillons et coupes minces, qui a servi de base au présent travail, est déposé à l'Institut de minéralogie et pétrographie de l'Université de Berne.

### Introduction

La région où la présente étude a été faite, appartient à la partie centrale du massif de l'Aar. Formée des vallées de Göschenen et de Voralp, dans le canton d'Uri, elle constitue une unité géographique. D'une superficie d'environ 100 km<sup>2</sup>, elle est limitée à l'E par la vallée de la Reuss, à l'W par la haute paroi que forme la chaîne Rhönstock-Dammastock-Thierberge. Parallèle à la vallée d'Urseren, elle en est séparée par la longue chaîne Bätzberg-Mittagstock-Lochberg Winterstock. Enfin, elle est limitée au N et au NE par le Sustenhorn et la chaîne Fleckistock-Winterberg-Kühplankenstock-Salbitschyn (voir Atlas Siegfried, feuilles 394 et 398).

Au point de vue géologique, elle appartient à deux zones distinctes du massif de l'Aar. La partie inférieure des deux vallées est creusée dans le granite central, la partie supérieure dans la zone N des schistes. Les recherches qui, primitivement, devaient s'étendre

à toute la région, ont été, par la suite, restreintes au massif granitique, ce qui a permis d'aborder un certain nombre de questions intéressantes:

1<sup>o</sup> Au point de vue pétrographique, le granite central de l'Aar ayant fait l'objet de plusieurs études détaillées, l'attention doit être portée surtout sur les filons et sur les enclaves du granite. Cela permettra peut-être d'obtenir une image complète du processus de différenciation.

2<sup>o</sup> Au point de vue tectonique, le problème est double:

a. Il s'agit d'abord d'étudier l'effet des différents mouvements orogéniques, préalpins et alpin, sur le massif, de séparer ces phases tectoniques et de déterminer le rôle du massif de l'Aar et sa position dans les systèmes tectoniques successifs.

b. A l'aide des méthodes statistiques de microanalyse (statistique d'orientation des cristaux des roches), il est éventuellement possible de reconnaître l'action respective des différents mouvements orogéniques sur le granite et de reconstruire sa structure primitive. On pourrait, par là, se rendre compte des conditions de cristallisation du massif granitique.

Les deux directions d'étude, pétrographie et tectonique, ont un point de contact, qui devient le noyau de ce travail et le point de départ de l'analyse chimique, structurale et mécanique du granite.

## I. Pétrographie

### I. GRANITE CENTRAL

Le massif granitique central atteint encore une grande épaisseur dans la partie orientale de la région médiane du massif de l'Aar. Son diamètre, qui mesure encore plus de 8 km., est de peu inférieur au diamètre maximum. Les vallées de Göschenen et de Voralp sont ainsi presque entièrement creusées dans le granite; seule leur extrémité supérieure est taillée dans les schistes.

#### *a) Contact et facies bordier*

Les deux zones de contact S et N du granite sont facilement observables.

Immédiatement au S de la sortie supérieure des gorges des Schöllenen, le contact S est visible sur une certaine distance. Il se présente sous la forme d'une puissante zone mylonitique de 2 m. environ de largeur, presque verticale (pente = 87° S) et rectiligne (dir. N — 70° — E). Le granite reste normal (chimiquement, mais non dans sa texture), jusqu'à la zone mylonitique. La texture ca-

taclastique extrême de la roche ne permet pas l'étude des phénomènes de contact.

Le contact N peut être observé dans la paroi W de l'arête Rothorn-Winterberg. Il passe par Flachensteinen (quelques centaines de mètres au S de la cabane de Voralp), l'arête Brunnenstock-Sustenhorn, la cabane de Kehlenalp, pour se continuer dans la paroi Schneestock-Eckstock. Alors que le contact S est rectiligne sur plusieurs km., le contact N a une direction très variable, plongeant par  $75^{\circ}$  à  $80^{\circ}$  vers le NE. On peut l'étudier commodément à 200 m. environ au SE de la cabane de Kehlenalp, où il se présente sous forme d'une mylonite de 2 cm. d'épaisseur. Le granite ne présente aucun phénomène de métamorphisme de contact (endométamorphisme), ainsi qu'en fait preuve l'étude microscopique. Un échantillon, pris à 35 cm. du contact, a l'aspect d'un granite fortement aplitique. Sous le microscope, la roche présente une structure et une texture aplitique normale. La masse est formée presque exclusivement de plagioclases, d'orthose et de quartz. La biotite et les minéraux accessoires du granite sont rares. Les plagioclases, plus rares que l'orthose, sont représentés par deux séries d'albites, l'une contenant 7 à 8 % d'anorthite, l'autre de 0 à 2 %. Toutes deux ont un aspect très frais. L'orthose, dont la cristallisation fait suite à celle des plagioclases, a généralement une structure perthitique prononcée. Le quartz se présente sous forme de nombreux petits individus mieux conservés que ceux du granite normal.

L'absence totale de minéraux de contact et l'acidité de la roche sont la preuve d'une absence complète d'endométamorphisme de contact. Une étude des phénomènes exométamorphiques ne rentrait pas dans le cadre de ce travail.

Aux rares endroits où le contact n'est pas mylonitisé, il a lieu sur une épaisseur très faible, ne dépassant pas deux centimètres. Toute la ligne de contact N est accompagnée d'une zone d'épaisseur variable de granite aplitique, facies bordier identique à celui décrit plus haut. Ce facies bordier aplitique passe graduellement et plus ou moins rapidement au facies normal, qui constitue les  $\frac{3}{10}$  au moins du massif.

#### *b) Granite normal*

Le granite central de l'Aar a déjà fait l'objet d'un certain nombre de travaux spéciaux. Le granite de la région de Göschenen est analogue à celui des autres parties du massif. Il ne diffère pas, en particulier, de celui de la vallée du Hasli. C'est pour cette raison

qu'une description a été jugée superflue. Quelques points pourtant méritent une attention spéciale. Les feldspaths, particulièrement, ont été soumis à une analyse optique aussi exacte que possible.

Plus d'une centaine de plagioclases, appartenant à une vingtaine de coupes minces, ont été déterminés à l'aide de la méthode de FÉDOROW. Cette analyse a permis de constater la présence de deux séries différentes de plagioclases. La première série est formée d'oligoclase acide (avec 12 à 13 % d'anorthite). La deuxième est constituée par de l'albite contenant de 0 à 4 % d'anorthite. Très souvent, les individus de la première série sont entourés d'une couronne d'albite. On est ici en présence de deux générations différentes, très rapidement reconnaissables sous le microscope (voir 3e partie). A partir d'une certaine distance du contact et à mesure qu'on s'en rapproche, la première génération devient graduellement plus acide. Au contact (voir plus haut), elle contient 7 à 8 % d'anorthite. La deuxième génération présente dans tout le massif, jusqu'au contact, les mêmes variations.

Le feldspath potassique est représenté par beaucoup d'orthose et relativement peu de microcline. L'orthose a presque toujours une structure perthitique, les lamelles d'albite constituant les 15 à 25 % de la masse. L'angle optique  $2V_{\gamma}$ , mesuré sur une quinzaine d'individus, peut varier entre  $94^{\circ}$  et  $106^{\circ}$ . Il est presque toujours voisin de  $105^{\circ}$  et correspondrait, d'après WINCHELL, à une contenance d'environ 25 % de feldspath sodique. La formation des lamelles perthitiques étant certainement secondaire, l'orthose contiendrait donc originairement de 40 à 50 % de feldspath sodique.

Les anomalies que présente aussi l'angle optique des plagioclases sont certainement dues à une plus ou moins grande proportion de substance potassique dans le feldspath sodique.

La structure, normale, varie un peu, suivant les conditions locales de cristallisation. Elle est souvent légèrement porphyrique, en particulier dans la zone S du massif, où les gros cristaux de feldspath peuvent atteindre deux ou trois centimètres de longueur.

L'effet dynamométamorphique des différentes phases tectoniques a modifié plus ou moins la texture de la roche (voir 3e partie). Cet effet est surtout visible sur la variété porphyrique; il a donné au granite une texture porphyroclastique analogue à celle du „gneiss oeillé“ du Grimsel, avec lequel on ne doit pourtant pas le confondre.

La constitution chimique est caractérisée par les trois analyses suivantes:

|      | si  | al   | fm   | c   | alk  | k    | mg   | c/fm |
|------|-----|------|------|-----|------|------|------|------|
| I.   | 395 | 40   | 10   | 9.5 | 43.5 | 0.43 | 0.15 | 0.64 |
| II.  | 357 | 41.5 | 15.5 | 9.5 | 33.5 | 0.50 | 0.06 | 0.63 |
| III. | 307 | 42   | 18.5 | 5.5 | 34   | 0.35 | 0.22 | 0.28 |

- I. Granite porphyrique, E. de la cabane de Bodmen, Voralptal, tirée de O. FISCHER (L. b. 34). Anal.: O. FISCHER.  
 II. Granite, Am Bühl, Göschenertal, tirée de H. HIRSCHI (L. b. 38). Anal.: J. JAKOB.  
 III. Granite, filon basique (?), Flaschensteinerhütte, Voralptal, tirée de P. NIGGLI (L. b. 57). Anal.: J. JAKOB.

La première de ces analyses, très ancienne, ne présente pas toutes les garanties d'exactitude désirables; la valeur négative de *al-alk* autorise les doutes.

Ces analyses correspondent très bien avec deux autres, provenant de régions voisines, l'une du NE (Wassenerwald, N. de Gurt-nellen) l'autre de l'W (Sockstege, Haslital):

|     | si  | al | fm | c   | alk  | k    | mg   | c/fm |
|-----|-----|----|----|-----|------|------|------|------|
| IV. | 395 | 45 | 11 | 6   | 38   | 0.46 | 0.06 | 0.50 |
| V.  | 403 | 42 | 13 | 7.5 | 37.5 | 0.43 | 0.13 | 0.50 |

- IV. Granite, Wassenerwald, N. de Gurt-nellen, tirée de H. HIRSCHI (L. b. 38). Anal.: J. JAKOB.  
 V. Granite, Sockstege, Haslital, tirée de H. HIRSCHI (L. b. 38). Anal.: J. JAKOB.

Ces cinq analyses correspondent à un magma variant du type engadinitique au type yosémititique.

Près du pont de Horben (au-dessous de Wicki), à gauche du torrent, le granite présente, sur une très courte distance, un facies différent de celui du granite normal. Il a un aspect verdâtre prononcé, dû à une très grande proportion d'épidote. Sa structure, légèrement porphyrique, ainsi que sa teneur en épidote, le rapprochent beaucoup du „gneiss oeillé“ du Grimsel.

Une analyse chimique (Tableau I, n° 1) de cette variété spéciale a été exécutée et a fourni les valeurs moléculaires suivantes:

|    | si    | al | fm   | c    | alk | k    | mg   | c/fm |
|----|-------|----|------|------|-----|------|------|------|
| 1. | 313.5 | 42 | 22.5 | 11.5 | 24  | 0.48 | 0.26 | 0.51 |

Ces valeurs diffèrent de celles d'un magma yosémititique par un excès de *fm* et un déficit de *alk* et se placent, par là, en dehors du schéma de différenciation (voir fig. 2). Elles sont, par contre, presque identiques à celles données par trois analyses du gneiss oeillé du Grimsel:

|      | si  | al | fm   | c    | alk  | k    | mg   | c/fm |
|------|-----|----|------|------|------|------|------|------|
| X.   | 283 | 40 | 25.5 | 14.5 | 20   | 0.63 | 0.12 | 0.56 |
| XI.  | 267 | 38 | 29   | 13.5 | 19.5 | 0.63 | 0.12 | 0.48 |
| XII. | 252 | 38 | 21   | 13.5 | 26.5 | 0.29 | 0.31 | 0.65 |

- X. Gneiss oëillé, Grimsel, au S des deux lacs, tirée de H. HIRSCHI (L. b. 38). Anal.: S. STAUB.
- XI. Gneiss oëillé, Grimsel, Spitallamm, tirée de H. HIRSCHI (L. b. 38). Anal.: J. JAKOB.
- XII. Gneiss oëillé, Grimsel, au N de l'ancien hospice, tirée de P. NIGGLI (L. b. 57). Anal.: S. STAUB.

La seule différence constatable est une augmentation de l'acidité. Cette variété spéciale de granite, très localisée, peut être considérée comme un granite ayant résorbé une certaine quantité de gneiss oëillé. Cette hypothèse est illustrée par le schéma de différenciation de la fig. 2. Cette petite zone de résorption, la seule rappelant le gneiss oëillé qu'il m'ait été possible de constater, joue le rôle de trait d'union entre la zone de gneiss oëillé du Grimsel et celle de la région Wassen-Gurtnellen.

### *c) Lentilles basiques du granite*

Le granite, surtout dans la zone S du massif, contient de très nombreuses lentilles basiques. Leurs dimensions sont très variables, les plus petites ne dépassant pas quelques centimètres de longueur, les plus grandes atteignant 50 ou 60 cm. Leur forme est aussi variable, parfois irrégulière, parfois ellipsoïdale.

Sous le microscope, on remarque une masse formée de plagioclases et de biotite, de peu d'orthose et de quartz et des éléments accessoires du granite.

Des individus de zircon, inclus dans la biotite, sont entourés de couronnes pléochroïques (radiohalos), fait rare dans le granite de l'Aar. Des restes d'ilménite sont entourés de très larges couronnes de leucoxène.

La biotite, présente en grandes quantités, contient très souvent des aiguilles de rutile sous forme de sagénite, ainsi que de très nombreux foyers pléochroïques, dont le noyau ne peut être déterminé.

La masse est formée surtout de plagioclases partiellement décomposés. Ils renferment énormément de zoïsite et d'épidote. Quelques individus ne contiennent presque pas de cristaux étrangers. On est ici en présence de deux générations bien distinctes. La première, de beaucoup la plus importante, est constituée par un oligoclase basique (25 à 26 % d'anorthite). La deuxième génération est formée d'albite à 3—4 % d'anorthite et correspond à la deuxième génération de plagioclases du granite.

L'orthose et le quartz sont rares. Les minéraux secondaires sont ceux du granite: zoïsite et séricite, tous deux en grandes quantités.

La roche contenant quelques plagioclases zonés, le plus intéressant a été analysé à l'aide de la méthode habituelle de FÉDOROW. Le résultat est donné par la fig. 1 a. L'individu est constitué par des zones de composition variable, qui laisse supposer des variations brusques d'un magma assez basique (dioritique). La zone externe, avec 12 % d'anorthite, a la constitution des plagioclases de première génération du granite.

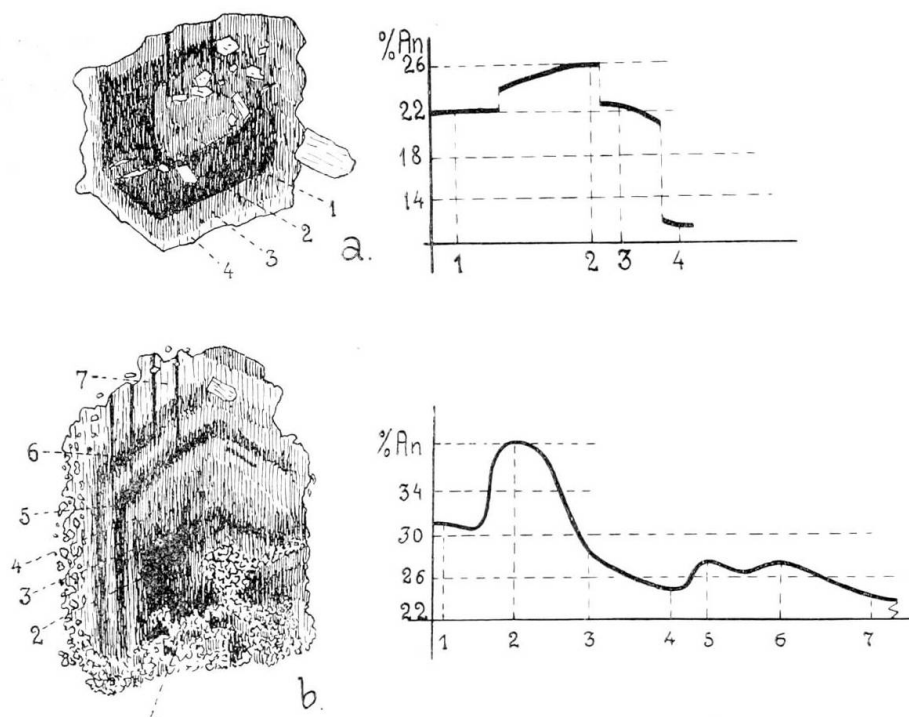


Fig. 1. Détermination optique de plagioclases zonés provenant:  
a) d'une lentille basique du granite.  
b) de la zone de contact gabbrodiorite-granite.

Le manque de matériel n'a pas permis de pousser plus loin ces observations, qui auraient peut-être permis de déterminer l'origine de ces lentilles basiques, à défaut d'analyse chimique. La question de savoir si ces nombreuses lentilles basiques sont des produits de différenciation ou des enclaves étrangères partiellement digérées ne peut donc être tranchée.

## 2. PRODUITS DE DIFFÉRENCIATION

L'activité magmatique ne s'est pas éteinte avec l'injection du granite. Celui-ci a été suivi par toute une série de produits de différenciation: microgranites, lamprophyres et aplites. Injectés sous forme de filons de dimensions variables, ils se rencontrent particulièrement dans la zone S du massif granitique (Bätzberg-Mittagstock-Loch-



berg). La cause de ce phénomène et l'ordre d'injection ont pu être déterminés à l'aide de la statistique des joints et filons (voir 2e partie).

### a) *Microgranites*

Le terme „microgranite“ est employé ici dans son sens le plus large. Il comprend une série de filons ayant la composition chimique d'un granite aplitique, de structure variable, passant du type holocristallin porphyrique au type microfelsitique. Ces différents types, de constitution identique, sont déterminés par une plus ou moins grande rapidité de cristallisation. Ils dépendent donc avant tout de la température de la roche encaissante. Les premiers filons ont été injectés dans une masse non complètement ou à peine solidifiée. Leur structure est microgranitique (Type 1). L'exemple typique est donné par un filon d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, qu'on rencontre à faible distance de la cabane de Salbit. Il est identique aux filons de granitporphyre aplitique du Grimsel, décrits par W. MINDER (L. b. 54, p. 365).

A ces premiers filons ont fait suite des filons nettement porphyriques. Leur masse, holocristalline, formée surtout d'orthose et de quartz, a une structure granophyrique et une texture fluidale. La roche contient des gros cristaux d'orthose, de plagioclase acide (10 % d'anorthite) et de quartz corrodé. (Type 2.) Ce type se rattache au type précédent par variation graduelle de la structure. Il passe aussi graduellement à un troisième type, à structure hypocristalline porphyrique et texture fluidale, identique au porphyre quartzifère du val Ferret décrit par L. DUPARC (L. b. 30). Ce quartzporphyre représente la dernière intrusion des microgranites.

Malgré les très grandes différences structurales qu'ils présentent, ces différents types appartiennent à la même phase d'intrusion et ne peuvent être séparés. De direction identique, N-70°-E (voir fig. 7), ils font tous suite à la même phase tectonique. Leur composition chimique varie d'ailleurs dans une très faible mesure. Trois analyses donnent une image de leur constitution. Elles proviennent de filons de granitporphyre-quartzporphyre (type 2 cité plus haut).

|       | si  | al   | fm   | c   | alk | k    | mg   | c/fm |
|-------|-----|------|------|-----|-----|------|------|------|
| VI.   | 462 | 42.5 | 9.5  | 6   | 42  | 0.56 | 0.35 | 0.65 |
| VII.  | 429 | 38.5 | 14.5 | 7   | 40  | 0.62 | 0.43 | 0.50 |
| VIII. | 425 | 43   | 12.5 | 5.5 | 39  | 0.60 | 0.22 | 0.43 |

VI. Porphyre granitique, partie centrale du filon, E. cabane de Flachensteinen (Voralp), tirée de O. FISCHER (L. b. 34). Anal.: FISCHER.



- VII. Porphyre granitique, salbande, même endroit, tirée de O. FISCHER (L. b. 34). Anal.: O. FISCHER.
- VIII. Porphyre granitique, Vallée de Voralp, A. T. 394/398 (Hornfelli), tirée de P. NIGGLI (L. b. 61). Anal.: L. HEZNER.

Toutes trois correspondent parfaitement au type engadinitique et ne sont que légèrement plus acides que le granite central de l'Aar.

W. MINDER publie (L. b. 54, p. 367) une analyse d'un microgranite (Aplitgranitporphyr), identique, aux points de vue minéralogique et structural, au type de Salbit, cité plus haut. Il est intéressant de comparer les valeurs moléculaires de celle-ci avec celles des analyses de la vallée de Voralp.

|     | si    | al | fm | c   | alk  | k    | mg   | c/fm |
|-----|-------|----|----|-----|------|------|------|------|
| IX. | 444.5 | 45 | 11 | 6.5 | 37.5 | 0.48 | 0.29 | 0.59 |

- IX. Porphyre granitique aplitique, Grimsel, Lac supérieur. Anal.: W. MINDER.

Ces valeurs ne diffèrent pas des précédentes. Elles correspondent à un même magma.

Une position tectonique (orientation) identique et une même composition chimique sont, pour des filons, le critérium d'une phase d'injection unique.

Un filon de microgranite, appartenant au troisième type structural cité plus haut et présentant une texture fluidale extrêmement prononcée, a été analysé dans le but spécial de contrôler la présence éventuelle de matériel étranger (résorption).

L'analyse (Tableau I, n° 2) donne les valeurs moléculaires suivantes:

|    | si  | al   | fm   | c   | alk  | k    | mg   | c/fm |
|----|-----|------|------|-----|------|------|------|------|
| 2. | 459 | 45.5 | 11.5 | 3.5 | 39.5 | 0.40 | 0.18 | 0.30 |

Ces valeurs sont celles, avec pourtant un léger déficit en *c*, d'un magma aplitgranitique. Il ne peut donc, en aucun cas, être question de digestion de matériel étranger.

Ces valeurs sont celles, avec pourtant un léger déficit en *c*, d'un haut intérêt. Elles représentent les moments extrêmes de la phase d'injection des microgranites, l'analyse IX correspondant au commencement de la phase, l'analyse 2 représentant un des derniers restes injectés. Elles sont chimiquement identiques (à part une diminution des valeurs de *c*) et donnent ainsi une image suggestive de la constance remarquable des microgranites dans leur constitution minéralogique, constance dans l'espace (Grimsel-Göscheneral) et dans le temps.

Elles donnent en outre une preuve de plus de la présence d'une seule phase d'injection.

L'examen microscopique de la zone de contact granite-microgranite aide à classer les microgranites dans la série des produits de différenciation. La surface de contact, très plane pour les lamprophyres et les aplites, est sinueuse. La masse microgranitique pénètre dans les fentes et interstices les plus étroits. Elle a d'ailleurs une texture fluidale très prononcée. Ici et là, des cristaux de feldspath ont été détachés du granite et roulés sur une certaine distance. On a, par là, la preuve que l'injection s'est faite dans un granite à peine solidifié, le magma microgranitique étant lui-même extrêmement fluide.

Les gros cristaux de feldspath sont presque toujours accompagnés de myrmékite. Celle-ci présente souvent deux stades différents caractérisés par la grosseur variable du réseau que forment le quartz et le feldspath. Ce réseau n'est souvent visible qu'à l'aide des plus forts grossissements. La myrmékite est due à une solidification eutectique, de même d'ailleurs que la structure granophyrique de la masse. On est donc en présence de 4 stades différents de solidification: cristallisation des gros individus, premier et deuxième stades de myrmékite, cristallisation de la masse. Ces différents stades sont séparés souvent par des phases régressives, auxquelles est due la corrosion des gros cristaux de quartz; ils ont probablement été provoqués par les phases orogéniques auxquelles a été soumis le massif granitique pendant sa solidification (voir 3e partie: Microtectonique).

#### *b) Lamprophyres*

Les filons de lamprophyre, plutôt rares dans le granite central, sont relativement abondants dans la zone S du massif granitique. Leur nombre paraît augmenter à mesure qu'on se rapproche de l'extrémité orientale du massif. Certains auteurs, M. HUBER (L. b. 39) et W. FEHR (L. b. 32) en particulier, les subdivisent en deux séries: kersantites et spessartites. Une pareille distinction n'a pas pu être faite dans la région étudiée. Tous les filons de lamprophyre rencontrés (16 filons) ont approximativement la même composition minéralogique. Ils sont formés de quantités variables de feldspath et de biotite. La plupart sont, il est vrai, très fortement métamorphiques et transformés en micaschistes. Rien, pourtant, ne permet d'en rattacher une partie à la série Vogésite-Spessartite, où la biotite est remplacée par une hornblende.

La statistique des joints et filons, qui a donné une image intéressante de l'orientation des lamprophyres (fig. 7), laissait pré-

sumer pourtant l'existence de deux injections différentes de lamprophyres (deux systèmes orthogonaux différents). Quatre filons transversaux (direction N-S), non métamorphiques, ont fourni du matériel d'analyse impeccable. Les résultats de deux analyses chimiques, représentant chacune une des deux branches N-S de la rose de la fig. 7, sont donnés sous 3 et 4 dans le tableau I, p. 512.

Les valeurs moléculaires de ces deux analyses sont les suivantes:

|    | si    | al   | fm   | c    | alk  | k    | mg   | c/fm |
|----|-------|------|------|------|------|------|------|------|
| 3. | 149   | 27.5 | 35.5 | 21   | 16   | 0.21 | 0.47 | 0.59 |
| 4. | 150.5 | 26   | 41   | 17.5 | 15.5 | 0.46 | 0.41 | 0.42 |

Les deux analyses diffèrent sensiblement par les valeurs  $fm$  et  $c$ . Les différences sont particulièrement grandes pour  $k$  où l'une des valeurs est plus du double de l'autre, et pour  $c/fm$ , où une des valeurs est 40 % plus forte que l'autre. On est donc bien en présence de deux injections différentes. La première, représentée par l'analyse 3, correspond parfaitement à un magma dioritique normal et se place dans le schéma de différenciation du granite. Elle fait suite à la phase tectonique 3, de direction 105.

La deuxième injection, représentée par l'analyse 4, diffère très peu d'un magma lamprosommatique. Elle appartient, par là, à la série des roches potassiques (Kalireihe, NIGGLI). Cette circonstance et le fait que cette deuxième injection fait suite à la phase 4 (voir 2e partie), qui a affecté particulièrement la partie orientale du massif de l'Aar, permettent de supposer qu'on est en présence d'un produit de différenciation d'un magma syénitique (syénite du Piz Giuf).

Il a été constaté à plusieurs reprises que les filons de lamprophyre sont concentrés dans des zones riches en enclaves (voir 2e partie). W. MINDER fait remarquer leur localisation, au Grimsel, dans la zone S du massif granitique (zone du gneiss oëillé). Dans la vallée de Göschenen, ils sont concentrés dans la zone Schöllenen-Bätzberg-Mittagstock-Lochberg. Plus à l'E, dans la région Rienzenstock-Piz Giuf-Krüzlpass, on les rencontre surtout au voisinage du contact granite-syénite. La cause en a été recherchée dans la résistance moindre au mouvement orogénique provoquée par l'inhomogénéité de la roche et la production d'un grand nombre de joints de grandes dimensions. Il est possible aussi que ce phénomène soit dû à une assimilation, en profondeur, de roches, dont les restes à des niveaux supérieurs constituent les enclaves du granite. Ainsi s'expliqueraient les très grandes variations des lamprophyres, mises en évidence par les travaux de P. J. BEGER (P. NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen).

Une étude systématique des produits de différenciation filoniens et des enclaves de la roche dans leur voisinage donnerait certainement des résultats intéressants.

### *c) Aplites*

A la différence des microgranites et des lamprophyres, les filons d'aplite sont répartis dans tout le massif. Leurs dimensions sont aussi beaucoup plus faibles. La masse qu'ils représentent est de beaucoup inférieure à celle que représentent les microgranites, par exemple. On est en présence d'un dernier reste de solution magmatique. Les aplites n'ont d'ailleurs pas une composition chimique constante, mais passent graduellement de la constitution aplitique normale à celle de la pegmatite quartzitique.

Les aplites normales contiennent, à côté de très peu de biotite, des plagioclases, de l'orthose et du quartz en quantités variables. Les plagioclases présentent deux générations, l'une contenant de 8 à 10 % d'anorthite, l'autre de 0 à 2 %. A mesure que l'acidité augmente, les premiers disparaissent complètement et les seconds se font de plus en plus rares, ainsi que l'orthose. Le cas extrême est représenté par une pegmatite quartzitique, rencontrée à quelques mètres du signal topographique P. 2003, au S de Wicki.

La structure peut être aplitique ou pegmatitique; elle varie avec la constitution chimique.

## 3. ENCLAVES DU GRANITE

La zone S du granite contient un certain nombre d'enclaves de dimensions variables, restes, pour la plupart, du toit du massif. L'étude de ces enclaves permettra de caractériser un peu mieux la province pétrographique que représente la région.

### *a) Gabbrodiorite. — Schöllenen*

La carte géologique de la zone d'Urseren de W. FEHR (L. b. 32) indique, à proximité des entrepôts militaires et de la bifurcation de la route des forts de Bätzberg, une enclave de syénite potassique de quelques centaines de m<sup>2</sup>. Cette enclave et ses conditions de contact ont fait l'objet d'une étude détaillée (W. FEHR, L. b. 31). FEHR essaie de la paralléliser avec la zone de syénite Piz Giuf-Rientallücke et avec la syénite (? , voir W. MINDER, L. b. 54) du Grimsel.

L'examen microscopique permet de reconnaître une composition minéralogique différente de celle de la syénite. La masse est formée de hornblende commune, de biotite renfermant de nombreuses ai-

guilles de rutile sous forme de sagénite, de plagioclases, de rares individus d'orthose et de très peu de quartz. Le plagioclase est un oligoclase de composition légèrement variable. Sa teneur en anorthite oscille entre 22 et 27 %. Il est maclé suivant les lois de l'albite et de la péricline. Contrairement aux feldspaths du granite, ceux-ci sont toujours très frais et présentent peu d'inclusions.

L'absence presque totale de l'orthose, remplacée par un oligoclase basique, autorise l'attribution de cette roche à la famille des diorites plutôt qu'à celle de la syénite.

Une analyse chimique (Tableau I, n° 5) de la roche devait permettre de trancher la question. Elle a donné les valeurs moléculaires suivantes:

|    | si  | al   | fm | c    | alk | k    | mg   | c/fm |
|----|-----|------|----|------|-----|------|------|------|
| 5. | 147 | 22.5 | 45 | 19.5 | 13  | 0.27 | 0.50 | 0.43 |

Elles correspondent parfaitement avec celles d'un magma gabbrodioritique.

Voici, à titre de comparaison, les valeurs moléculaires d'un magma syénitique normal:

|  | si  | al | fm | c  | alk | k    | mg   | c/fm |
|--|-----|----|----|----|-----|------|------|------|
|  | 185 | 30 | 30 | 15 | 25  | 0.50 | 0.40 | —    |

L'enclave des Schöllenen est donc parfaitement indépendante de la zone de syénite potassique du Piz Giuf. D'ailleurs celle-ci ne se retrouve plus à l'W de la Reuss.

La zone de contact gabbrodiorite-granite (Schöllenen) est particulièrement intéressante. S'étendant sur plusieurs mètres, elle constitue une transition entre le granite et la diorite. La hornblende a disparu. Elle est remplacée par la biotite, en quantité variable. Les plagioclases ont la même composition que ceux de la diorite (en moyenne 25 % d'anorthite), mais ils contiennent beaucoup plus d'inclusions et sont souvent corrodés. Ici et là, quelques individus sont formés de zones concentriques de composition variable. La fig. 1 b (p. 498) représente un cas de plagioclase zoné. Le noyau, avec 30 % d'anorthite, contient beaucoup de zoïsite et de muscovite. Il est entouré d'une zone sensiblement plus basique, avec 38 % d'anorthite, puis d'une zone acide avec 25 % d'anorthite, qui contient elle-même deux couronnes récurrentes (28 % An). Cette zone extérieure est fortement corrodée, probablement par le magma granitique. Les différentes zones ne sont pas nettement délimitées, mais passent progressivement de l'une à l'autre. C'est la preuve de variations lentes dans la constitution du magma pendant la cristallisation des plagioclases. Les cristaux d'orthose sont devenus assez nombreux. Ils ont

tous une structure perthitique et sont par là identiques à l'orthose du granite normal. La microcline est rare, le quartz en proportions variables. Les éléments accessoires, zircon, apatite et orthite, sont ceux du granite normal.

*b) Gabbrodiorite métamorphique. — Vord. Feldschyn*

Une grande partie du Vorderer Feldschyn est constituée par une roche métamorphique non déterminable à l'œil nu. Sous le microscope, on remarque de nombreux individus de hornblende, zonés, le noyau étant vert jaunâtre-vert sombre, la couronne vert clair-bleuâtre. Les deux zones ont à peu près le même indice de réfraction et la même direction d'extinction. La hornblende est accompagnée de biotite, souvent chloritisée.

Ces éléments mélanocrates sont enveloppés d'une masse formée de plagioclases presque totalement décomposés, de zoïsite, d'épidote, de séricite et de quartz. Les restes de plagioclases sont trop décomposés pour permettre la détermination optique. Ici et là, quelques plagioclases assez frais, probablement de deuxième génération, contiennent de 8 à 9 % d'anorthite. Les plagioclases de première génération et leurs produits de décomposition forment près de 50 % de la masse. Les éléments accessoires sont peu nombreux: aiguilles d'apatite, masses de leucoxène et de rutile.

Les résultats de l'analyse chimique sont donnés sous 6 dans le Tableau I, p. 512. Les valeurs moléculaires obtenues sont les suivantes:

|    | si    | al | fm   | c    | alk | k    | mg   | c/fm | ti  |
|----|-------|----|------|------|-----|------|------|------|-----|
| 6. | 124.5 | 25 | 43.5 | 21.5 | 10  | 0.17 | 0.55 | 0.49 | 2.4 |

Ces valeurs correspondent à celles d'un magma gabbrodioritique. L'origine éruptive de cette roche ne fait aucun doute. Cette analyse permet une constatation intéressante: Le matériel analysé provient de la partie extérieure de cette grosse enclave, à peu de distance du contact. L'injection du granite n'a donné lieu à aucune métamorphose de contact, qui aurait eu pour effet d'augmenter les valeurs de *si*, *al* et *alk*, au détriment de *fm* et *c*.

*c) Amphibolite. — Dammagletscher*

A droite de la moraine de droite du Wintergletscher (Dammagletscher), au pied du Pfaffenstock, se trouve une enclave de quelques m<sup>3</sup> d'une roche amphibolitique. Son contact avec le granite est très net.

Sous le microscope, on constate une composition minéralogique assez curieuse. La masse est composée, pour la moitié environ, de hornblende, identique à celle de la gabbrodiorite du Vord. Feldschyn. Les individus sont aussi zonés, leurs couleurs d'interférence varient du brun-rouge au vert bleuâtre en passant par le vert-brun pour le noyau et du vert-clair, par un jaune verdâtre, au bleu clair pour la couronne. L'indice de réfraction et la direction d'extinction sont à peu près les mêmes pour les deux zones. Le 20 à 25 % de la masse est formé de biotite, en cristaux d'assez faibles dimensions, ayant tous plus ou moins la même orientation. Une particularité de cette roche est sa forte teneur en apatite, qui forme environ le 10 % de la masse. Les cristaux d'apatite sont idiomorphes, parfois brisés et ressoudés par de la hornblende. On rencontre aussi, en quantités assez grandes (5 à 10 %), de l'ilménite, entourée d'une couronne de leucoxène, produit de décomposition. Le reste de la masse est formé de plagioclases presque entièrement décomposés en zoïsite, séricite et quartz, et par conséquent non déterminables.

La cristallisation s'est effectuée dans l'ordre suivant: apatite, ilménite, hornblende, biotite, plagioclases. La couronne externe de la hornblende est certainement secondaire, en relation peut-être avec l'injection du granite.

Une analyse chimique (Tableau I, n° 7) a fourni les valeurs moléculaires suivantes:

|    | si | al   | fm   | c  | alk | k    | mg   | c/fm | ti   |
|----|----|------|------|----|-----|------|------|------|------|
| 7. | 73 | 12.5 | 54.5 | 28 | 5   | 0.49 | 0.38 | 0.51 | 10.3 |

On est en présence d'un magma ultraféminique (issitique, DUPARC). Pourtant, la valeur de  $k$  est sensiblement plus forte (0.49 au lieu de 0.20) et celle de  $mg$  plus faible. La roche appartient donc à la série des roches potassiques.

*d) Roche à feldspath et biotite. — Lochberg*

Une autre enclave, dont on ne peut déterminer les dimensions, se rencontre au sommet du Lochberg, à l'W de l'Alpligenlücke. La roche se distingue du granite qui l'entoure par sa texture extrêmement cataclastique et par un aspect sensiblement plus mélanocrate. Le contact avec le granite, très net, se fait sans transition.

Sous le microscope, on constate la présence de deux séries de plagioclases. La première, formée d'albite à 7 à 8 % d'anorthite, est de beaucoup la plus importante. Les individus de deuxième série, albite avec 2 à 3 % d'anorthite, sont beaucoup moins nombreux. Les cristaux des deux séries sont généralement maclés selon la loi de l'al-



bite. La macle de la péricline, bien que fréquente, est sensiblement plus rare. Tous ces plagioclases sont remarquablement frais; à peu près exempts d'inclusions, ils ont certainement une origine extra-granitique. Les individus d'orthose sont beaucoup moins nombreux que ceux de plagioclase. Comme dans le granite normal, ils présentent généralement une structure perthitique. A côté des feldspaths, la biotite se rencontre en grandes quantités, sous forme de nombreux petits individus parfois chloritisés. Le quartz, en grande partie recristallisé, est plus rare que dans le granite. Les minéraux accessoires font presque entièrement défaut: à peine, ici et là, un peu de leucoxène. Comme minéraux secondaires, la zoïsite et la séricite sont assez rares. Cette dernière se rencontre surtout dans des zones déterminées, comme produit de décomposition de l'orthose.

Une analyse chimique, n° 8 du tableau I, donne les valeurs moléculaires suivantes:

|    | si    | al | fm | c | alk | k    | mg   | c/fm |
|----|-------|----|----|---|-----|------|------|------|
| 8. | 203.5 | 36 | 30 | 2 | 32  | 0.38 | 0.48 | 0.07 |

Ces valeurs rapprochent sensiblement de celles d'un magma syénito-granitique, avec toutefois un déficit très marqué de *c*. La projection de ces valeurs sort ainsi complètement du schéma de différenciation du granite (voir fig. 2, p. 508).

#### 4. CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES

Le granite central de l'Aar, ses produits de différenciation et ses enclaves représentent différentes étapes dans la solidification d'un magma unique. Le granite central en constitue, à nos yeux, et probablement en réalité la phase principale. Les enclaves, qui occupent un volume généralement restreint, paraissent être d'importance secondaire. En réalité, elles sont en grande partie des restes de masses de plus grande étendue, antérieures au massif granitique, et aujourd'hui disparues. Leur étude est capitale pour la connaissance de l'histoire du massif de l'Aar. Les filons, qu'il est possible de classer génétiquement, donnent une idée des variations dans le temps et des phénomènes de récurrence des derniers restes du magma.

Le schéma de différenciation (fig. 2), obtenu à l'aide de 18 analyses, nouvelles ou anciennes, de la région Göschenertal-Voralptal, ne diffère pas, dans ses caractères essentiels, du schéma publié par P. NIGGLI (L. b. 61, p. 330: Diagramme moyen des roches éruptives hercyniennes du massif de l'Aar). Cette analogie est une preuve de



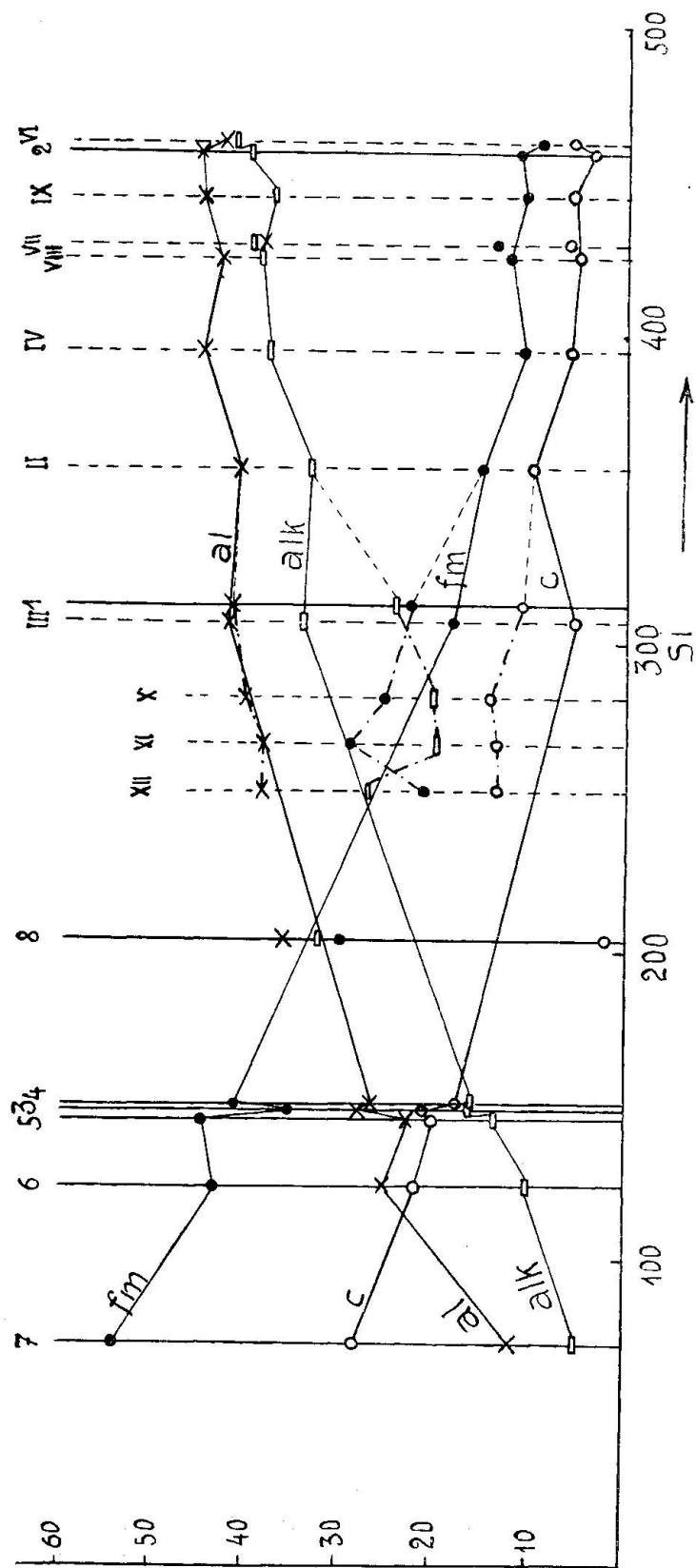


Fig. 2. Schéma de différenciation des roches de la zone du granite central dans la vallée de Göschenen.  
(Les 3 analyses X, XI et XII correspondent au „gneiss ocellé“ du Grimsel.)

l'interdépendance génétique des roches éruptives de tous genres qui constituent la majeure partie du massif de l'Aar. Les courbes  $al$ ,  $alk$ ,  $fm$ ,  $c$  sont toutes quatre assez régulières, sauf en deux endroits. Vers  $si = 150$ , on rencontre une première irrégularité, due aux lamprophyres (voir p. 502). La deuxième, vers  $si = 315$ , est due à une résorption partielle de „gneiss oeillé“, celui-ci ayant des valeurs sensiblement différentes de celles du granite normal ( $alk$  beaucoup plus faible,  $c$  plus fort). Ces différences, et le phénomène de convergence qui résulte d'une digestion partielle, sont illustrées par le schéma de différenciation.

Le granite, avec une valeur de  $si$  pouvant varier entre 300 et 420, appartient au type engadinitique-yosémitique, de la série des roches alcalino-calcaires. Il présente pourtant une valeur faible de  $mg$ . Celle-ci, pouvant varier entre 0.35 et 0.03, comporte en moyenne 0.15. Par contre,  $k$  a tendance parfois à s'élever au-dessus de la moyenne.

Les microgranites ont une composition identique à celle du granite. Légèrement plus acides, ils ont des  $si$  variant entre 420 et 470. Alors que  $al$  et  $alk$  ne diffèrent pas des valeurs-types d'un magma aplitgranitique-engadinitique, les valeurs de  $fm$  et  $c$  se maintiennent au-dessus de la normale (14,5 à 9,5 pour  $fm$ ; 7 à 5,5 pour  $c$ ). La constitution des microgranites diffère surtout de celle du granite par les valeurs de  $k$  et  $mg$ ;  $k$ , qui ne dépasse pas 0.50 pour un magma aplitgranitique, peut atteindre ici 0,65;  $mg$ , qui varie de 0,20 à 0,45, est sensiblement supérieur à la moyenne (0,20 à 0,25). Par ce fait, les microgranites se rapprochent sensiblement de la série des roches potassiques. La différenciation magmatique ne s'opère donc pas strictement dans la série alcalino-calcaire, mais avec tendance à se rapprocher de la série potassique. Ce phénomène est particulièrement bien illustré par un diagramme des valeurs  $k—mg$ .

La fig. 3 donne la relation  $k—mg$  de 48 analyses, provenant du massif de l'Aar oriental (Grimsel-Etztal). Afin de faciliter les comparaisons, les différentes roches ont été désignées par des signes spéciaux. On peut ainsi considérer trois classes de roches d'âge différent: roches antérieures au granite, granite, roches postérieures au granite (filons). L'ordre de succession des roches antérieures au granite est peu clair et difficile à établir. Il semble pourtant que les diorites et gabbrodiorites sont, d'une manière générale, plus âgées que la syénite du Piz Giuf (celle-ci est antérieure au granite). Il est même probable que les diorites-gabbrodiorites ne sont pas toutes du

même âge: on les rencontre à différents degrés de métamorphisme. La classification des roches postérieures au granite (filons) est plus aisée. Elle a été faite à l'aide de la statistique des joints et filons (voir 2e partie).

L'amphibolite du Dammagletscher, avec  $k = 0,49$  et  $mg = 0,38$ , se classe dans la série des roches potassiques. Les différents gabbros et diorites, avec  $k = 0,15$  à  $0,25$  et  $mg = 0,40$  à  $0,55$ , appartiennent nettement à la série alcalino-calcaire, alors que la syénite ( $k = 0,55$  à  $0,65$ ,  $mg = 0,50$  à  $0,65$ ) est une représentante de la série potassique.

Le „gneiss oillé“ du Grimsel est génétiquement indépendant du granite (il sort complètement du schéma de différenciation du

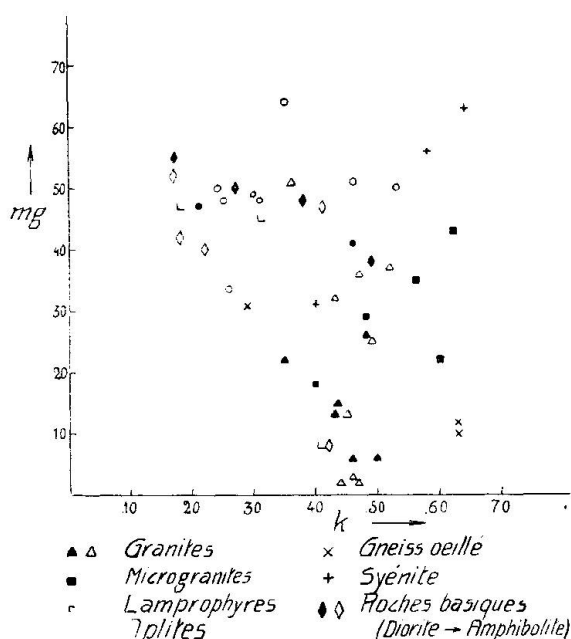


Fig. 3. Diagramme des valeurs  $k/mg$  relatif aux roches du massif de l'Aar oriental.

(Les signes pleins correspondent aux analyses de roches de la région Göschenertal-Voralptal.)

granite, fig. 2) et est antérieur à celui-ci. Sa constitution est variable et très complexe. Des trois analyses connues, l'une ( $k = 0,29$ ,  $mg = 0,31$ ) appartient à la série alcalino-calcaire, tandis que les deux autres ( $k = 0,63$ ,  $mg = 0,10$  à  $0,12$ ) se rapprochent du type potassique.

Les 11 analyses du granite se partagent, dans la fig. 3, en deux groupes distincts. L'un se place dans le champ des roches alcalino-calcaires, l'autre, avec en moyenne  $k = 0,50$ ,  $mg = 0,30$  à  $0,35$ , est apparenté à la série potassique.

Les microgranites sont concentrés dans le champ des roches potassiques, à l'exception d'une analyse (n° 2,  $k = 0.40$ ,  $mg = 0.18$ ). Celle-ci, dernière injection de microgranite, rentre dans la série normale alcalino-calcaire.

Aux microgranites ont fait suite deux injections de lamprophyres (voir plus haut). La première, dioritique normale, reste dans le champ alcalino-calcaire. La seconde, lamprosommaïtique, appartient à la famille de la syénite.

La dernière manifestation magmatique, l'injection des aplites, redevient normale, c. à d. appartient à la série alcalino-calcaire.

On peut ainsi constater, des premières aux dernières manifestations magmatiques, une alternance dans la constitution chimique des injections partielles. Le même magma originel conduit, par différenciations successives, à des magmas partiels, alternativement alcalino-calcaires et potassiques. On peut représenter schématiquement cette solidification fractionnée comme suit:

|                  |               |
|------------------|---------------|
| <i>alk. c.</i>   | <i>k.</i>     |
| Aplites          | Lamprophyres  |
| Lamprophyres     | Microgranites |
|                  | Granite       |
|                  | Gneiss oëillé |
|                  | Syénite       |
| Diorites-Gabbros |               |
| Amphibolite      |               |

La répartition géographique des deux séries de roches n'est pas exactement déterminée. Les roches potassiques paraissent augmenter vers l'E, où la syénite domine (Etlital). Les enclaves dioritiques ne sont pourtant pas rares dans la partie orientale du massif. De plus, le „gneis oëillé“ (à caractère potassique) est concentré au centre du massif (Grimsel), où les microgranites atteignent un grand développement. Par contre, les lamprophyres dioritiques sont surtout concentrés dans la partie médiane du massif et ceux de constitution lamprosommaïtique ont leur développement principal à l'E. Une séparation rigoureuse des deux séries de roches en deux provinces distinctes n'est donc pas possible. On doit considérer cette oscillation entre les deux types de roches comme un des caractères marquants de la province.

Tableau I.

|                                | 1     | 3      | 3     | 4      | 5     | 6     | 7     | 8      |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 67.89 | 76.1   | 54.2  | 53.7   | 55.14 | 50.2  | 35.43 | 60.0   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.49  | 0.14   | 1.1   | 1.18   | 0.81  | 1.3   | 6.7   | 0.58   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15.44 | 12.84  | 17.1  | 15.63  | 14.25 | 17.1  | 10.26 | 18.14  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.03  | 1.16   | 3.7   | 6.73   | 4.28  | 9.53  | 13.04 | 3.98   |
| FeO                            | 2.40  | 0.75   | 4.6   | 4.12   | 5.06  | 0.78  | 7.08  | 1.0    |
| MnO                            | 0.07  | 0.06   | 0.13  | 0.14   | 0.20  | 0.15  | 0.76  | 0.13   |
| CaO                            | 2.28  | 0.53   | 7.15  | 5.77   | 6.84  | 8.1   | 12.65 | 0.56   |
| MgO                            | 0.85  | 0.23   | 4.1   | 4.08   | 5.92  | 6.5   | 6.82  | 2.83   |
| K <sub>2</sub> O               | 3.95  | 4.10   | 1.93  | 4.09   | 2.10  | 1.05  | 1.9   | 5.68   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.82  | 4.06   | 4.70  | 3.10   | 3.66  | 3.4   | 1.3   | 6.03   |
| H <sub>2</sub> O +             | 0.60  | 0.21   | 0.80  | 1.0    | 0.68  | 1.18  | 1.55  | 0.86   |
| H <sub>2</sub> O -             | 0.02  | 0.02   | 0.02  | 0.02   | 0.08  | 0.03  | 0.05  | 0.03   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.25  | 0.06   | 0.37  | 0.45   | 0.36  | 0.56  | 2.2   | 0.2    |
| Total                          | 99.09 | 100.26 | 99.90 | 100.01 | 99.92 | 99.98 | 99.88 | 100.02 |
| Densité                        | 2.67  | 2.67   | 2.88  | 2.92   | 2.82  | 2.93  | 3.17  | 2.67   |

1. Granite basique, un peu porphyrique. Pont de Horben (au-dessous de Wicki), Göschenertal.
2. Microgranite (Quartzporphyre) à texture fluidale très prononcée. Alpligenlücke, au pied du Blaubergstock.
3. Lamprophyre. Dir. 16/74 w. Eperon rocheux, P. 2377, Dammagletscher.
4. Lamprophyre. Dir. 3/75 w. 10 m. à l'E du n° 3, Dammagletscher.
5. Gabbrodiorite. Schöllenen, Entrepôts militaires (P. 1338).
6. Gabbrodiorite métamorphique. Paroi N du Vord. Feldschyn (Alpligenlücke).
7. Amphibolite. A droite du Wintergletscher, pied NW du Plattenstock.
8. Roche à feldspaths et biotite. Lochberg (Alpligenlücke).

Analyste: F. STACHEL.

## II. Tectonique

### 1. INTRODUCTION A L'ÉTUDE TECTONIQUE

L'idée d'observer et de mesurer les fentes des roches n'est pas neuve. Elle est éclosée en même temps que les premières théories du dynamométamorphisme, dont elle ne peut être séparée.

JOHN PHILLIPPS („Illustrations of Yorkshire“, 1836) a mesuré et rassemblé dans une rose de direction les joints du Yorkshire. Il en attribue la formation à une action mécanique.

A. DAUBRÉE, dans son ouvrage classique (L. b. 28), étudie les conditions de formation de ces joints et ouvre ainsi la voie à une étude approfondie du phénomène. (J'emploierai par la suite l'expression populaire „joint“, comme équivalent de „Kluft“ au sens que lui donne CLOOS, de préférence au terme „diacalse“ proposé par DAUBRÉE, qui admet implicitement, pour les fentes que cette expression désigne, une origine déterminée.)

H. CLOOS et son école (L. b. 10 à 21) ont, dans le cours des 20 dernières années, développé considérablement cette méthode et

poussé très loin, en particulier, l'étude des phénomènes accompagnant la mise en place du granite (magmatectonique).

Si le massif granitique reste en repos après son intrusion, les joints qui s'y forment ne sont autre chose que des fissures dues au retrait provoqué par le refroidissement de la masse. Si, par contre, il participe à une phase orogénique avant la fin de la période magmatectonique, il se produit des cassures, grâce auxquelles le retrait peut s'effectuer, sans provoquer de fissures spéciales. C'est le cas pour le massif de l'Aar, qui a participé à la fin de la période orogénique hercynienne et à la période orogénique alpine. L'empreinte des phénomènes qui ont accompagné sa mise en place ne se retrouve guère qu'à l'état de palimpseste.

## 2. MÉTHODE DE TRAVAIL

Les mesures ont été effectuées de la manière la plus simple, déjà indiquée par W. MINDER. (L. b. 54.)

La direction du joint est donnée par l'angle que fait sa trace horizontale avec le N, mesurée du N au S par l'E et indiquée par un nombre pouvant varier entre 0 et 180.

La correction due à la déclinaison,  $7^{\circ} 30' W$ , est effectuée ensuite sur l'ensemble des mesures. La pente (ligne de plus grande pente) est mesurée à l'aide du clinomètre. 0 indique un plan horizontal, 90 un plan vertical. De cette manière, tous les résultats peuvent directement être comparés à ceux de MINDER, sans transformation préalable.

Les mesures doivent naturellement être faites avec soin, de façon que l'erreur ne dépasse pas  $\pm 2^{\circ}$ . On pourrait être tenté aussi au cours des travaux de mesure, de délaisser une direction qui se présente souvent pour rechercher surtout les directions où les joints sont rares. Il est nécessaire de mesurer tous les joints qui se présentent dans un certain rayon. A côté des joints, il est nécessaire d'accorder une grande attention à tous les éléments tectoniques qu'il est possible de rencontrer: filons (dimensions, relations avec la roche encaissante), zones mylonitiques, texture du granite, zones de résorption, lentilles de différenciation, relations entre ces divers éléments. Le joint lui-même est à étudier de près, surtout au point de vue des traces qu'il peut contenir: miroirs, minéralisation, etc. La statistique a été étendue, de manière à permettre de considérer les maxima obtenus non seulement comme directions, mais encore d'attribuer à chaque maximum une valeur scalaire; il devient alors possible de comparer les maxima entre eux.

### 3. STATISTIQUE DES JOINTS. RÉSULTATS GÉNÉRAUX

Au cours des étés 1931 et 1932, il m'a été possible de mesurer, dans la région étudiée, 1228 joints, 60 lentilles basiques, 9 filons de microgranite, 16 filons de lamprophyre, 39 filons d'aplite et un grand nombre de zones mylonitiques. Les joints ont été mesurés dans la région comprise entre Horben et Göschenalp, spécialement en trois endroits:

- 1° dans la partie inférieure de la vallée de Voralp,
- 2° dans les roches moutonnées, entre Wicki et Gwuest, à droite du torrent,
- 3° dans la paroi de rochers au N. et N-E de Göschenalp.

Les nombreuses autres mesures de joints exécutées dans toute la région ont donné des directions identiques, mais n'ont pas été utilisées pour la statistique. Elles n'en auraient d'ailleurs pas modifié les résultats.

Les mesures de filons, par contre, se rapportent à toute la région.

Les 1226 joints, réunis en secteurs de 5 degrés, se répartissent comme suit (direction non corrigée):

| Direction    | 0-5     | 6-10    | 11-15   | 16-20   | 21-25   | 26-30   | 31-35   | 36-40   | 41-45 |
|--------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|
| N. de joints | 3       | 8       | 10      | 8       | 9       | 2       | 11      | 24      | 25    |
| 46-50        | 51-55   | 56-60   | 61-65   | 66-70   | 71-75   | 76-80   | 81-85   | 86-90   |       |
| 43           | 41      | 79      | 150     | 121     | 75      | 63      | 44      | 37      |       |
| 91-95        | 96-100  | 101-105 | 106-110 | 111-115 | 116-120 | 121-125 | 126-130 | 131-135 |       |
| 42           | 30      | 25      | 31      | 24      | 21      | 6       | 7       | 25      |       |
| 136-140      | 141-145 | 146-150 | 151-155 | 156-160 | 161-165 | 166-170 | 171-175 | 176-180 |       |
| 25           | 26      | 63      | 60      | 41      | 36      | 12      | 9       | 7       |       |

La représentation graphique est faite dans un système double de coordonnées polaires (de 0 à 180° et de 180° à 360°). Pour cela, les joints compris, p. ex., entre 61 et 65 sont portés sur 65. Le graphique doit alors exécuter une rotation de 10°, en sens opposé à celui des aiguilles d'une montre. La correction ainsi apportée est l'équivalent de la déclinaison magnétique, 7° 30' W, pour la région, en 1931.

Au premier abord, cette rose de direction paraît notablement différente de celle obtenue par W. MINDER pour le granite du Gelmer (Zentralgranit). Une comparaison détaillée démontre qu'il n'en est rien. Les maxima de l'une se retrouvent dans l'autre, avec de faibles variations dans la direction (5°), mais surtout avec des valeurs très différentes.



Le tableau ci-dessous permet une comparaison des maxima pour les deux régions.

| Haslital       | Göschenertal                   |
|----------------|--------------------------------|
| 20             | 30                             |
| —              | 40                             |
| 50             | 55 (rotation de 5° vers le S)  |
| 60 à 65        | 65—70 moins bien marqué        |
| 80 très faible | 85                             |
| 100 à 110      | 100 à 105                      |
| —              | 125—130                        |
| 135            | 140 (rotation de 5° vers le S) |
| 160 à 165      | —                              |
| 175 et 5       | 0 et 15                        |

(valeurs corrigées)

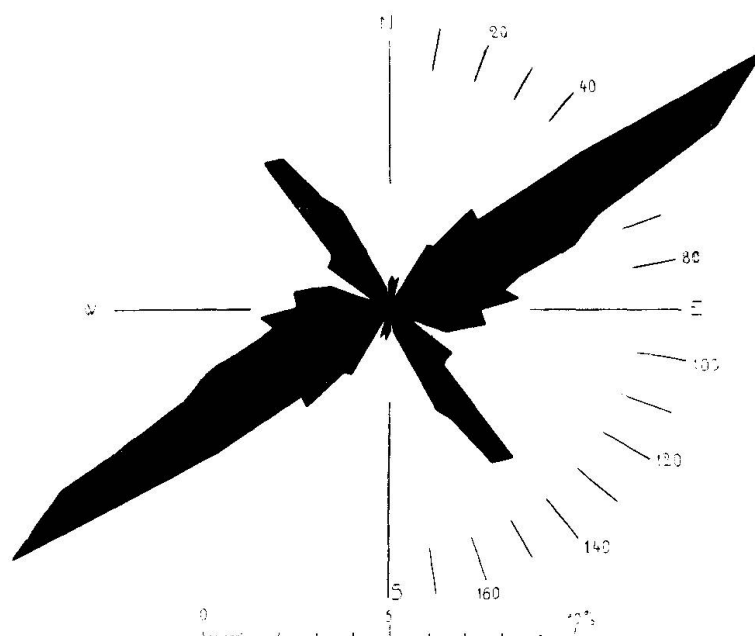


Fig. 4. Rose de direction des joints du granite (trace horizontale) de la vallée de Göschenen.

Les différences sont assez faibles. La plus saillante est la disparition du maximum 160—165. Par contre, deux petits maxima nouveaux apparaissent. Une étude détaillée du graphique permet de le décomposer en une série de systèmes orthogonaux, c. à. d. en plusieurs groupes de 2 maxima faisant entre eux un angle de 95°. Le plus important de ces systèmes est formé par les deux grands maxima 55 et 140. A ce système, particulièrement au maximum 55, appartiennent la presque totalité des zones mylonitiques. C'est le système alpin. Deux autres systèmes 85—180 et 10—105, contiennent tous les filons d'aplite et de lamprophyre. 70 forme, probable-

ment avec 155, un 4ème système et contient les filons de micro-granite.

Il est probable que 40 et 125 forment un 5ème système, mais il est impossible d'en déterminer le rôle ou l'âge. Aucun filon ne garnissant ce système, il paraît être postérieur à l'intrusion des aplites, mais certainement antérieur à la période alpine.

Ces différents systèmes présentent tous une analogie curieuse, qui n'est pas due au hasard. Les maxima qu'ils présentent font entre eux un angle constant,  $85^\circ$ , respectivement  $95^\circ$ . La même

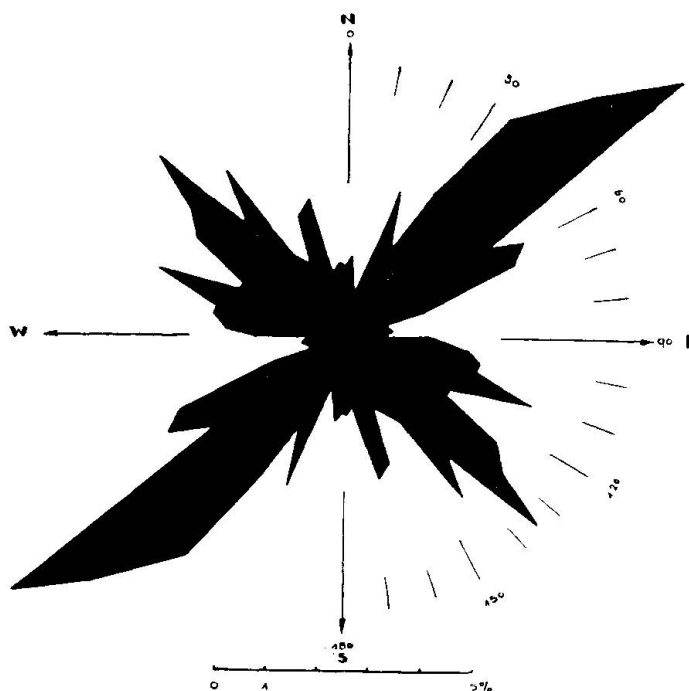


Fig. 5. Rose de direction des joints du granite central s. s. de la vallée du Hasli (tirée de W. MINDER, L. b. 54).

constatation peut être faite pour la rose de direction du „granite central“ de la vallée du Hasli. Ce phénomène est probablement dû à la nature même du granite, c. à. d. à ses caractéristiques mécaniques. La densité des joints, soit leur nombre par unité de surface, n'est pas constante. Elle peut varier dans une assez grande mesure. Il a été possible de constater pourtant que leur fréquence dans les deux directions d'un système donne un rapport constant. Certaines régions, par ex. la zone aplitique à quelque distance du contact N, au pied du Winterberg, sont si fendillées qu'il est presque impossible de préparer un échantillon de dimensions habituelles. Les différents systèmes présentent des joints sensiblement identiques et il est impossible de déterminer la cause qui les a provoqués (re-

trait ou mouvement), s'ils ne présentent des traces de mouvement. Les joints dûs uniquement au retrait paraissent être très rares dans le massif de l'Aar. Peut-être ceux de direction 25—130 ont-ils cette origine; les observations faites ne permettent pas d'acquérir une certitude à ce sujet.

#### 4. TECTONIQUE MAGMATIQUE

##### *a) Mise en place du granite*

Comme déjà on l'a indiqué plus haut, les phénomènes qui ont accompagné ou suivi de près la mise en place du granite sont très difficiles à préciser. Les traces qu'ils ont laissées disparaissent, recouvertes ou détruites pendant la période orogénique alpine.

On rencontre dans le granite des lentilles basiques (de différenciation?) en plus ou moins grand nombre. Environ 60 d'entre elles ont été mesurées (direction, longueur des grand et petit axes de la section elliptique visible). Le rapport des axes des sections verticales est identique à celui des sections horizontales et varie généralement entre 1:3 et 1:7. La lentille basique se présente donc probablement sous la forme d'un ellipsoïde à 3 axes, le grand axe plongeant dans la direction du S-W et faisant avec l'horizontale un angle de 40 à 50°. L'axe moyen est incliné vers le S-E de 70 à 75°. Le petit axe est perpendiculaire aux deux autres.

Une constatation importante s'impose: Au centre du massif, c. à. d. dans le fond de la vallée de Göschenen, la direction des lentilles est très constante. Elle varie entre 68 et 72. A mesure qu'on remonte vers le S, soit dans la région de l'Alpligenlücke, soit dans la région Feldschyn-Mittagstock, où les mesures ont été faites, cette direction change d'une manière continue, passant par 60 et 50, jusqu'à 35. On constate le même phénomène entre le „Bergseeli“ et le glacier de Brunnenstock.

La seule explication plausible du phénomène est la suivante: La mise en place du granite s'est faite suivant la direction 35 (Phase 1). Immédiatement après la mise en place, alors que seule la partie extérieure du massif granitique est solidifiée, se produit un mouvement orogénique. La partie centrale du massif étant encore assez fluide, les lentilles qu'elle contient peuvent très bien s'orienter (direction 70). La possibilité d'orientation diminue avec la fluidité. Dans les bords, où la masse n'est plus plastique, le mouvement est traduit par la formation de joints de direction 70: Phase 2 (voir v. BUBNOFF, L. b. 9, p. 154).

### *b) Injection des filons*

La mise en place du granite a été suivie de plusieurs phases d'intrusion de filons. Un filon n'est autre chose, au point de vue tectonique, que le remplissage d'une fente préexistante. Les filons de direction donnée sont donc plus jeunes que les joints de même orientation.

Le massif de l'Aar, au moins dans sa partie orientale, est très pauvre en filons. La région étudiée en manque presque complètement. On rencontre ici et là un filon d'aplite de quelques centimètres de largeur. Une exception doit être faite pour la région S du massif.

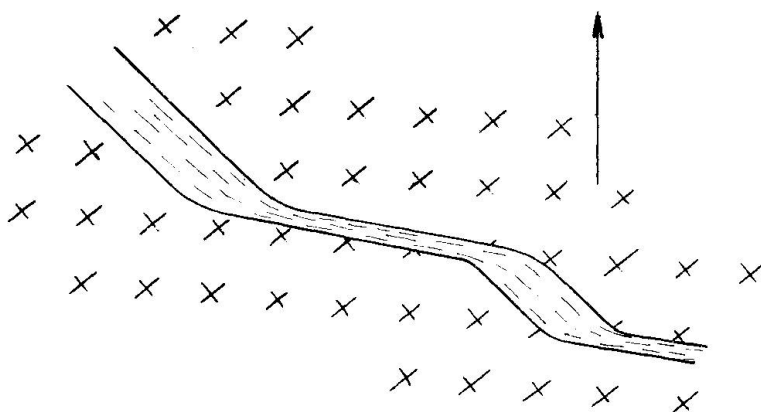


Fig. 6. Filon de microgranite (quartzporphyre) de texture variant avec la direction.

La chaîne de montagnes qui sépare les vallées de Göschenen et d'Urseren est assez riche en microgranites et lamprophyres, filons de grandes dimensions, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de longueur et 20 ou 30 m. de largeur. On rencontre aussi quelques filons de microgranites à peu de distance du contact N. La partie centrale du massif ne contient ni lamprophyres, ni microgranites.

#### 1° Microgranites

Une dizaine de filons de microgranite ont été mesurés. Généralement de grandes dimensions (plusieurs mètres de largeur), ils ont tous la même direction 70. Les bords des filons ne sont pas rectilignes, comme ceux des filons de lamprophyre ou d'aplite, mais onduleux. On peut même constater, en plusieurs endroits, de petites apophyses pénétrant dans le granite. Ces deux faits, ainsi que la composition chimique des microgranites, permettent de les considérer comme premier produit de différenciation, injecté immédiatement

après la mise en place du granite. Cette conclusion concorde avec celle de W. MINDER pour ses granitporphyres aplitiques.

Un filon de microgranite fait pourtant exception. A peu de distance du contact N, au P. 2539, sur Flachensteinen (face à la cabane de Voralp), de petites dimensions, il a une direction variant entre 135 et 105 (Fig. 6). La largeur du filon et sa texture varient d'une direction à l'autre. La texture des parties du filon de direction 135 est normale, tandis qu'elle est fluidale à l'extrême pour les parties orientées suivant 105. Il représente une dernière injection de microgranite au commencement d'une nouvelle phase orogénique.

## 2° Lamprophyres

La rose de direction des joints présente vers 85 et 105 deux maxima, qui forment, avec les petits maxima 175 et 10, deux systèmes orthogonaux, lesquels contiennent tous les filons, à l'exception des porphyres. W. MINDER rassemble ces deux systèmes en un seul, c. à d. considère seul le système 105, le second (85) étant très faiblement marqué; il l'appelle „System der hercynischen Endphase“.

Aucun élément tectonique ne m'a permis d'apercevoir une relation entre lamprophyres et aplites. Leur direction est la même; mais, ainsi qu'il a été constaté plus haut, les lamprophyres se rencontrent exclusivement dans la zone S du massif (Lochberg-Schöllenen) et leurs dimensions sont beaucoup plus grandes que celles des aplites. Ce fait appuie les constatations de M. HUBER (L. b. 39), W. FEHR (L. b. 31) et W. MINDER (L. b. 54), qui ont rencontré des filons d'aplite coupant les lamprophyres, c. à d. plus jeunes que ceux-ci.

J'ai mesuré, dans la région étudiée, 16 filons de lamprophyre. Portés dans un système de coordonnées polaires, ils forment la rose de direction de la fig. 7.

Ce graphique des lamprophyres a 4 maxima très fortement marqués vers 10, 85, 100, et 170, qui correspondent avec les maxima des joints cités plus haut (p. 515). Les filons de direction 170 et 10 sont en réalité beaucoup plus rares que ne le laisse supposer la fig. 7. Ces 4 filons transversaux sont les seuls que j'aie jamais rencontrés dans la partie orientale du massif de l'Aar; ils représentent le 5 % de ceux qui ont été mesurés entre le Dammastock et le Krüzlipass.

La statistique des joints permet de séparer la „dernière phase hercynienne“ de W. MINDER en deux phases bien distinctes, que j'appellerai phases 3 et 4. La fig. 7 permet d'aller encore plus loin: la répartition des filons de lamprophyre en deux systèmes ortho-

gonaux et leur composition chimique, variant avec la direction, indiquent que nous sommes en présence de deux périodes d'intrusion différentes. L'analyse chimique est en effet venue confirmer les indications de la rose des filons de lamprophyre: une première injection, dans le système 15—105, a introduit des filons de composition dioritique, tandis que la seconde, suivant 80—175 (180), provient d'un magma lamprosommaitique (voir p. 502). La fig. 6, qui joue le rôle de trait d'union entre les phases 2 et 3, donne le système 15—105 comme no. 3. Le système 80—175 représente donc une 4e phase orogénique.

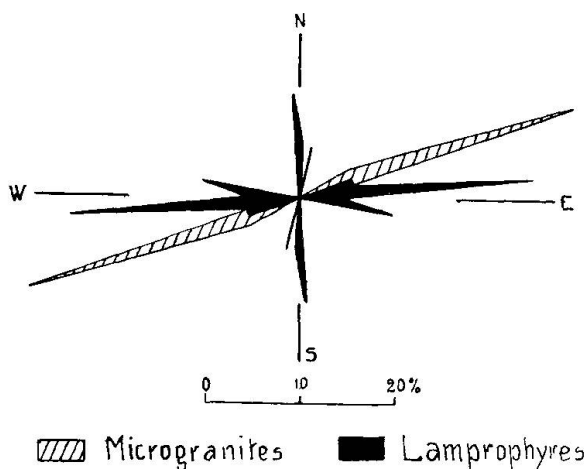


Fig. 7. Rose de direction des filons de microgranite et de lamprophyre de la vallée de Göschenen.

### 3<sup>o</sup> Aplites

Les filons d'aplite, bien que rares, se présentent dans tout le massif. Leurs dimensions sont beaucoup plus modestes que celles des porphyres ou des lamprophyres. Leur largeur ne dépasse jamais 50 cm. et leur longueur une centaine de mètres. Certains même n'ont que quelques cm. de largeur, mais leurs bords sont toujours très nets et rectilignes. J'en ai mesuré 39, représentés par la fig. 8.

La répartition de ces filons est identique à celle des lamprophyres. Il ne s'est donc produit entre l'injection de la 2e série de lamprophyres et celle des aplites aucun mouvement orogénique. L'intrusion des aplites est ainsi la dernière manifestation magmatique.

Un filon, de direction 70, appartient au système des microgranites (phase No 2).

La présence de deux filons de dir. 30 permet de considérer le maximum auquel ils appartiennent comme un système indépendant, antérieur à l'intrusion des aplites (peut-être dû au retrait).

## 5. TECTONIQUE ALPINE

Le 70 % des joints mesurés, soit près de 850, appartient à un système comprenant 2 maxima de direction 55 et 140. Ces joints sont assez dissemblables. Ceux de direction 55 ne sont pas rectilignes. Ils présentent des surfaces courbes, généralement très rugueuses, avec traces de déplacement. Les joints de direction 140 sont au contraire rectilignes et présentent toujours une surface très plane.

Ce système de joints est de beaucoup le plus important. Il domine absolument dans le terrain, donnant au paysage son caractère spécial. Il est impossible de trouver un bloc de granite compact, dont le volume dépasse quelques mètres cubes. A certains endroits même, le granite est débité en parallélépipèdes de quelques dm. d'épaisseur et de moins de 1 m. de longueur.

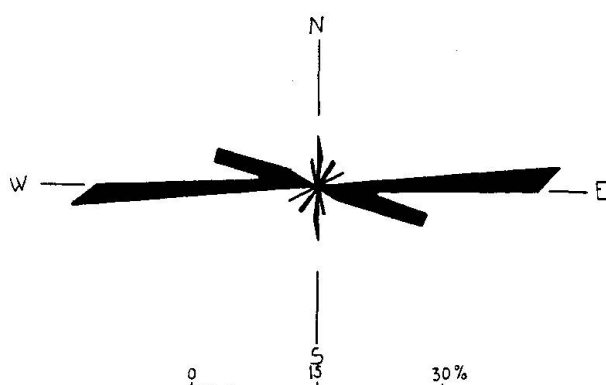


Fig. 8. Rose de direction des filons d'aplite de la vallée de Göschenen.

La direction des joints est assez constante. Les joints longitudinaux (dir. gén. 55) forment un éventail de 25° environ. Le maximum est pourtant très fortement marqué pour 55 et 60. 22 % des joints, soit le tiers des joints d'origine alpine, sont contenus dans un angle de 10°. La largeur de l'éventail provient surtout de l'angle très aigu de 15° que fait cette direction avec le maximum dû à la phase No. 2. Les deux maxima se recouvrent en partie dans le graphique. Les joints transversaux (dir. 140) sont tous réunis dans un faisceau de 15°.

La pente des joints est aussi constante. Celle de la branche longitudinale varie entre 70° et 85° S, avec un maximum très marqué vers 77°. Celle de la branche transversale est de 80° à 90° W, avec maximum vers 83—85°.

De très nombreuses zones mylonitiques sillonnent le massif. Leur direction générale est 55 à 60, c.à.d. qu'elles appartiennent à la grande branche du système alpin. Elles se présentent sous la



forme d'une zone schisteuse, extrêmement laminée. Ces zones se rencontrent à des distances variables, souvent inférieures à 100 m. La mylonite elle-même n'a guère que quelques cm. d'épaisseur, rarement plusieurs dm. Elle continue de chaque côté par une zone porphyroclastique, où les cristaux de feldspath et le quartz forment des yeux un peu analogues à ceux du gneiss ocellé. A mesure qu'on s'éloigne du centre de la mylonite, le granite redevient insensiblement normal. La „densité“ des joints augmente à mesure qu'on s'approche de la zone de mylonitisation extrême.

Les zones de mylonitisation sont extrêmement nombreuses. La distance entre elles paraît être directement proportionnelle à leurs dimensions. Le plus grand nombre n'ont que quelques centaines de mètres de longueur. Quelques-unes, pourtant, atteignent plusieurs kilomètres. La plus grande qu'il a été possible d'observer est visible à „Schönibrücke“ et du côté E de la vallée de la Reuss entre Gösch-

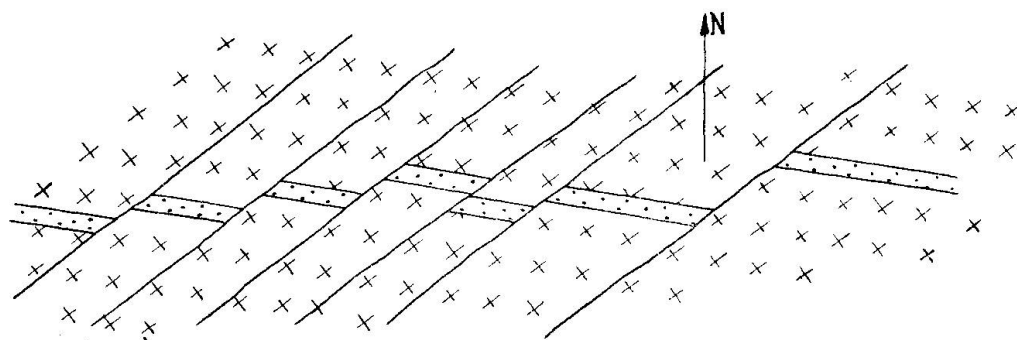


Fig. 9. Filon d'aplite déplacé 6 fois vers le NE par des joints d'origine alpine.  
Echelle = 1:35 environ.

nen et Wassen. Elle longe le Naxthal, passe par Salbitalp, Hiltislaue, le Sandbalmstock, Göscheneralp, le Dammagletscher, pour se perdre dans la paroi du Rhönestock. Elle peut donc être suivie sur une distance de près de 15 km.

Un des beaux résultats du travail de W. MINDER est d'avoir déterminé la direction de déplacement des paquets de granite, qui ne s'est pas fait de bas en haut, du S au N, mais à peu près horizontalement de l'W vers l'E (L. b. 54, p. 406). De nombreuses observations viennent appuyer cette thèse. Par exemple, j'ai rencontré à plusieurs reprises des filons d'aplite coupés par des joints de direction 55 et dont la partie SE est déplacée vers le NE par rapport à la partie NW. Sur le sentier qui conduit de Wuest à Göscheneralp par la rive gauche du torrent, on rencontre, en-dessus de „Im Loch“, un filon d'aplite de direction 102, déplacé de 10 et, plus loin, de

12 cm., parallèlement à lui-même, et suivant des joints de direction 53. Mais le plus bel exemple se rencontre au N de Göschenalp, à 50 m. environ du P. 1892. Un filon d'aplite de 16 cm., de direction 105, est déplacé 6 fois sur une distance de 2,80 m., vers l'E (25, 32, 36, — 10, 16, 81 cm.), soit en tout 1,80 m. La fig. 9 en donne un croquis schématique.

La pente de filon étant d'environ  $80^{\circ}$  S-SW, il ne peut s'agir ici d'un mouvement vertical; il aurait eu pour effet une surélévation des zones N, par rapport aux zones S, ce qui est contraire aux faits observés et aux théories actuelles de la formation des Alpes. Le déplacement horizontal, 1,80 m. sur 2,80 m., est de 64 %.

Une comparaison détaillée des deux graphiques, fig. 4 et 5, fait ressortir un certain nombre de différences pour les deux systèmes alpins. L'une d'elle a déjà été citée: rotation de  $5^{\circ}$  dans le sens des aiguilles d'une montre du système alpin de la région Göschenalp, par rapport à la région du Grimsel. Une autre est donnée par la longueur relative des branches de la rose de direction. Pour le Grimsel (Gelmer), les maxima du système alpin sont dans un rapport de 68 à 50, ou 1,32 à 1.

Pour la vallée de Göschenen, le rapport est de 150 à 63, ou 2,38 à 1. La branche longitudinale (dir. 55) est donc notablement augmentée pour la région orientale. Il a été constaté plus haut que le déplacement s'était effectué de l'W vers l'E. La cause de déplacement se trouve donc à l'W. On devrait par conséquent s'attendre, à mesure qu'on s'approche de l'extrémité E du massif, à voir diminuer la branche longitudinale, par rapport à la branche transversale; il n'en est rien, au contraire. Ce fait suggère l'idée que les deux branches du système ne sont pas indépendantes l'une de l'autre, mais qu'elles sont en relation, que l'une augmente au détriment de l'autre et qu'on peut, par conséquent, les considérer comme un système de deux vecteurs conjugués.

La construction d'une parallélogramme des forces avec les maxima 55 et 140 (respectivement  $140 + 180 = 320$ ) donne comme vecteur initial, c. à d. comme direction de mouvement initiale, une résultante R de direction 32. Fait extrêmement intéressant, non seulement le parallélogramme formé par les maxima 55 et 320, mais encore les deux parallélogrammes construits à l'aide des 2 groupes de sous-maxima, 50 et 315, 60 et 325, donnent des résultantes ayant la même direction R. (Fig. 10).

Ce résultat n'est pas dû au hasard. La rose de direction de W. MINDER (Normalgranit, Gelmer) présente la même coïncidence

des résultantes, avec le même degré d'exactitude. La construction est donc la preuve de la justesse de l'hypothèse ci-dessus. Si l'on désigne les trois paires de vecteurs par  $a_1$  et  $a_2$ ,  $b_1$  et  $b_2$ ,  $c_1$  et  $c_2$ , les angles respectifs, formés avec la résultante commune  $R$ , par  $\alpha$  et  $(95 - \alpha)$ ,  $\beta$  et  $(95 - \beta)$ ,  $\gamma$  et  $(95 - \gamma)$  (voir figure), la construction ci-dessus conduit à écrire l'équation :

$$\frac{a_1 \cdot \sin \alpha}{a_2 \cdot \sin (95 - \alpha)} = \frac{b_1 \cdot \sin \beta}{b_2 \cdot \sin (95 - \beta)} = \frac{c_1 \cdot \sin \gamma}{c_2 \cdot \sin (95 - \gamma)} = \text{constant.}$$

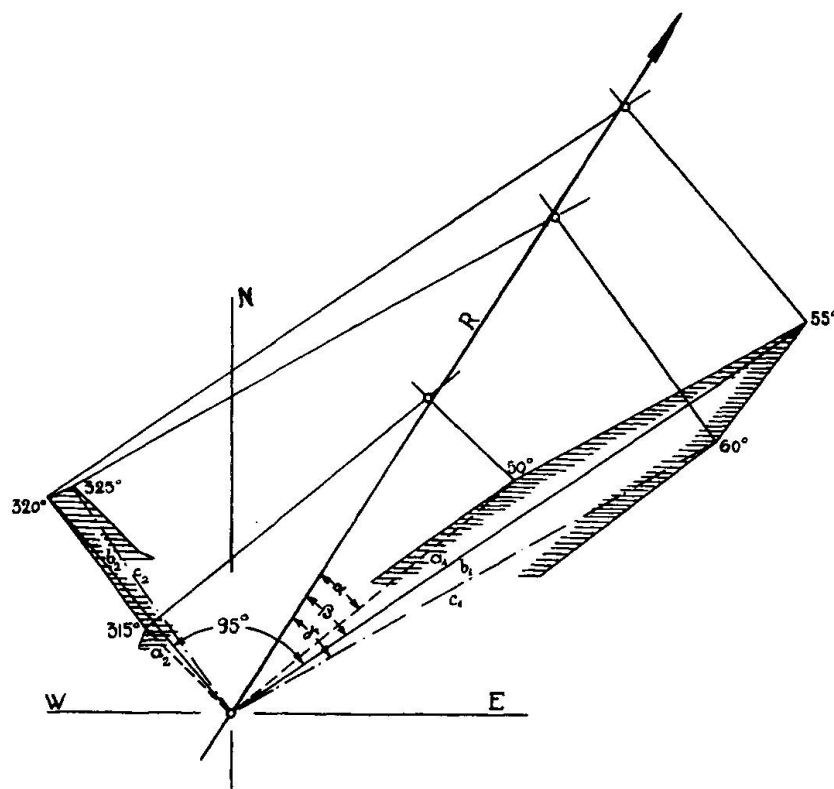


Fig. 10. Détermination de la direction primitive de mouvement ( $R$ ) à l'aide de la statistique des joints (voir fig. 4).

Après introduction des valeurs fournies par la statistique, sa résolution donne :

$$\frac{79 \cdot \sin 18^\circ}{26 \cdot \sin 77^\circ} = 0,963, \quad \frac{150 \cdot \sin 23^\circ}{63 \cdot \sin 72^\circ} = 0,980, \quad \frac{121 \cdot \sin 28^\circ}{60 \cdot \sin 67^\circ} = 1,031.$$

L'écart maximum est de  $68 \text{ ‰}$  ou  $84'$  correspondant à une variation dans la direction du vecteur  $R$  de  $\pm 42'$ . Une variation de 1 unité dans les valeurs moyennes du système (p. ex. 64 au lieu de 63) donne un écart de  $60 \text{ ‰}$  ou  $74'$ . L'écart obtenu est donc inférieur de beaucoup à la variation possible, due à la statistique.

Les différences constatées entre les deux roses de direction „Haslital“ et „Göschenertal“ trouvent ici leur explication. La direction de mouvement initiale, N-32°-E pour „Göschenertal“, est N-12°-E pour Gelmer. Le nombre des joints dans une direction dépend du nombre de joints dans la direction conjuguée et de l'angle formé par celle-ci avec R:

$$a_1 = \frac{a_2 \cdot \sin(95 - \alpha)}{\sin \alpha}.$$

Les vecteurs seront égaux pour:  $\sin(95 - \alpha) = \sin \alpha$ , c. à. d. quand la direction R sera bissectrice du système. Ce sera le cas pour R = N-3°-E, les vecteurs  $a_1$  et  $a_2$  ayant la même direction, soit 55 et 140.

La direction des joints provoqués par le mouvement ne paraît pas être arbitraire. Elle n'est certainement pas autre chose qu'une direction de résistance moindre. La direction 45—50 pour le Haslital se prolonge dans la dépression où se sont accumulées les nappes helvétiques supérieures (Drusberg-Säntis). La direction 55—60 de la statistique de la vallée de Göschenen est continuée par la dépression contenant maintenant la nappe glaronnaise. L'angle  $\alpha$  et la direction R étant donnés, le rapport  $\frac{a_1}{a_2}$  est aussi déterminé; il se rapproche de 1, à mesure que l'angle d' $a_1$  avec R ( $\alpha$ ) se rapproche de 45°.

La direction initiale R, pour la partie orientale du massif, est approximativement SW—NE, alors que, pour la partie centrale, elle est presque S-N. L'effet sur le massif du l'Aar, pendant la période orogénique alpine, paraît donc être radial à partir d'un point situé dans la région du Helsenhorn (Binnental).

La direction R, obtenue par la construction de la fig. 10, permet de comprendre les différences existant entre les joints de direction 55 et ceux de direction 140. L'angle entre R et le maximum 55 est inférieur à 25°. Le déplacement s'est surtout fait suivant 55. C'est la raison pour laquelle ce maximum présente souvent des traces de mouvement (miroirs, brèches de friction). Le maximum 140, respectivement 320, fait avec R un angle de 70°. Les joints qu'il représente sont surtout des fissures permettant le mouvement suivant 55. Elles sont, pour cette raison, toujours planes.

Les filons de microgranite sont toujours fendillés parallèlement à leurs bords. De direction 70, c. à. d. presque parallèles à la direction principale de mouvement, ils représentent des zones de moindre résistance, suivant lesquelles s'est effectué le déplacement. Le même

rôle a été joué par les filons de lamprophyre. C'est pour cette raison que le granite de la région Lochberg-Mittagstock est relativement pauvre en joints d'origine alpine.

#### 6. SUCCESSION DES PHASES TECTONIQUES

Il n'est peut-être pas inutile, pour la clarté du travail et pour faciliter les comparaisons avec les résultats de l'étude microtectonique, de résumer ici les résultats de la statistique des joints et filons.

1. L'intrusion du granite, donnée par l'orientation des lentilles basiques de différenciation, s'est faite suivant 35: *phase 1*.
2. Une phase tectonique provoque un système de joints 70—155: *phase 2*. Elle est suivie d'une forte injection de microgranites (dans les joints de direction 70).
3. Un autre mouvement tectonique crée un système de joints 15—105 (*phase 3*) dans lequel est introduite une première série de lamprophyres.
4. Un mouvement tectonique important donne lieu à un système de joints 85—180: *phase 4*. Il est suivi d'une deuxième injection de lamprophyres, à laquelle succède une injection d'aprites, clôturant l'activité magmatique.
5. Une 5<sup>e</sup> *phase* orogénique provoque des joints de direction 40—135. Son âge ne peut être déterminé avec exactitude.
6. Le tout s'achève par une 6<sup>e</sup> *phase* extrêmement intense (période orogénique alpine), qui produit un système orthogonal de joints 55—140. Suivant 55, formation d'un grand nombre de zones mylonitiques.

Tout le massif a subi un mouvement différentiel approximativement horizontal de l'W vers l'E.

#### 7. ANALOGIES ENTRE LES DIFFÉRENTES PHASES

Les phases orogéniques déterminées plus haut (au moins les phases 3 et 4) ont eu, sur le massif granitique, des effets identiques bien que sensiblement plus faibles que ceux de la phase alpine. On rencontre, ici et là, des joints de direction E-W, portant des traces de mouvement. W. MINDER (p. 408) en a rencontré un près du barrage de Gelmer. Une preuve directe de déplacement préalpin est donnée par le filon d'aplite de la fig. 11.

Le filon fait avec la direction de mouvement un angle de 30° environ, le déplacement des deux bords l'un par rapport à l'autre étant à peu près double de la largeur du filon. On rencontre aussi des

zones mylonitiques de même direction (85 et 105). En nombre très restreint, elles sont loin aussi d'atteindre les dimensions des zones mylonitiques alpines.

Les mylonites paraissent s'être formées surtout dans des zones moins résistantes. La grande zone mylonitique, passant par Hiltislaue, le Sandbalmstock et Göscheneralp, rencontre, en-dessous du Dammagletscher, une région riche en inclusions basiques et représentant certainement un synclinal; elle passe aussi, à Salbitenalp, par un important filon de microgranite qui lui est à peu près parallèle. Un filon d'aplite au N de Göscheneralp et un autre de microgranite

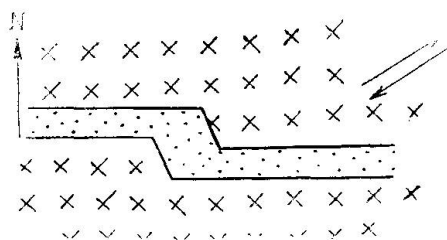


Fig. 11. Filon d'aplite, Göscheneralp.

au pied de l'arête SW du Kühplankenstock, tous deux de direction 70, sont très fortement mylonitisés.

Le contact, pour autant que sa direction soit à peu près parallèle à la direction générale du massif, est toujours mylonitisé. Le contact S, visible à la sortie S des Schöllenen, est formé par une puissante zone mylonitique de 2 à 3 m. de largeur, presque verticale (pente = 85 S).

Les joints aussi se sont formés de préférence dans des régions où la roche est peu homogène. C'est pour cette raison que la région Lochberg-Mittagstock-Schöllenen, qui contient les roches basiques citées dans la 1<sup>e</sup> partie de cette étude est particulièrement riche en joints de direction 70 (les premiers formés) et en filons de quartzporphyre et lamprophyre.

La manière dont les joints ont été formés, leur aspect, leurs dimensions, laissent supposer que les différentes phases ont été identiques, leur effet mécanique sur le granite étant le même. La 3<sup>e</sup> partie de ce travail qui a trait à l'étude des propriétés des parties intégrantes du granite et de leurs relations avec la tectonique, permettra peut-être de juger de leur effet sur les minéraux des roches.

## 8. MINÉRALISATION

Les joints mesurés, qui ont servi de base à la statistique, sont tous plus ou moins identiques. Ils ne diffèrent que par des sur-

faces plus ou moins planes. Une série de joints fait pourtant exception. Environ 50 joints transversaux sont garnis d'une couche de plusieurs millimètres de chlorite. W. MINDER a aussi constaté la présence de cette chlorite dans des joints de direction déterminée. Il lui attribue une origine analogue à celle de la molybdénite: dépôt primaire résultant de l'action pneumatolytique-hydrothermale du magma granitique.

Ces joints à chlorite, portés dans un système de coordonnées polaires, présentent tous la même orientation, avec un maximum très fortement marqué vers 140. La projection recouvre très exactement

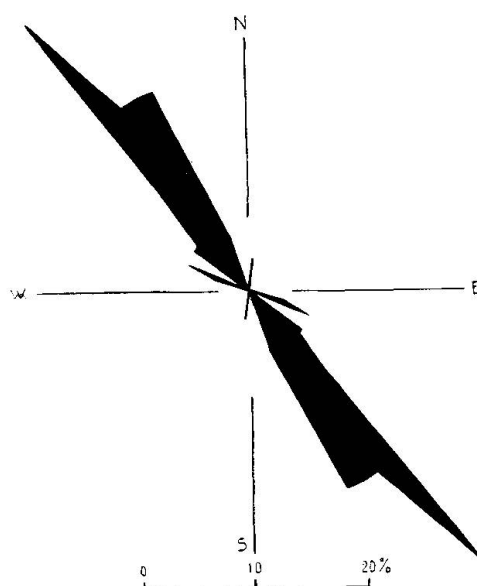


Fig. 12. Rose de direction des joints garnis de chlorite.

la branche transversale alpine de la statistique des joints (fig. 12). Il n'est donc guère possible d'admettre, pour cette chlorite, une origine magmatique.

Les associations minérales, étudiées par J. KOENIGSBERGER (L. b. 48 et 49) sous le nom de „Kluftmineralien“, ne représentent pas une minéralisation des joints, au même titre que la chlorite. Elles garnissent des fissures et cavités à peu près horizontales, qui atteignent souvent de très grandes dimensions (Sandbalmstock et Tiefengletscher).

Aucun des systèmes de joints, déterminés à l'aide de la statistique, ne présente une composante horizontale. Ces fissures minéralisées ont certainement une autre origine que les joints verticaux. Leur orientation est d'ailleurs très variable et n'est aucunement com-



parable à celle, toujours extrêmement constante, des joints verticaux. L'origine de ces fissures est certainement magmatique. Elles sont dues au retrait provoqué par le refroidissement du massif. Les minéraux qu'elles contiennent sont, d'après J. KOENIGSBERGER, d'origine alpine. Un certain nombre de faits observés conduisent à une hypothèse différente. Ces gîtes minéraux se trouvent tous dans des zones de granite peu tectonisé, zones où le transport et la recristallisation du quartz sont relativement faibles (voir 3e partie: Microtectonique). De plus, les très nombreux joints garnis de chlorite et, par conséquent, ouverts pendant le mouvement alpin, ne présentent jamais de dépôt de quartz, même à proximité des zones de mylonite. Ces fissures horizontales contiennent généralement, à côté du quartz, de nombreux et beaux cristaux d'adulaire. Pourtant, l'étude microscopique ne m'a jamais permis de constater, même dans les mylonites extrêmes, une recristallisation de l'orthose. Autour de la fissure, la roche est partiellement décomposée sur une certaine épaisseur. On remarque, sous le microscope, de gros cristaux de biotite complètement transformés en muscovite, à un point qu'on ne rencontre jamais dans la mylonite. C'est la preuve d'une action hydrothermale assez intense, incomparablement plus forte que celle qui pourrait se produire par l'effet de la mylonitisation. Les associations minérales garnissant des fissures horizontales du granite („Kluftmineralien“ au sens habituel) sont dues à une action pneumatolytique-hydrothermale du magma granitique. Seule la chlorite, au moins en partie, est secondaire et d'origine alpine.

### III. Microtectonique

#### 1. MÉTHODE DE TRAVAIL

La statistique des joints, qui fait l'objet de la 2e partie de ce travail, a permis de déterminer 6 phases orogéniques différentes, dont une particulièrement importante. Une étude microscopique approfondie, ayant pour but de juger:

1° de l'effet relatif des différentes phases sur la structure et la texture du granite,

2° des propriétés physiques et physico-chimiques des composantes principales et de leurs réactions pendant ces différentes phases,

devait fournir des résultats intéressants, particulièrement en ce qui concerne la période orogénique alpine. A côté des méthodes ordinaires de microscopie, je me suis servi en particulier des méthodes de W. SCHMIDT (L. b. 72—75) et B. SANDER (L. b. 70 et 71):

statistiques d'orientation des différents minéraux, en particulier du quartz.

J'ai employé pour cela des coupes minces très exactement orientées dans l'espace, généralement perpendiculaires à un élément tectonique alpin, soit horizontales (c. à d. parallèles à la direction horizontale et perpendiculaires au plan de schistosité = coupes A), soit verticales (parallèles à la direction de plus grande pente = coupes B). Les coupes ont été faites de telle sorte que le vecteur auquel elles sont perpendiculaires, A pour les coupes B (verticales) et B pour les coupes A (horizontales) soit orienté dans la direction du tube du microscope (objectif  $\rightarrow$  oculaire). Pour les coupes verticales (B) les points déterminés par un angle plus grand que celui de  $s$  avec le N ( $55^\circ$  à  $60^\circ$ ) occupent la partie gauche de la projection, les angles inférieure à celui de  $s$  avec N garnissant la partie droite. L'orientation serait la même pour les coupes horizontales; afin de faciliter la lecture, elles ont été reprojctées sur un plan horizontal vu de haut en bas. Les mesures ont été effectuées à l'aide de la platine théodolite de FÉDOROW. Pour le quartz, la direction  $n_\gamma$ , parallèle à  $c$  (cristallographique) a été repérée. Pour la biotite, l'angle optique  $2V$  étant très faible, la direction d'un axe optique donne pratiquement la direction cristallographique  $c$ . Les mesures sont plus compliquées pour le feldspath, où il est nécessaire de repérer les éléments optiques  $n_\alpha$ ,  $n_\beta$ ,  $n_\gamma$ . Pour l'orthose,  $n_\gamma$  est parallèle à  $b$ ,  $n_\alpha$  fait avec  $a$  un angle de  $5^\circ$  et  $n_\beta$  un angle de  $20^\circ$  avec  $c$ . Pour les plagioclases, la position de l'ellipsoïde optique est déterminée quand on connaît leur composition chimique, c. à d. le rapport albite-anorthite. Les résultats ont été portés sur un canevas de SCHMIDT, à éléments de surface équivalents. C'est pour les feldspaths seulement que le canevas habituel de WULFF a été utilisé.

Les résultats obtenus pour les différents composants ne sont pas directement comparables entre eux. Il est très rare qu'une coupe mince contienne plus de 50 individus d'orthose et 50 ou 60 plagioclases. La statistique étant, de ce fait, très restreinte, les maxima ou minima qu'elle peut présenter ne sont que d'ordre qualitatif. Il n'en est pas de même pour les autres composants, surtout pour le quartz, qu'on rencontre en assez grande quantité. Le nombre des individus de quartz repérés varie entre 250 et 450 par coupe, ce qui a permis d'établir 5 degrés de concentration différents et de distinguer ainsi des maxima relativement faibles.

C'est de propos délibéré que nous avons écarté la méthode de B. SANDER pour fixer la répartition des grains de quartz d'orientation

privilegiée. Cette méthode, suivant laquelle le nombre des grains d'orientation définie contenus dans l'unité de surface s'exprime en ‰ du nombre des mesures effectuées, présente plusieurs inconvénients : trop mécanique, elle enregistre les variations les plus faibles, inhérentes à la statistique et non dues à des causes extérieures ; en outre, elle peut faire disparaître de petits maxima (en répartissant, par exemple, un maximum dans quatre cases contiguës). La méthode employée, qui tient compte des différentes concentrations, paraît beaucoup plus appropriée au but poursuivi.

La position des maxima n'est exactement déterminée que pour la calotte centrale de la projection. La position des points situés dans la couronne équatoriale (jusqu'à 30° du plan équatorial = plan de projection) ne peut être fixée avec exactitude. Alors que l'angle avec le point de départ 0 du plan équatorial peut toujours être déterminé, l'élévation au-dessus du plan de projection (latitude) ne peut être évaluée qu'approximativement dès que l'angle avec la verticale dépasse 60°. Il est utile, pour cette raison, d'effectuer les mesures sur deux séries de coupes perpendiculaires entre elles.

Les 6 phases orogéniques, déterminées à l'aide de la statistique, n'ont certainement pas toutes eu la même amplitude et, par conséquent, un effet égal sur le massif granitique. De plus, les directions de mouvement sont à peu près parallèles pour plusieurs de ces phases. Leurs actions se sont additionnées et c'est l'effet global que nous avons maintenant sous les yeux. Sans doute, la poussée orogénique alpine a été beaucoup plus puissante que celles qui l'ont précédée, mais elle a agi sur une masse qui n'était plus mécaniquement isotrope, ce dont il faut tenir compte pour comparer l'amplitude des différentes phases.

Le granite est loin de présenter partout le même degré de métamorphisme. On rencontre dans tout le massif, à intervalles plus ou moins rapprochés, des zones mylonitiques de dimensions variables. Entre ces zones, le granite est presque normal. La mylonite s. s. est généralement très mince. Elle dépasse rarement quelques cm. d'épaisseur et se présente ordinairement sous l'aspect d'une roche schisteuse, formée presque exclusivement de quartz, de séricite et de chlorite. Le granite a été moulu, broyé et n'est plus reconnaissable à l'oeil nu. On est en présence d'une zone de métamorphisme maximum. De chaque côté, la roche est de moins en moins transformée. Elle passe à une zone porphyroclastique où les feldspaths et des amas de quartz forment des yeux et des lentilles enveloppés de séricite et de chlorite. A mesure qu'on s'éloigne de la zone my-

lonitique, le granite se rapproche de plus en plus du type normal. Il a alors une texture gneissique caractéristique (protogine).

L'étude microtectonique doit tenir compte de ces différents degrés de métamorphisme. La mylonite extrême permettra de juger de l'effet maximum d'un mouvement connu sur les composants du granite.

Par comparaison, on peut juger de l'effet de la même phase orogénique sur les zones les moins tectonisées. L'intensité d'une phase et l'action exercée sur les différentes parties du massif étant ainsi déterminées dans leurs grandes lignes, on peut, par analogie, estimer l'amplitude relative des autres phases. L'étude détaillée de la période orogénique alpine, en particulier, donnera donc aussi une image assez juste des phases préalpines. Il sera ensuite possible de reconstruire, avec une assez grande approximation, la texture et la structure primaires de la roche et de déterminer, par là, ses conditions de cristallisation. L'empreinte marquée en dernier lieu étant la plus profonde, elle se distingue très facilement des autres.

Pour comparer plus facilement les différents degrés de métamorphisme j'ai établi une échelle, basée sur la texture, telle qu'elle se présente à l'oeil nu :

1. = granite normal,
2. = granite „protogine“,
3. = granite à texture nettement gneissique,
4. = texture porphyroclastique,
5. = mylonite s. s.

Les différences entre ces degrés successifs ne sont pas constantes. Les écarts entre les trois premiers degrés sont assez faibles; entre 3 et 4, entre 4 et 5, ils sont beaucoup plus grands. Pour tous les composants étudiés, je me suis efforcé, autant que possible, de prendre les différents degrés de métamorphisme en considération.

L'étude microtectonique est basée sur :

|               |   |        |      |           |
|---------------|---|--------|------|-----------|
| biotite:      | 1 | proj., | 224  | individus |
| plagioclases: | 4 | «      | 140  | «         |
| orthose:      | 5 | «      | 134  | «         |
| quartz:       | 8 | «      | 2623 | «         |

Chaque fois que les conditions le permettaient, les statistiques des différents composants ont été tirés des mêmes coupes minces. Ainsi les projections des figures

13, 14, 18 et 30,  
15 et 22,

16 et 28,  
17, 19 et 25

proviennent respectivement des mêmes coupes minces.

## 2. BIOTITE

Grâce à la forme de ses cristaux et à son clivage parfait suivant (0001), la biotite joue un rôle important dans la métamorphose du granite. L'effet de cisaillement que produit le mouvement horizontal SW — NE, divise la biotite en feuillets minces, en lamelles, qui s'orientent dans la direction de mouvement. L'axe cristallographique *c* se place parallèlement à l'axe *c* de l'ellipsoïde de déformation (Strainellipsoid), c. à. d. perpendiculairement à la direction de mouvement.

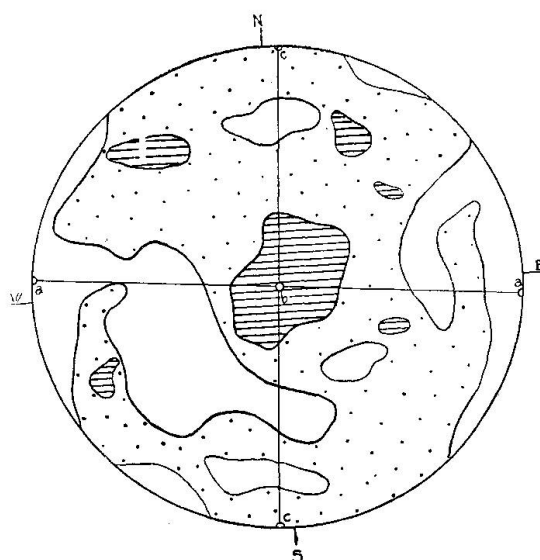


Fig. 13. Biotite, 226 axes (*c*). Coupe A. Texture 1.  $ab = 112/82$  E. (*s*) =  $60/80$  S.

La séricite et la chlorite, toutes deux d'origine secondaire, ont les mêmes propriétés mécaniques que la biotite et jouent le même rôle. Le granite, à tous les degrés de métamorphisme, présente de très nombreuses zones et bandes de biotite, séricite et chlorite, parallèles au plan de schistosité, c. à. d. formant ce plan de schistosité. Ces bandes ne sont pas toujours rectilignes, mais souvent onduleuses, contournant et enrobant des individus de feldspath ou de petits amas de quartz. Ce sont ces micas, en paillettes menues, qui donnent aux surfaces l'aspect soyeux qui caractérise le granite mylonitisé, particulièrement au stade porphyroclastique.

La biotite apparaît très souvent décolorée et présente, même dans le granite très peu tectonisé, des individus courbés, tordus, avec extinction onduleuse.

La projection de la fig. 13 donne un exemple suggestif de la facilité avec laquelle la biotite s'oriente sous l'action du mouvement. Elle représente un granite laissé intact par le mouvement alpin et épargné aussi par les phases 4 et 5. (La fig. 30 donne la projection du quartz pour la même coupe mince.)

L'orientation est presque statistique. Elle présente pourtant un maximum au centre de la projection et deux minima aux bords E et W. Les minima correspondent à la direction de mouvement de la phase 3 et sont identiques au maximum en *a* de la fig. 30. Le sens du maximum du centre de la projection n'a pas été déterminé exactement. Peut-être est-il primaire, dû à une orientation partielle des cristaux de biotite parallèlement au toit du massif, pendant la mise en place. L'ellipsoïde de déformation, indiqué par ses axes *a*, *b* et *c*, n'indique pas le mouvement alpin, mais relève de la phase 3.

La fig. 13 permet encore une autre constatation intéressante: l'orientation primaire de la biotite, cristallisée la première, était statistique, ce qui suppose, dans le magma, une pression hydrostatique pendant cette première phase de solidification.

### 3. PLAGIOCLASES

On a constaté plus haut (p. 495) que le granite contient deux séries différentes de plagioclases, qu'on reconnaît immédiatement sous le microscope. La première, formée d'oligoclase acide (12 à 13 % An.), contient en très grand nombre de petits individus de zoïsité, d'épidote et de séricite. La quantité d'inclusions paraît dépendre de la composition chimique actuelle du plagioclase, diminuant à mesure que l'acidité augmente: Un individu, maclé suivant la loi de l'albite, présente des lamelles de composition variable, 13 % d'An. pour les unes et 10 % pour les autres, les lamelles les plus acides présentant beaucoup moins d'inclusions que les lamelles plus riches en anorthite.

La deuxième série est formée d'albite contenant 3 à 4 % d'anorthite. Ces individus renferment très peu de zoïsité et d'épidote ou pas du tout. Très nombreux, ils sont généralement de dimensions plus faibles que ceux de la première série. Cette deuxième génération est aussi d'origine primaire, car elle présente des traces de cataclase au même degré que la première génération. Elle est même antérieure à l'orthose, qui entoure très souvent des individus d'albite.

Les individus de première génération sont très souvent zonés. Ils présentent un noyau très riche en inclusions, entouré d'une couronne acide (3 à 4 % An.). Le passage du noyau basique à la couronne acide n'est pas brusque, mais progressif, bien qu'il ait lieu sur une très courte distance. Ce phénomène est dû à une variation assez brusque du magma, provoquée probablement par la mise en place. Les individus de deuxième génération seraient alors postérieurs, ceux de première génération antérieurs à la mise en place. La présence

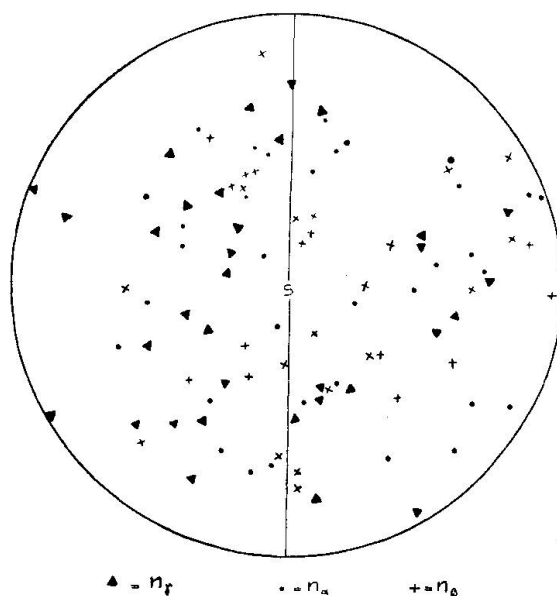


Fig. 14. Plagioclases, 34 individus. Coupe A. Texture 1.  $ab = 112/82 E$ .  
(s) =  $60/80 S$ .

de zoïsite et d'épidote dans ces derniers est due à un phénomène d'autométamorphisme (provoqué par la mise en place ou antérieur à celle-ci). Il est en tous cas curieux de constater que les plagioclases de l'enclave de gabbrodiorite des Schöllenen, sensiblement plus basiques que ceux du granite (23 à 26 % An.), sont libres de toute inclusion, bien qu'ayant passé par les mêmes phases orogéniques que le granite.

La période orogénique alpine et les phases qui l'ont précédée n'ont eu sur les plagioclases qu'un effet mécanique. Dans la mylonite, ils sont fragmentés, brisés en menus morceaux, leurs bords parfois arrondis par le frottement. Même dans le granite peu tectonisé, ils présentent des cassures ou des fissures souvent cicatrisées par du quartz. Les divers fragments d'un même individu, parfois déplacés l'un par rapport à l'autre, gardent toujours à peu près la même orientation. La rotation effectuée par les petits fragments,



c. à d. l'angle qu'ils forment maintenant avec l'individu dont ils proviennent, est très faible. Mesurée dans une douzaine de cas, elle a toujours été trouvée inférieure à  $8^\circ$ . La statistique d'orientation des

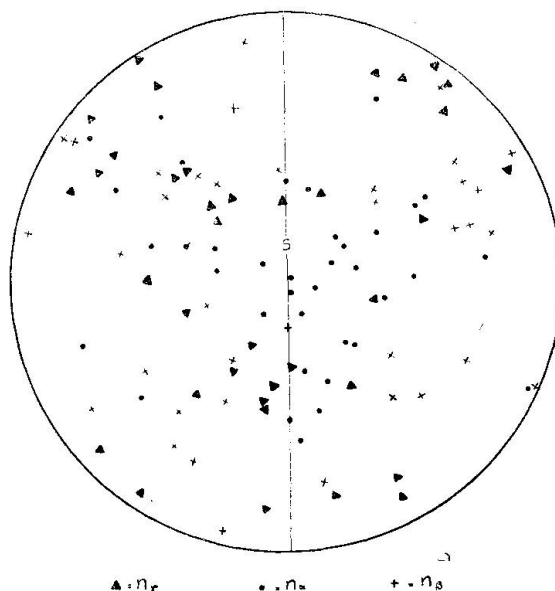


Fig. 15. Plagioclases, 37 individus. Coupe B. Texture 3.  $s = 64/65$  S.

plagioclases ne nous renseignera donc pas sur les phénomènes purement tectoniques, mais sur les conditions de cristallisation des feld-

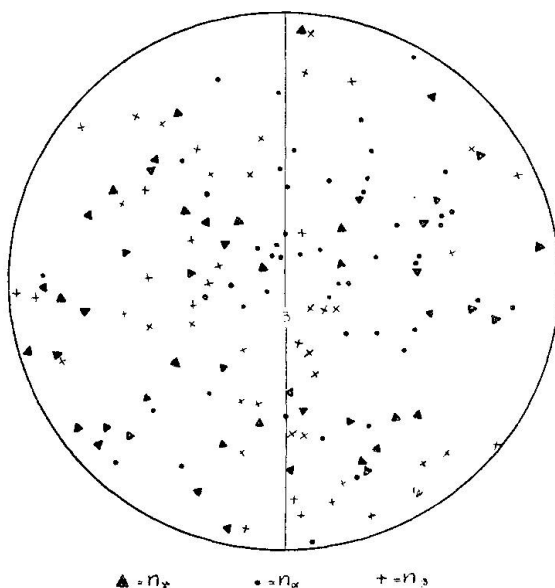


Fig. 16. Plagioclases, 50 individus. Coupe B. Texture 2.  $s = 50/77$  S.

spaths, donc sur des phénomènes de tectonique magmatique. Vu le nombre restreint d'individus contenus dans une coupe mince, les deux générations ont été réunies dans la même statistique; l'orientation

de l'ellipsoïde optique par rapport aux axes cristallographiques est d'ailleurs, pour les deux, approximativement la même.

La projection de la fig. 14 se rapporte à un granite normal (texture 1) provenant de la zone S du massif (Alpligenlücke, pied du Lochberg), d'un endroit qui n'a pas été touché par le mouvement orogénique alpin (voir fig. 18). L'orientation des plagioclases est statistique; autrement dit, les éléments optiques mesurés ne sont pas orientés dans une direction déterminée. La cristallisation s'est faite sous pression hydrostatique (non dirigée).

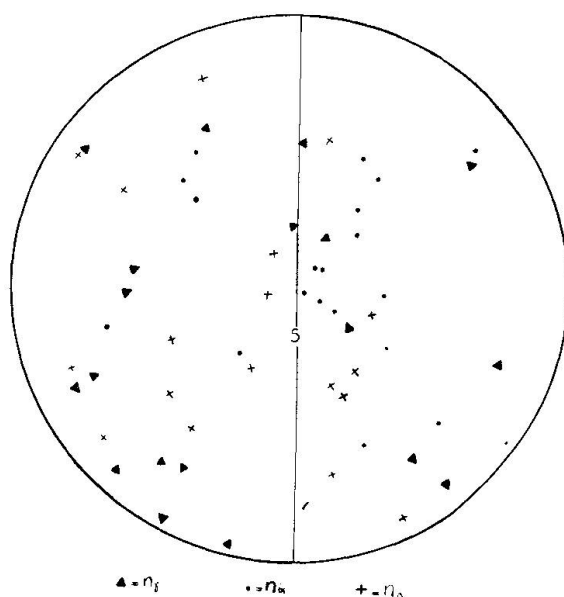


Fig. 17. Plagioclases, 19 individus. Coupe B. Texture 4.  $s = 63/78 S$ .

La statistique de la fig. 15 a été faite sur un granite légèrement tectonisé (texture 3) de la zone N (Pied du glacier du Brunnenstock). On peut constater une très légère concentration de  $n_\alpha$  dans le centre de la projection. La répartition de  $n_\beta$  et  $n_\gamma$  est à peu près statistique.

Les deux projections suivantes, fig. 16 et 17, provenant respectivement d'un granite normal (texture 2) et d'une mylonite (texture 4) du centre du massif (fig. 4: Ochsenbördli, fig. 5: gorge Göschenalp) présentent toutes deux des concentrations analogues à celle de la fig. 15, mais sensiblement plus importantes.

3 des projections ci-dessus (fig. 15 à 17) proviennent de coupes identiques (verticales) et de même orientation (perpendiculaires à la dir. 60). Elles sont donc directement comparables entre elles. Elles sont identiques, bien que provenant respectivement de granite normal et de granite mylonitisé. La période orogénique alpine n'a

donc eu aucun effet sur l'orientation des plagioclases, constatation déjà faite plus haut. Ces projections donnent lieu à une autre constatation importante: dans la partie extérieure du massif granitique, l'orientation des plagioclases est statistique; à mesure qu'on se rapproche de la partie centrale, une direction privilégiée s'affirme de plus en plus: l'axe cristallographique  $a$  ( $n_a$ ) s'oriente à peu près suivant le grand axe du massif. Dans les bords du massif, la cristallisation des plagioclases s'est faite sous pression hydrostatique, dans le centre, sous pression dirigée.

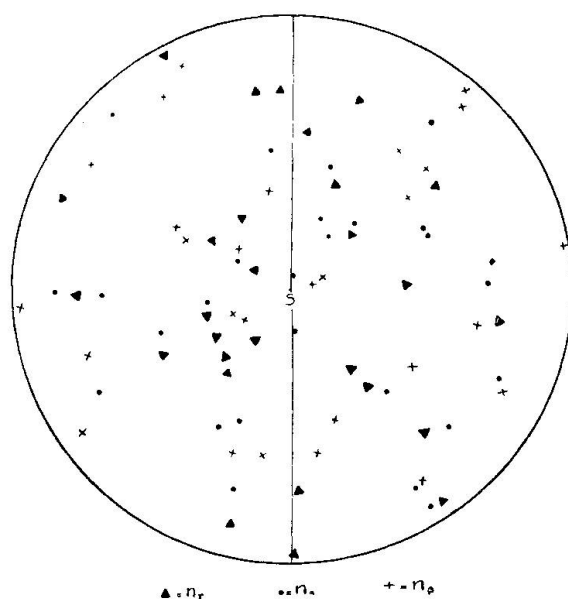


Fig. 18. Orthose, 28 individus. Coupe A. Texture 1. (s) = 112/82 E.

#### 4. ORTHOSE

Le feldspath potassique occupe, quantitativement, une place importante dans le granite de l'Aar. De ses deux modifications, orthose et microcline, une seule, l'orthose, a été repérée à l'aide de la platine théodolite, les individus de microcline étant trop peu nombreux pour une statistique de ce genre. Les cristaux d'orthose sont généralement de grandes dimensions, ils atteignent une longueur de 2 à 3 cm. dans la variété porphyrique du granite. Ils ont cristallisé après les plagioclases de deuxième génération, qu'ils entourent souvent complètement.

La présence de très nombreuses bandes et zones perthitiques dans l'orthose est un phénomène indépendant de la mylonitisation, probablement d'autométamorphisme. C'est aussi le cas pour la plupart des inclusions du feldspath potassique. Une partie pourtant de la séricite est d'origine secondaire, produit de décomposition de

l'orthose. Elle accompagne très souvent les fragments d'orthose et de microcline dans le granite mylonitisé. On la rencontre en quantité d'autant plus grande que la mylonitisation est plus intense.

L'orthose elle-même se présente toujours sous un aspect assez frais, analogue à celui des plagioclases de deuxième génération. Elle a d'ailleurs réagi de même manière que ceux-ci pendant les différentes phases orogéniques et présente tous les degrés de clasticité, depuis de simples fractures, soudées par du quartz, jusqu'à un émiettement complet.

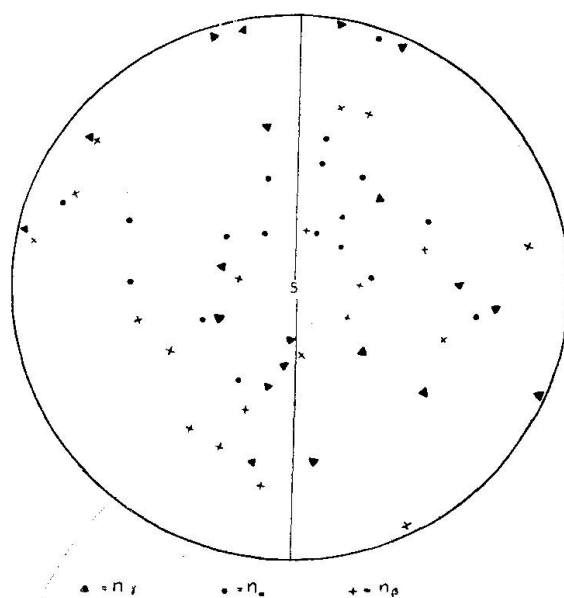


Fig. 19. Orthose, 20 individus. Coupe B. Texture 4.  $s = 63/78$  S.

Les individus d'orthose n'ont été ni recristallisés, ni orientés par l'effet d'un mouvement orogénique. La preuve en est donnée par les projections des fig. 18 et 19, qui proviennent respectivement de granite normal (texture 1) et de granite mylonitisé (texture 4) du centre du massif. Pour les deux, la répartition des axes optiques est statistique. La cristallisation s'est faite sous pression hydrostatique.

La projection de la fig. 20 présente une concentration très marquée de  $n_\gamma$  (axe cristallographique b). Elle appartient à un granite normal (texture 1) de la zone S du massif (Alpligenlücke). Une concentration analogue, mais beaucoup plus importante, garnit le centre de la projection fig. 21 (texture 1). La coupe mince qu'elle représente provient du faciès bordier aplitique, prise à 35 cm. du contact N (Kehlenalp). Un maximum du même genre, mais encore mieux marqué, se trouve au centre de la projection de la fig. 22 (texture 3).

Celle-ci représente un granite moyennement tectonisé de la zone N (Pied du glacier du Brunnenstock).

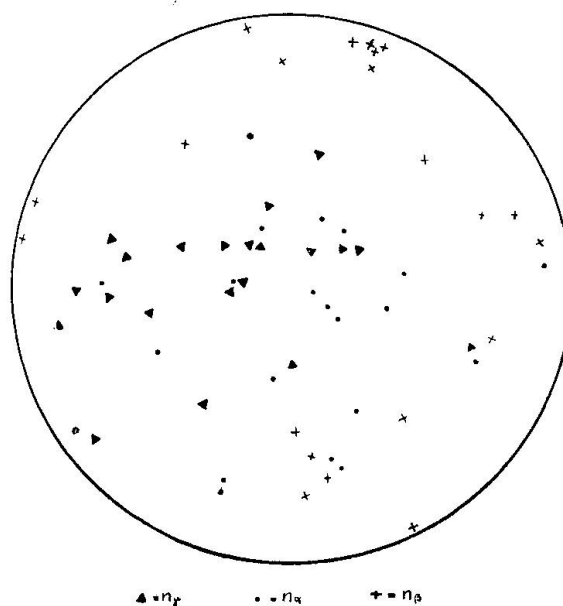


Fig. 20. Orthose, 21 individus. Texture 1.

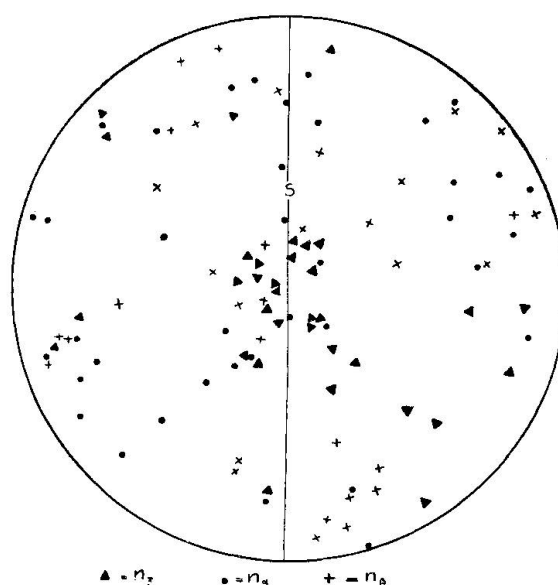


Fig. 21. Orthose, 34 individus. Texture 1.

Les coupes qui ont servi aux statistiques des fig. 20, 21 et 22 sont identiques: verticales (coupes B), elles sont perpendiculaires au grand axe du massif, de direction 70. Pour ces trois projections, l'orthose a la même orientation: l'axe cristallographique b (le plus court!) est parallèle au plus grand axe du massif. Le plan des axes

a et c est placé transversalement. Une explication satisfaisante de ce phénomène n'a pas été trouvée.

La statistique d'orientation de l'orthose nous fait constater un autre phénomène. Dans le centre du massif, la cristallisation s'est faite sous pression hydrostatique, c. à d. vraisemblablement dans une masse en repos. Dans la partie extérieure, elle est rigoureusement orientée. Elle se fait donc sous pression dirigée, autrement dit, dans une masse en mouvement.

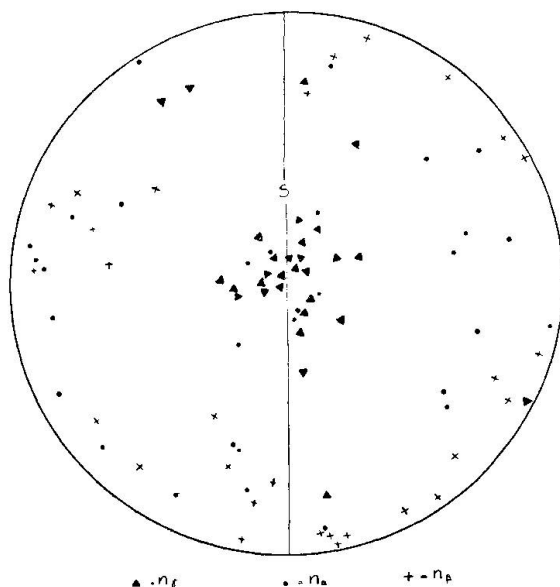


Fig. 22. Orthose, 31 individus. Coupe B. Texture 3.  $s = 64/65$  S.

Le phénomène contraire a été constaté pour les plagioclases, qui ne présentent jamais, il est vrai, des maxima aussi fortement marqués que l'orthose. Cela provient certainement du fait que les deux générations de plagioclases participent à la statistique, alors qu'elles sont d'âge différent.

Groupés géographiquement, les faits se présentent comme suit:

|                  |               |                                |                 |
|------------------|---------------|--------------------------------|-----------------|
| Zone S           | Plagioclases: | orientation quelconque         | (fig. 14)       |
|                  | Orthose:      | orientée b // 70               | (fig. 20)       |
| Centre du massif | Plagioclases: | partiellement orientée a // 70 | (fig. 16 et 17) |
|                  | Orthose:      | orientation quelconque         | (fig. 18 et 19) |
| Zone N           | Plagioclases: | orientation quelconque         | (fig. 15)       |
|                  | Orthose:      | orientée b // à 70             | (fig. 21 et 22) |

Ces faits, qui paraissent tout d'abord contraires à la logique, trouvent une explication plausible:

La mise en place s'est effectuée suivant la direction 35. A ce moment, seuls la biotite et l'oligoclase sont cristallisés. La pression dans le magma étant hydrostatique, leur orientation est quelconque.

Le magma se solidifie alors lentement, l'albite cristallisant tout d'abord dans la partie extérieure du massif. A ce moment, celui-ci participe à un mouvement orogénique, qui se traduit dans le magma par une pression dirigée, c. à. d. par un mouvement de direction 70. En même temps a lieu la solidification de l'albite au centre du massif et, parallèlement, la cristallisation de l'orthose dans la partie extérieure. Tous deux s'orientent dans la direction de mouvement, l'axe a de l'albite et l'axe b de l'orthose se placent à peu près parallèlement à la direction 70. Le massif passe alors à une période de calme et l'orthose du centre du massif peut cristalliser sous pression hydrostatique, ainsi que le quartz, qui se solidifiera ensuite.

J'appelle cette première phase orogénique contrôlable „phase 1 b“ (dir. 70), la phase 1 a ayant provoqué la mise en place. Les phases suivantes agiront sur une masse déjà solide.

Cette hypothèse concorde en tous points avec les résultats de la statistique des joints, qui trouve ici sa vérification (voir p. 517, orientation des lentilles basiques de différenciation).

La statistique d'orientation des feldspaths permet encore une constatation intéressante. La solidification du magma granitique a été extrêmement lente, puisqu'elle a enregistré des phases orogénique, très lentes elles aussi. Le granite reste passif pendant sa mise en place, le magma étant introduit dans l'espace créé par l'élévation ou le plissement de son toit. Une intrusion où le granite jouerait un rôle actif, serait, en effet, caractérisée par une orientation déterminée, verticale ou oblique, des minéraux déjà cristallisés. La statistique de la biotite et des feldspaths vient de démontrer que tel n'en a pas été le cas.

## 5. QUARTZ

Parmi les divers composants du granite, le quartz est celui qui se prête le mieux à l'analyse microtectonique. Ses caractéristiques optiques le rendent particulièrement propre à un examen microscopique. Sa constitution chimique simple et la présence d'individus de grandes dimensions ont permis d'étudier assez exactement ses propriétés physico-chimiques et mécaniques. La statistique d'orientation à l'aide de la platine théodolite, en particulier, a donné des résultats précieux et fait l'objet d'un grand nombre de travaux spéciaux.

Toutes les indications nécessaires et la terminologie admise se trouvent dans l'ouvrage classique de B. SANDER (L. b. 71), auquel je renvoie le lecteur, à qui ces termes spéciaux pourraient être étrangers.



Sous le microscope, le quartz apparaît sous trois aspects différents :

- a) gros individus à extinction roulante,
- b) fragments de dimensions variables, avec inclusions microscopiques impossibles à déterminer,
- c) individus à contours plus ou moins réguliers, exempts d'inclusions.

Les gros individus à extinction roulante sont communs dans le granite peu tectonisé. On ne rencontre guère, même dans les échantillons se rapprochant le plus du type normal, des individus d'une certaine dimension qui ne présentent pas de déformation mécanique. La direction de roulement paraît être indépendante de toute direction cristallographique. Les directions extrêmes d'extinction peuvent faire entre elles un angle atteignant  $20^{\circ}$ . Une statistique d'orientation de ces gros individus indique une répartition quasi-isotrope, donc indépendante de toute direction tectonique. Ce sont certainement des individus primaires, légèrement déformés par les différentes phases orogéniques.

Les individus classés sous b se rencontrent surtout dans des échantillons moyennement tectonisés (N° 3 et 4 de l'échelle). Ils représentent un deuxième stade de déformation mécanique et sont immédiatement reconnaissables à l'aspect trouble qu'ils doivent à leurs très nombreuses impuretés. Fragments d'individus plus gros, ils ont pu être déplacés, voire roulés et présentent encore des traces de déformation, ils deviennent biaxes ou présentent une extinction roulante.

Les individus les plus nombreux, même dans la roche la moins déformée, appartiennent à la troisième catégorie. Ils ont toujours un aspect très frais, peu ou pas d'inclusions et des contours plus ou moins isométriques. Ici et là, des lamelles de séricite, orientées parallèlement à la schistosité, traversent les grains de quartz. A la différence des individus des autres variétés, ceux-ci ont toujours des propriétés optiques normales. Cette variété est d'origine secondaire; elle est un produit de recristallisation, provoquée par les différents mouvements orogéniques. La quantité de quartz recristallisé dépend du degré de déformation de la roche (somme des effets de tous les efforts orogéniques subis et non résultat de la période alpine seule).

La mobilité du quartz est d'ailleurs très grande. Le granite, même très peu métamorphosé, présente de grandes plages de quartz recristallisé; des individus de feldspath, brisés, sont ressoudés par du quartz. Les mylonites présentent des bandes et lentilles de quartz recristallisé, qui peuvent atteindre d'assez grandes dimensions (plu-

sieurs cm. d'épaisseur). On est ainsi en présence d'un véritable transport de matière, très localisé il est vrai, effectué pendant le mouvement.

La statistique d'orientation, pour être complète, doit tenir compte de tous les individus qui se présentent, et pas seulement de l'une ou l'autre catégorie. La projection enregistre d'ailleurs automatiquement le degré de recristallisation, la direction des individus de troisième catégorie étant déterminée par les conditions qui ont présidé à la recristallisation, ceux des première et deuxième catégories ayant généralement une orientation différente.

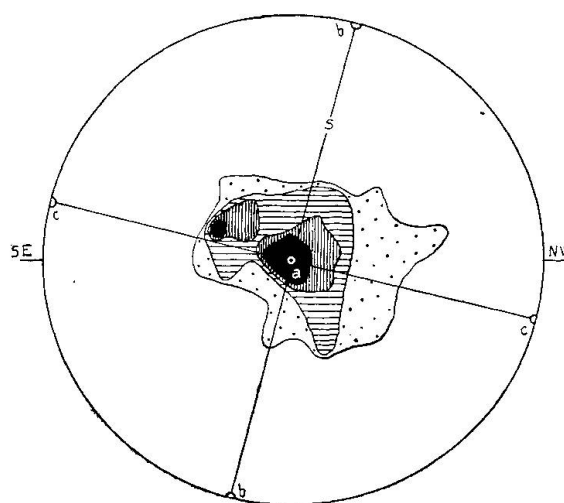


Fig. 23. Quartz, 224 axes. Coupe B. Texture 5.  $s = 66/74$  S.

La projection de la fig. 23 représente une bande de quartz recristallisé de 5 mm. de largeur, provenant d'une mylonite (texture 5). La coupe (B) est perpendiculaire au plan de schistosité ( $66/74$  S.). Tous les axes sont concentrés dans le centre de la projection et présentent deux maxima, dont un particulièrement important. Ce dernier, placé dans le plan de schistosité, représente l'axe  $a$  de l'ellipsoïde de déformation (Strainellipsoid). La projection est identique à celle de W. MINDER (L. b. 54, fig. 5, p. 399) pour la mylonite du Raeterichsboden. On est en présence d'une déformation précristalline, ou plus exactement paracristalline. L'ellipsoïde de déformation a la même position que pour la région de l'Oberhasli. Elle est d'ailleurs la même pour toutes les projections, à l'exception de la fig. 30, qui donne l'ellipsoïde de déformation d'une autre phase (phase 3).

L'axe  $a$  est exactement horizontal (variation inférieure à  $5^\circ$ ) et est orienté suivant  $65$ . Le plan  $ab$  plonge par  $70^\circ$  vers le S, l'axe  $b$  étant orienté suivant  $140$ .  $c$  est perpendiculaire à  $ab$  et plonge de

20° vers le NW (140). L'orientation des coupes minces étant très exacte (erreur inférieure à  $\pm 5^\circ$ ), l'erreur limite, dans cette détermination, est du même ordre de grandeur.

Le deuxième maximum n'est pas moins intéressant. Placé dans le plan *ac* et faisant avec *a* un angle de 25°, il correspond très bien avec le maximum 90 (85) de la statistique des joints et pourrait être un témoin de la phase 4. W. MINDER a obtenu un petit maximum analogue dans sa projection (fig. 7) du gneiss ocellé. Celui-ci, qui fait un angle de 50° avec le maximum principal, pourrait appartenir à la phase 100 („magmatische Endphase“).

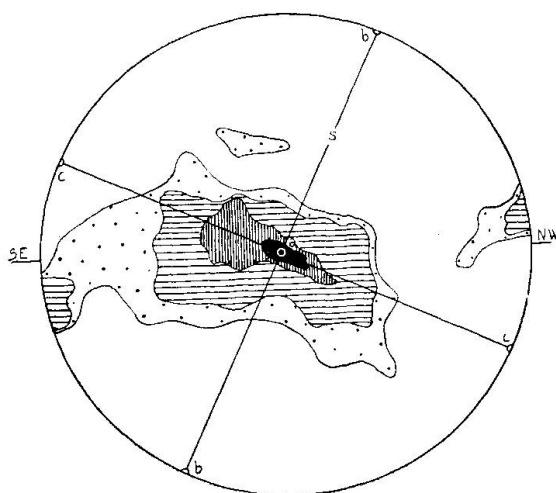


Fig. 24. Quartz, 334 axes. Coupe B. Texture 4—5.  $s = 65/62 S$ .

La projection de la fig. 24 provient d'une mylonite (texture 4 à 5) de Göscheneralp. Les individus repérés proviennent de petites lentilles allongées, formées de quartz recristallisé. L'orientation est la même que dans la projection précédente. Le maximum, un peu plus faible, correspond exactement au maximum 55—60 de la statistique des joints et s'étend, sur un arc de 20°, entre 50 et 70. La zone de quatrième degré de concentration (hachures verticales) est très étendue. Elle forme un faisceau de 50° d'ouverture, allant de 40 à 90, avec élargissement sensible vers 85. Elle correspond aussi parfaitement à la grande branche de la statistique des joints (fig. 4) et porte ainsi la trace, non seulement du système alpin, mais aussi celle, assez floue il est vrai, des systèmes N° 2 (70), N° 4 (85) et N° 5 (40). Nouvelle, la présence du petit maximum placé dans le plan de projection. Orienté suivant 150/15 SE, il pourrait appartenir à la branche transversale du système alpin et représenter une deuxième composante du mouvement, plongeant légèrement vers le S.

La fig. 25 donne la projection du quartz d'un granite assez fortement tectonisé (texture 3). On est en présence d'un seul maximum, bien marqué, de direction 55—60, par conséquent d'origine alpine.

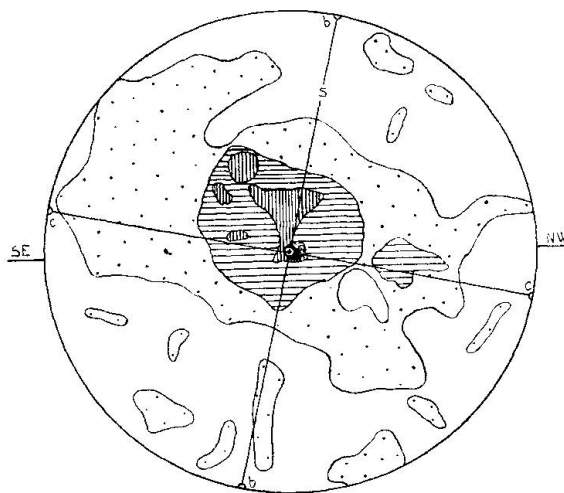


Fig. 25. Quartz, 338 axes. Coupe B. Texture 3.  $s = 63/78$  S.

Ce granite a subi assez fortement le mouvement alpin, mais paraît avoir été épargné par les autres phases orogéniques.

La projection de la fig. 26 (texture 2 à 3) est particulièrement intéressante. Identique aux précédentes, dans ses grandes lignes, son

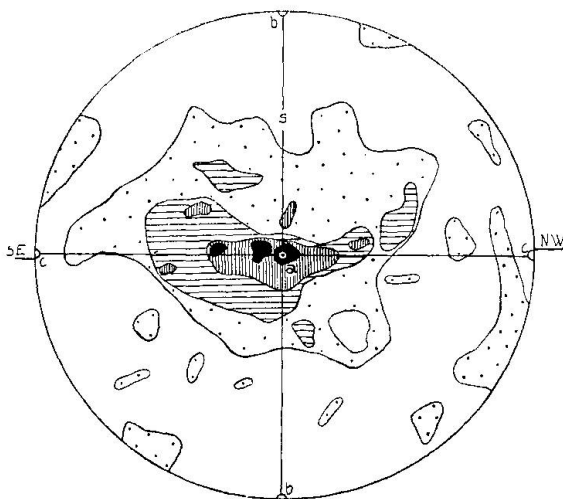


Fig. 26. Quartz, 364 axes. Coupe B. Texture 2—3.  $s = 63/89$  S.

maximum est aussi allongé suivant *ac*. Comme pour la projection de la fig. 12, sa zone de quatrième degré de concentration est allongée de 40 à 85 et correspond à la grande branche de la statistique des joints. Les trois maxima qu'elle contient sont aussi placés dans le plan *ac*.

Le plus important, avec une ouverture de  $10^\circ$ , est dirigé vers  $60^\circ$  et correspond à  $a$  de l'ellipsoïde de déformation alpin. Le deuxième maximum est placé à la gauche du premier et fait avec lui un angle de  $10^\circ$ . Il est donc orienté exactement suivant  $70^\circ$  et correspond au maximum de même direction, appartenant à la phase N° 2, de la statistique des joints.

Le troisième maximum, plus faible que les deux autres, fait avec le premier un angle de  $25^\circ$  et a, par ce fait, la même orientation que la branche la plus importante du système N° 4 (85). Le plan  $ac$  contient encore deux petits maxima, placés l'un  $45^\circ$  à gauche, l'autre  $30^\circ$  à droite du maximum principal. Leur orientation dans l'espace

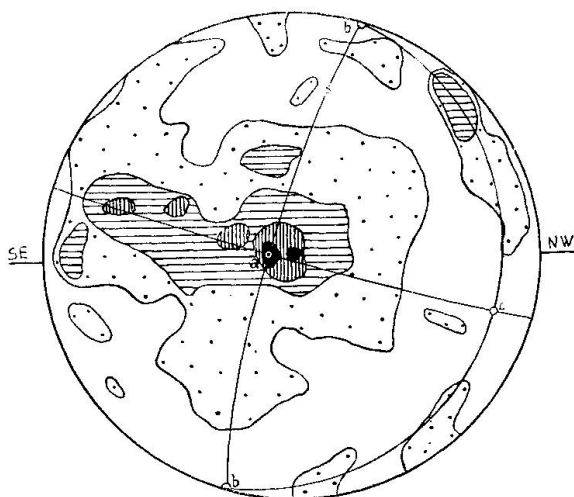


Fig. 27. Quartz, 436 axes. Coupe B. Texture 2—3.  $s = 57/72$  S.

est donc N— $105^\circ$ —S et N— $30^\circ$ —E. Le premier correspond à la phase N° 3 et le second a la même orientation que le petit maximum  $30^\circ$  de la statistique des joints. La signification des autres petits maxima n'est pas claire. Peut-être les trois petites zones de 3e degré de concentration, placées en triangle équilatéral autour du maximum principal, représentent-elles une orientation purement mécanique, due au clivage suivant un rhomboèdre. Leurs angles avec le centre de la projection sont respectivement  $28^\circ$ ,  $38^\circ$  et  $33^\circ$ . Leur moyenne est  $33^\circ$  et correspondrait très bien avec l'angle d'un plan de clivage  $(10\bar{1}2)$  avec la base  $(0001) = 32^\circ 25'$ .

La fig. 27 est absolument identique à la précédente. Elle provient d'un granite légèrement tectonisé (texture 2 à 3) comme la projection fig. 26. Son orientation est un peu différente, le plan de projection étant perpendiculaire à la direction 43. Par ce fait, le maximum alpin est dévié de  $10$  à  $15^\circ$  vers la gauche. A sa place se

présente un nouveau maximum, de direction 40—45. Un maximum analogue se rencontre dans la rose de direction des joints. Il appartient donc à un système indépendant et représente une phase N° 5, post-magmatique, mais préalpine, d'une certaine importance. Les trois autres maxima du plan *ac* font respectivement avec le maximum principal de direction 52, des angles de 15°, 38° et 58°. L'orientation de ces maxima secondaires est donc 67, 90 et 110. Ils appartiennent aux phases 2, 4 et 3.

La direction des différentes phases n'est pas exactement fixée, les quantités obtenues et les angles déterminés n'ayant qu'une valeur

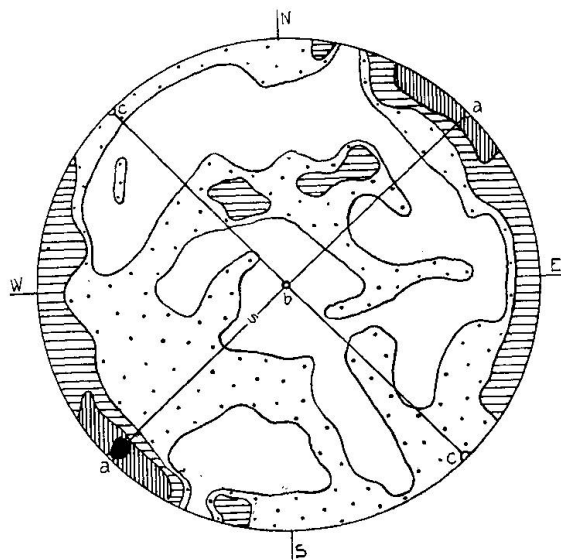


Fig. 28. Quartz, 318 axes. Coupe A. Texture 2.  $s = 50/77$  S.

statistique. Cette direction peut subir des oscillations de 15° environ, soit 5 à 7° à gauche et à droite du maximum déterminé. De plus, chaque phase est absolument indépendante des autres. Ainsi, l'angle entre les maxima des phases 3 et 4, théoriquement de 20°, pourra mesurer tantôt 12 à 15°, tantôt 25 à 30°. Les différences que présentent les projections des fig. 26 et 27, bien inférieures aux variations possibles, sont parfaitement justifiées.

Un autre maximum de la fig. 27, placé dans le plan *bc*, paraît avoir une certaine importance: de direction 140, plongeant de 35° environ vers le SE, il pourrait appartenir à cette deuxième composante alpine, déjà supposée.

Toutes les coupes étudiées jusqu'ici sont identiquement orientées: coupes verticales, perpendiculaires à un élément tectonique alpin. En fin de contrôle, j'ai effectué une série de mesures sur des coupes horizontales. Elles devaient me renseigner, en particulier,

sur cette deuxième composante alpine, hypothétique. Cette statistique a été faite sur des échantillons peu tectonisés (texture 3, 2 et 1), où le mouvement alpin est assez faiblement marqué.

La fig. 28, si elle ne présente pas de cas nouveau, confirme les résultats des projections des fig. 26 et 27. L'axe *a* de l'ellipsoïde de déformation se trouve maintenant dans le plan de projection; il est exactement horizontal. Ici encore, on peut constater un allongement du maximum principal dans le plan *ac*. Un petit maximum, placé dans le plan *bc*, pourrait appuyer l'hypothèse, émise plus haut, d'un mouvement transversal. Faisant un angle de  $35^\circ$  environ avec *b*, il est orienté suivant  $145$  et plonge de  $40^\circ$  vers le SE.

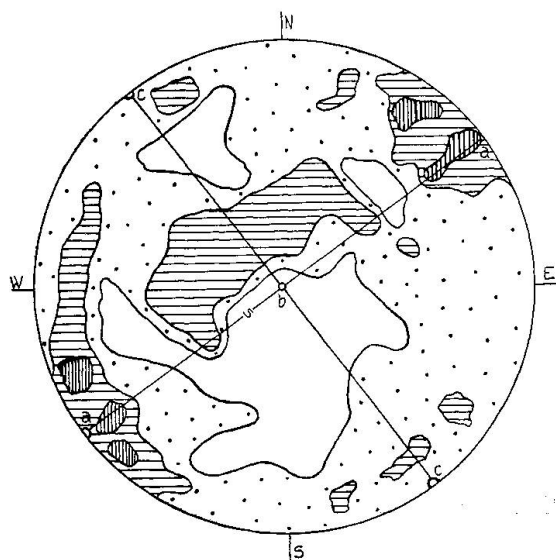


Fig. 29. Quartz, 340 axes. Coupe A. Texture 3—4.  $s = 57/80$  S.

La fig. 29 montre une projection identique à la précédente. En *ac* se trouvent trois maxima: 45, 55, 70, prolongés jusqu'à 115 par une zone de concentration plus faible. A cheval sur *bc* se trouve un autre maximum, assez peu dense. Il s'étend sur un segment de couronne de  $20^\circ$ . Distant de *b* de  $20^\circ$ , il fait avec l'horizontale un angle de  $60^\circ$ . Un petit maximum, dont le rôle n'est pas élucidé, se remarque en *c*.

La statistique a encore été étendue à un granite qui n'a pas été touché par le mouvement alpin (fig. 30). Sa texture est presque normale (1 à 2), aussi la répartition des axes du quartz est-elle presque isotrope. On remarque pourtant, à la périphérie, trois petits maxima. Le plus important est orienté suivant  $105$ . Il appartient donc à la phase 3 et représente la direction de transport *a* de cette phase.

L'ellipsoïde de déformation indiqué sur la projection se rapporte donc à la phase 3 et non au mouvement alpin.

Les deux autres maxima sont orientés suivant 130 et 150. Ces deux directions correspondent aux sous-maxima qui flanquent la branche transversale alpine. Ils représentent donc aussi des phases orogéniques distinctes, mais qu'il est impossible de déterminer plus exactement. Le maximum 130 est probablement immédiatement antérieur à la phase 3 (dir. 105), ainsi qu'en fait foi le filon de microgranite de la fig. 7.

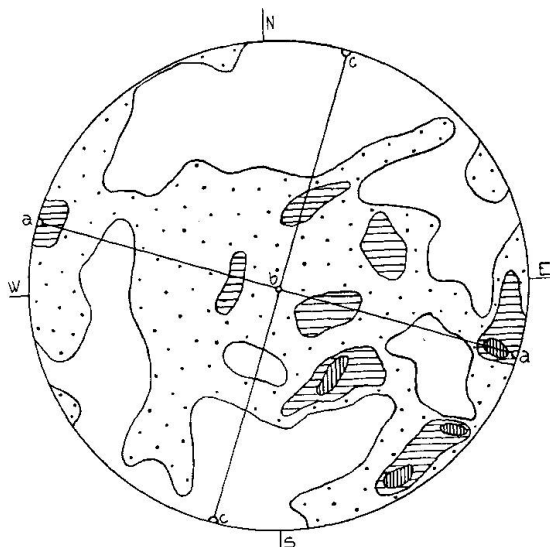


Fig. 30. Quartz, 259 axes. Coupe A. Texture 1 (s) = 60/80 S. ab = 112/82 E.

La signification du quatrième maximum, placé à  $45^\circ$  de  $b$ , n'a pas pu être trouvée.

#### IV. Discussion des résultats

La phase orogénique déterminée à l'aide de la statistique d'orientation des feldspaths a été de trop courte durée, comparée à la période de solidification du massif, pour avoir eu sur celui-ci des effets bien sensibles. On a constaté plus haut que seul un des composants, orthose ou plagioclase, avait été orienté et que l'orientation de tous les autres composants était isotrope. A l'origine, le granite de l'Aar est donc absolument normal, tant au point de vue textulaire que structural. La texture actuelle est secondaire et résulte d'un ensemble d'effets tectoniques postérieurs à la solidification du magma.

Tous les résultats obtenus à l'aide de la statistique des joints ont été confirmés par l'étude microtectonique. La décomposition du



graphique de répartition des joints en 6 systèmes orthogonaux identiques au système alpin s'est avérée juste, puisqu'elle a permis de distinguer 6 phases orogéniques différentes, qui ont toutes laissé des traces dans le granite, traces décelées par la statistique d'orientation du quartz.

Les valeurs déterminées et discutées dans les chapitres précédents n'ont qu'un sens qualitatif. Elles donnent la direction d'un certain nombre de vecteurs. Il serait intéressant de pouvoir déterminer la grandeur scalaire qui caractérise chacun de ces vecteurs. Le problème sera résolu après une analyse quantitative des différents maxima obtenus par les deux méthodes statistiques.

L'amplitude (relative) des différentes phases est difficilement déterminable, les moyens de comparaison faisant défaut. L'étude microtectonique, pas plus que la statistique des joints, ne nous en donne une image exacte. Les vecteurs 40 et 70 de la rose des joints, qui font chacun un angle de  $15^\circ$  avec le maximum alpin, sont composés des joints des phases 5 et 2, auxquels s'ajoutent, dans une proportion importante, des joints d'origine alpine. Les phases qu'ils représentent paraissent ainsi beaucoup plus importantes qu'elles ne le sont en réalité. Leur amplitude n'est pas supérieure à celle des phases 3 et 4. La phase 5 est même sensiblement plus faible.

L'image donnée par les projections du quartz est aussi faussée quantitativement. Une phase orogénique est caractérisée par un maximum de direction donnée, entouré de couronnes concentriques de densité plus faible. Tous les maxima situés à l'extérieur de cette zone ont été diminués, grâce à une recristallisation partielle. Par le même effet, les maxima placés à l'intérieur de cette zone ont été plus ou moins renforcés. Ainsi, dans les mylonites, tous les maxima secondaires ont disparu et sont remplacés par un maximum alpin d'autant plus important. Les maxima 70 et 40 ont, d'une manière générale, été augmentés au détriment des maxima 85 et 105. Il est donc nécessaire, avant de comparer quantitativement ces différentes phases entre elles, de corriger les maxima secondaires en les multipliant par un facteur proportionnel au degré de recristallisation et à l'angle que fait le maximum considéré avec  $\alpha$  (maximum alpin).

Pas plus que le mouvement alpin, les autres poussées orogéniques n'ont exercé sur le granite des effets partout de même intensité. Des zones très faiblement tectonisées sont séparées par de véritables mylonites: on rencontre, ici et là, des mylonites de direction 85, appartenant, par conséquent, à la phase 4. Elles sont, il est vrai, loin d'atteindre les dimensions des mylonites alpines. Un maximum de la

statistique d'orientation, même corrigé suivant le procédé indiqué plus haut, ne permet de juger de l'intensité d'une phase qu'en un point déterminé; il n'a pas une valeur absolue. L'amplitude d'une phase ne peut donc être estimée qu'à l'aide d'une combinaison des deux méthodes statistiques avec les observations directes faites sur place. Le classement par ordre d'importance, établi par ce moyen, n'est valable que pour la région étudiée, quelques-unes de ces phases étant très localisées. Groupées par amplitude décroissante, elles se classent comme suit:

- Phase 4 (direction 85),
- Phase 2 (direction 70),
- Phase 3 (direction 105),
- Phase 5 (direction 40).

La phase 5 est particulièrement faible. Seule, une statistique très étendue des joints pouvait déceler sa présence. Son âge ne peut d'ailleurs être déterminé exactement: elle est postérieure à la période de tectonique magmatique, mais antérieure à la période alpine.

La période orogénique alpine dépasse en importance toutes les autres phases réunies. Les  $\frac{2}{3}$  des joints de la statistique en dépendent. Son importance est aussi prédominante dans la statistique microscopique. Partout l'orientation du quartz se montre nettement régularisée, même dans les granites très peu tectonisés. Le mouvement orogénique alpin n'a donc pas seulement agi sur certaines zones déterminées, présentant une résistance plus faible, mais sur tout le massif. Il a donné au granite sa texture parallèle caractéristique. Cette texture avait déjà été plus ou moins dessinée par trois phases ayant une direction analogue, réunies dans un faisceau de  $45^\circ$  d'ouverture. Le plan de schistosité est pourtant indépendant des directions ainsi marquées. Il est bissecteur de l'angle formé par les maxima 40 et 70.

Le déplacement alpin de l'W vers l'E, déjà déterminé plus haut, a été exactement horizontal. Ce déplacement ne s'est pas fait seulement dans les zones mylonitiques ou grâce aux joints. Tout le massif y a participé, même dans les zones où le granite reste presque normal, ainsi qu'en font foi les projections des fig. 14, 15 et 16. Certes, ce déplacement différentiel  $\frac{ds}{dl}$ <sup>1)</sup> n'est pas constant. Il atteint sa valeur maximum dans la zone mylonitique et passe par un minimum qui se trouve à mi-chemin entre deux zones mylonitiques. La courbe représentant ce déplacement par rapport à un point de départ 0 est

<sup>1)</sup> s = déplacement longitudinal. l = largeur de la zone.

identique à celle que donne W. SCHMIDT dans une de ses dernières publications (L. b. 75, fig. 21: Gleitbretterbildung).

A côté de ce mouvement de l'W vers l'E, il a été possible d'en déterminer un second, suivant la branche transversale du système alpin (fig. 24, 27, 28 et 29). Alors que le mouvement W—E est toujours exactement horizontal, le déplacement SE—NW paraît avoir une pente variable. Pour la fig. 24, la pente est de  $15^{\circ}$ , elle est de  $35^{\circ}$  pour la projection fig. 27, de  $43^{\circ}$  pour la fig. 28 et atteint  $60^{\circ}$

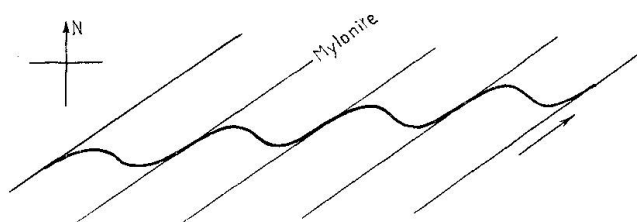


Fig. 31. Déplacement différentiel du granite et formation des zones de mylonite pendant le mouvement alpin (plan horizontal).

pour la fig. 29. Elle varierait donc dans des limites assez larges. La projection fig. 26 ne présente pas ce maximum transversal. Fait curieux, la pente de ce second maximum paraît être en relation directe avec la pente du plan de schistosité, relation mise en évidence par le tableau ci-dessous :

| Projection | Pente de s | Pente du max. |
|------------|------------|---------------|
| fig. 24    | 62 SE      | 15 SE         |
| fig. 27    | 72 SE      | 35 SE         |
| fig. 28    | 77 SE      | 43 SE         |
| fig. 29    | 80 SE      | 60 SE         |
| fig. 26    | 88 SE      | —             |

A mesure que la pente du plan de schistosité se rapproche de la verticale, le maximum plonge de plus en plus vers le S. Le mouvement oblique SE—NW est variable suivant la pente des zones déterminées par les mylonites. Le mouvement est nul pour un paquet vertical ; il est presque horizontal pour un paquet de pente très faible : 62 S. Pour la pente moyenne 75 S, le maximum plonge de  $40^{\circ}$  vers le S. On est ici en présence du seul mouvement vertical différentiel qui ait affecté le massif granitique central (à part les phénomènes d'isostasie, qu'il n'est pas possible de contrôler). Tous les autres mouvements décelés ont été horizontaux. Il faut donc admettre que la position primitive du massif n'a pas beaucoup changé ; il a été surtout étiré dans le sens longitudinal.

L'absence totale d'un effet endométamorphique de contact et le fait qu'on ne peut constater aucun phénomène de résorption, sont d'ailleurs la preuve que le granite a été introduit d'emblée à un niveau tectonique élevé.

La combinaison des deux déplacements alpins permet de construire, dans l'espace, la direction de mouvement initial SW—NE. Ce vecteur primitif, de direction N—32°—E, plonge de 10 à 15° vers le SW. Le point d'application de cette force est placé très bas dans le massif; autrement dit, le mouvement est très profond.

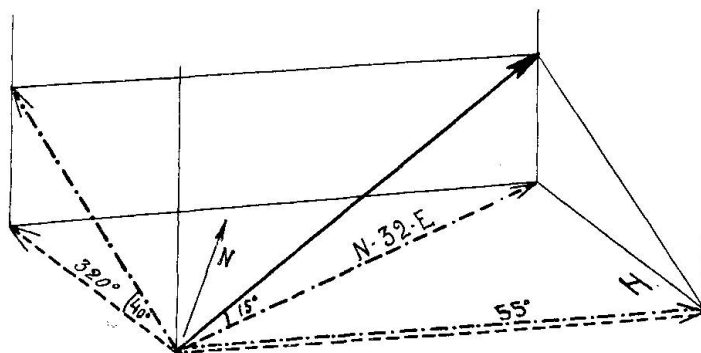


Fig. 32. Construction dans l'espace de la direction de mouvement du granite central de l'Aar (région de Göschenen) pendant la période orogénique alpine.

Cette direction de mouvement n'est strictement valable que pour le seul granite de la région étudiée. On ne peut pas la reporter sans autre forme de procès à la zone des schistes, et, à plus forte raison, au manteau sédimentaire. Ces deux groupes lithologiques appartiennent, au point de vue tectonique, à des niveaux supérieurs et ont, par ce fait, subi des mouvements d'amplitude et de direction différents. Les coins sédimentaires du massif de l'Aar (Jungfrau, Pfaffenkopf, par exemple) sont dûs à des mouvements beaucoup plus superficiels, qui ne peuvent en aucun cas être comparés à ceux qui ont affecté le granite.

## V. MORPHOLOGIE ET TECTONIQUE

Une étude morphologique détaillée ne rentre pas dans le cadre de ce travail. Il est pourtant nécessaire de déterminer, dans ses grandes lignes, l'influence de la tectonique sur la forme actuelle du pays.

Le granite, plus que toute autre roche, donne au paysage un caractère spécial. Les formes sont déterminées, d'une part par les joints, d'autre part par la texture du granite, c. à d. par la résistance qu'il offre aux agents atmosphériques. Le graphique de répartition

des joints présentant deux grands maxima perpendiculaires l'un à l'autre, on doit s'attendre à deux directions prédominantes: N—55°—E et N—140°—S.

La vallée de Göschenen est une vallée longitudinale. Sa direction approximative est N—80°—E. Un examen attentif permettra de constater qu'elle ne suit pas une ligne droite, mais qu'elle est formée d'une série de coulisses de direction 60, disposées en escalier. Les deux petites gorges „Im Loch“ et St. Niklaus-Wicki, en particulier, suivent des zones mylonitiques.

Les deux vallées transversales de Voralp et de Kehlenalp sont orientées parallèlement à la branche transversale du système alpin. Il en est de même pour la partie supérieure des Schöllenen. Cette direction joue un rôle important dans la structure du pays: c'est non-seulement celle des chaînes Salbitschyn-Winterberg et Schyn-Brunnenstock, mais encore celle d'un grand nombre d'arêtes de moindre importance, p. ex. l'arête du Moosstock ou celle qui relie le Tiefenstock au Gletscherhorn. Ces arêtes sont coupées à intervalles variables par des zones mylonitiques, ce qui explique la formation de „dents“ (Moosstock). Les vallées transversales ont un caractère particulier, qui leur est donné par la pente des joints et des zones mylonitiques. Le côté E de ces vallées est beaucoup plus escarpé que le côté W. La partie inférieure est formée par une paroi abrupte, coupée de très nombreux couloirs et cheminées parallèles, dûs à des zones mylonitiques. Deux couloirs particulièrement profonds, à faible distance du contact N, dans la vallée de Kehlenalp, accusent un très haut degré de mylonitisation. La largeur et la profondeur du couloir sont généralement un indice de l'intensité, et par conséquent aussi des dimensions de la mylonite. Ces vallées transversales sont indubitablement dues à la tectonique du granite. La partie supérieure de la vallée est creusée dans la zone des schistes N. Dès le contact, la vallée se rétrécit et se relève, bien que les schistes soient beaucoup moins résistants à l'érosion que le granite normal. La vallée suit donc dans le granite une zone affaiblie par des joints ouverts ou peut-être par une mylonite transversale, bien que la présence d'une mylonite de ce genre n'ait jamais pu être contrôlée.

La vallée longitudinale, étant formée de tronçons parallèles aux zones mylonitiques, ne présente pas ces nombreux couloirs. Elle frappe, par contre, par les formes très dissemblables de ses deux versants. Le côté S a une pente sensiblement égale et régulière de 40 % environ. Le côté N est constitué par une paroi de rochers de

dimensions variables, à laquelle fait suite une terrasse de pente assez faible. Au-dessus de cette terrasse s'élève la paroi terminale.

En certains endroits, (Regliberg-Salbitalp, par exemple), la terrasse est formée de plusieurs étages, dûs à l'alternance de zones de mylonite et de zones de granite intact. Les zones mylonitiques donnent souvent naissance à des cuvettes où l'eau s'accumule et forme de petits lacs.

La dissymétrie des deux versants de la vallée est caractéristique pour cette région du massif de l'Aar. Elle est due à un genre spécial de joints, auxquels E. HUGI, en particulier, a été rendu attentif (L. b. 42 et 43), mais dont la statistique des joints ne tient pas compte. La direction de ces joints varie constamment avec la direction de la vallée. Leur pente est très faible de  $15^{\circ}$  environ plus faible que le pente du terrain.

Leur origine n'est pas tectonique, mais ils sont dûs, d'après E. HUGI, aux variations de température de la roche provoquées par l'érosion, hypothèse confirmée par de très nombreux exemples pratiques. Pour le côté S de la vallée (longitudinale), ces joints sont à peu près perpendiculaires aux joints alpins longitudinaux et atteignent un développement maximum. Les éboulis ne peuvent être retenus sur ce versant et s'accumulent au fond de la vallée, créant d'importants cônes d'éboulis et donnant au terrain une pente uniforme. Pour le côté N, ces joints locaux forment avec les joints alpins un angle de  $60^{\circ}$  environ, par lesquels ils sont souvent remplacés. Ainsi peuvent se former de grandes parois comme celles de Horben et de Göscheneralp. Les éboulis sont retenus en place par les nombreuses cannelures formées par érosion des mylonites.

La dissymétrie des vallées transversales est due à la même cause, mais est un peu moins sensible par suite de la pente plus forte ( $85^{\circ}$  en moyenne) des joints alpins transversaux. Elle est par contre augmentée par les très nombreux couloirs du côté NE et la présence de glaciers au SW seulement.

Toutes les formes sont dominées par le système de joints alpins. Ils débitent le granite en rhomboèdres allongés, où les faces forment entre elles un angle de  $100$  à  $105^{\circ}$ , soit de  $75$  à  $80^{\circ}$ , l'arête commune ayant une pente de  $70^{\circ}$ . Ces rhomboèdres déterminent la forme des roches moutonnées de Gwüest.

Toutes les arêtes sont découpées suivant ce même système de joints. Les rhomboèdres prennent ici tout leur développement et forment des „aiguilles“ identiques à celles du massif du Mt. Blanc. Le plus bel exemple est donné par le Salbitschyn, terminé par un



gendarme d'une quinzaine de mètres de longueur et quelques mètres de pourtour. L'arête SW est formée d'innombrables „gendarmes“ et „aiguilles“ quasi-inaccessibles, et de surfaces très planes de plusieurs dizaines de mètres.

La tectonique alpine donne à toute la région un caractère très spécial, particulièrement bien rendu par la nouvelle carte topographique au 1:50 000, actuellement en préparation. Le topographe a pu y faire figurer la plupart des zones de mylonite, rendant par là un précieux service au géologue et au touriste.

L'érosion glaciaire a aussi été réglée par la tectonique alpine. Elle a joué un rôle important par la formation de terrasses. Chaque terrasse débute à sa partie supérieure par une mylonite. Elle est fermée vers l'aval par un seuil de granite normal, souvent coupé par une gorge étroite, qui se prolonge dans une zone mylonitique, préparant une terrasse inférieure. C'est le cas, en particulier, pour les deux importantes terrasses de Göscheneralp et de Riedmatt. Le modelage des petites formes dépend aussi directement des propriétés mécaniques de la roche: la langue des glaciers occupe toujours une zone de mylonite, tandis que les arêtes qui émergent du champ de glace sont formées de granite normal.

## VI. Résumé

L'étude minéralogique et chimique du granite, de ses produits de différenciation et de ses enclaves, a permis de caractériser la province pétrographique que constitue la région.

Le granite représente la phase la plus importante dans la solidification fractionnée du magma principal. Appartenant à la série alcalino-calcaire, il a tendance à se rapprocher de la série des roches potassiques. Après lui, divers produits de différenciation filoniens ont été mis en place, dans l'ordre suivant:

1. Injection importante de *microgranites* s'étendant sur une période assez longue. Les conditions de cristallisation variant rapidement, la structure et la texture de la roche sont très variables; elles dépendent surtout de la température de la roche encaissante au moment de la mise en place. Les caractères chimiques, très constants, sont ceux d'un granite aplitique, avec prédominance marquée de *k*.

2. Première injection de *lamprophyres* provenant d'un magma dioritique normal, avec tous les caractères de la série des roches alcalino-calcaires.

3. Deuxième injection de *lamprophyres*, représentant la série des roches potassiques (magma lamprosommaïtique).

4. La dernière manifestation magmatique consiste en une injection d'*aplites*, plus ou moins acides, présentant les caractères de roches alcalino-calcaires.

Les enclaves sont constituées par des gabbrodiorites, une amphibolite et une roche métamorphique à caractère syénito-granitique. Par leurs valeurs de *k* et *mg*, ces enclaves appartiennent d'un côté à la série alcalino-calcaire, de l'autre à la série potassique.

Il s'est produit, par différenciation du magma primitif, une oscillation dans la constitution des magmas partiels, qui appartiennent alternativement aux séries alcalino-calcaire et potassique. La province se distingue ainsi par un caractère mixte exceptionnel.

La combinaison de deux méthodes statistiques (statistique des joints et statistique d'orientation des différents minéraux) a permis de déterminer dans ses grandes lignes l'histoire du massif de l'Aar, dans sa partie médiane.

1. La mise en place du granite s'est effectuée suivant la direction N—35°—E: *Phase 1 a*. Cristallisation de la biotite et de l'oligoclase acide sous pression hydrostatique, ainsi que de l'albite dans la partie extérieure du massif.

2. Pendant sa solidification (cristallisation de l'albite dans la partie centrale du massif, de l'orthose dans la partie extérieure), le granite est soumis à un mouvement orogénique, qui donne au massif une forme allongée suivant 70°: *Phase 1 b*.

3. Période de repos. Les autres composantes, orthose (dans la partie centrale du massif) et quartz, cristallisent sous pression hydrostatique.

4. Après solidification complète, le massif participe à une phase orogénique, qui se traduit par la formation de joints de direction 70°: *Phase 2*.

5. Cette phase est suivie d'une intrusion de *microgranites*, qui se manifeste surtout dans la zone S du massif.

6. Une *troisième phase* orogénique détermine un système de joints 10°—105°, qui ouvre le chemin à

7. une première injection de *lamprophyres* (de constitution dioritique normale).

8. Une *quatrième phase* orogénique, plus importante, est marquée par un système de joints 85°—175°, dans lesquels sont introduits:

9. une deuxième série de *lamprophyres* (de constitution lamprosommaïtique), suivie de



10. une forte injection d'*aplites*, dernière manifestation de l'activité magmatique.

11. Une *cinquième phase* orogénique est représentée par un système de joints  $40^{\circ}$ — $125^{\circ}$ . L'âge de ce mouvement n'est pas exactement déterminé.

12. Le *mouvement alpin* a pu être étudié d'une manière beaucoup plus approfondie. Il se traduit par un système de joints très important, formé de deux branches orthogonales. La plus grande branche, longitudinale, est orientée suivant N— $55^{\circ}$ —E. La branche transversale est dirigée vers N— $140^{\circ}$ —S. Ces deux branches, considérées comme vecteurs, permettent de déterminer la direction de mouvement initiale: N— $32^{\circ}$ —E (voir fig. 10).

Le déplacement s'est effectué parallèlement à la grande branche de projection des joints ( $55^{\circ}$ ), non seulement suivant de nombreuses zones mylonitiques mais par un déplacement différentiel de toute la masse, de l'W vers l'E. Toutes les coupes minces étudiées présentent ce déplacement, figuré par une orientation des axes du quartz dans la direction de mouvement. C'est ce mouvement, très exactement horizontal, qui a donné au granite, en orientant le quartz et la biotite, cette texture parallèle gneissique qui le caractérise. Les phases orogéniques précédentes ont eu un effet analogue, quoique de beaucoup moindre envergure.

A côté de cet étirement dans le sens W—E, le massif a subi un mouvement oblique, beaucoup plus faible, qui a déplacé plus ou moins vers le N les différentes tranches formées par les zones mylonitiques. C'est là la seule composante transversale (et verticale) constatée. Ce déplacement est négligeable, comparé au déplacement longitudinal.

Le déplacement provoqué par l'accumulation à l'W des nappes pennines a été radial. Par ce fait, il a été presque tangentiel à la partie orientale du massif de l'Aar. Les directions initiales de mouvement, N— $32^{\circ}$ —E pour la région de Göscheneralp et N— $12^{\circ}$ —E pour le Haslital, obtenues par la statistique des joints (voir fig. 4, 5, 10), correspondent parfaitement avec cette poussée radiale supposée. Le plissement transversal des nappes tessinoises confirme aussi cette hypothèse, un pareil gauchissement de la surface de contact n'étant possible que grâce à un mouvement transversal W—E (voir H. PREISWERK, L. b. 68).

## LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

1. AMBÜHL, E., Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südl. Andermatt. Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt., 9, 1929.
2. ARGAND, E., Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclog. geol. helv. XIV, 1916.
3. BALTZER, A., Das Aarmassiv. Beitr. z. geol. K. d. Schw., 24. Lief., 1888.
4. — Die granitischen lakkolithenartigen Intrusionsmassen des Aarmassivs. C. R. IX. Congrès geol. intern. Vienne 1903.
5. BECKE, F., Struktur und Klüftung. Fortschritte d. Min. etc. 9, 1924.
6. BEREK, M., Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universal-Drehtischmethoden. Berlin 1924.
7. BOECKE, H. E., Bemerkung über die Theorie von Johnston bezüglich des Verhaltens fester Stoffe unter ungleichförmigem Druck. Centralblatt f. Min., 1913.
8. v. BUBNOFF, S., Der Werdegang einer Eruptivmasse. Fortschritte d. Geol. u. Pal. VII, 1928.
9. — Die Methoden der Granitmessung und ihre bisherigen Resultate. Geol. Rundschau XIII, 1922.
10. CLOOS, H., Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Abh. d. Pr. geol. Landesanstalt, N. F. 81, 1920.
11. — Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig 1921.
12. — Tektonik und Magma. Abh. d. Pr. geol. Landesanstalt, N. F. 89, 96, 1922, 1924.
13. — Der Gebirgsbau Schlesiens. Berlin 1922.
14. — Das Batholitenproblem. Fortschr. d. Geol. 1923.
15. — Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. Berlin 1925.
16. — Zur Kritik der Granittektonik. Centralbl. f. Min. (B) 1926.
17. — Zur Tektonik alpiner Granitplutone. Geol. Rundschau XVIII, 1927.
18. — Zur Terminologie der Plutone. Fennia, Helsingfors, 1928.
19. — Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen. Geol. Rundschau XX, 1929.
20. — Untersuchungen über Gebirgsbildung. Forschung u. Fortschritte, 1929.
21. — Künstliche Gebirge. Natur u. Museum, Heft 5. u. 6, 1929.
22. CORBIN, H., und OULIANOFF, N., Sur les éléments de deux tectoniques, hercynienne et alpine, observables dans la protogine du Mont-Blanc, C. R. Acad. Sci., t. 182, Paris 1926.
23. — Relations entre les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. C. R. Acad. Sci., t. 178, Paris 1924.
24. — Métamorphisme de contact produit par la protogine du Mont-Blanc. C. R. Acad. Sci., t. 187, 1928.
25. — Deux systèmes de filons dans le massif du Mont-Blanc. C. R. Soc. géol. de France, no. 14, 1925.
26. — Sur certains caractères du plissement hercynien dans la région Servoz-Les Houches. C. R. Acad. Sci., t. 176, Paris 1923.
27. — Les contacts, éruptif et mécanique, de la protogine et leur signification pour la tectonique. Bull. Soc. géol. de France (4) XXVI, 1926.
28. DAUBRÉE, A., Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Paris 1879.
29. DRESCHER, F. K., und STORZ, M., Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit. Neues Jahrb. f. Min., B. B. LIV, 1926.

30. DUPARC, L., und PEARCE, F., Les porphyres quartzifères du Val Ferret. Archives des sc. physiques et naturelles. Genève 1897.
31. FEHR, W., Geologisch-petrographische Untersuchungen im zentralen Teile der südl. Gneise des Aarmassivs. Diss. Manuscript, Inst. de Min. Berne, 1922.
32. — Geol. Karte der Urserenzone, 3: 100 000.
33. FISCHER, G., Gefügeregelung und Granittektonik. Neues Jahrb. f. Min., B. B. LIV, 1926.
34. FISCHER, O., Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (mittleres Aarmassiv). Diss. Zürich, 1905.
35. GRUBENMANN, U., Struktur und Textur der metamorphischen Gesteine. Fortschritte d. Min. 2, 1912.
36. GRUBENMANN, U., und NIGOLI, P., Die Gesteinsmetamorphose. Berlin 1924.
37. HEIM, ALB., Geologie der Schweiz. Leipzig 1922.
38. HIRSCHI, H., Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt. 4, 1924.
39. HUBER, M., Intrusions- und Kontakterscheinungen im Oberhasli. Diss. Berne, 1921.
40. HUGI, E., Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkung alpiner Granitintrusion. Eclogae geol. helv. XVI, 1921.
41. — Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion. Verh. d. S. N. G., Bern 1922.
42. — Über einige Gesteins- und Mineralvorkommnisse der Wasserstollen des Kraftwerkes Amsteg. Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt. 3, 1923.
43. — Die petrographisch-geologischen Verhältnisse des Baugebietes des Kraftwerkes Oberhasli. Mitt. Naturf. Ges. Bern, 1921.
44. HUTTENLOCHER, H., Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. Jahrb. d. Phil. Fak. II, Bern, 1921.
45. JOHNSTON, J., und ADAMS, L. H., Über den Einfluss hoher Drucke auf das physikalische Verhalten fester Stoffe. Zeitschr. f. anorg. Chemie 80,
46. KOBER, L., Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
47. KOENIGSBERGER, J., Erläuterungen zur geol. und mineralog. Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort (m. Karte u. Profilen). Freiburg i. B. 1910.
48. — Die Minerallagerstätten im Biotitprotogin des Aarmassivs. Neues Jahrb. f. Min., B. B. XIV, 1901.
49. — Über alpine Minerallagerstätten, Mineralklüfte und Differentiation ihrer Paragenese. Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt. 5, 1925.
50. KORN, D., Tektonische und gefügeanalytische Studien im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. N. Jahrb., B. B. LXII, 1929.
51. LACHMANN, R., Beiträge zur Plastizitätsfrage. Centralblatt für Min. 1912.
52. MARK, H., Über die Methode und die Ergebnisse der experimentellen Bestimmung von Wachstums- und Deformationsstrukturen. Z. Krist. 61, 1924.
53. MILCH, L., Die primären Strukturen und Texturen der Eruptivgesteine. Fortschr. d. Min. 2, 1912.
54. MINDER, W., Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs. Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt. 12, 1932.

55. MORGENTHALER, H., Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. *Eclogae geol. helv.* XVI, 1921.
56. NIEDERER, J., Petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Clavanièr und Val Milar im Bündneroberland. Diss. Bern, 1932.
57. NIGGLI, P., Der Chemismus der zentralen Aaregranite. *Bull. Suisse de Min. et Pétr.* 4, 1924.
58. — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalyse. *Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt.* 7, 1927.
59. — Petrographische Provinzen der Schweiz. *Vierteljahrschr. Naturf. Ges.* Zürich, 1919.
60. — Gesteins- und Mineralprovinzen, I. Berlin 1923.
61. — DE QUERVAIN, F., WINTERHALTER, R. U., Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, Geotechnische Serie, XIV.* Lief.
62. OULIANOFF, N., Une contribution à l'étude de la tectonique du Mont-Blanc. *Eclogae geol. helv.* XIX, 1926.
63. — Sur les plis hercyniens du massif d'Arpille. *Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, 1919.
64. — Sur le plissement ancien dans le massif du Mt. Blanc. *C. R. XIVe Congrès intern.*, 1926.
65. — Sur quelques failles et quelques zones de mylonite dans le massif du Catogne (Valais). *Eclogae geol. helv.* XXIII, 1930.
66. PFLUGSHAUPT, P., Beiträge zur Petrographie des östl. Aarmassivs. *Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt.* 7, 1927.
67. POLANYI, U., Deformation von Einzelkristallen. *Z. Krist.* 61, 1924.
68. PREISWERK, H., Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. *Eclogae geol. helv.* XVI, 1922.
69. RAY, S. K., Beitrag zur Petrographie des südl. Schwarzwaldes. *Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt.* 6, 1926.
70. SANDER, B., Zur petrographisch-tektonischen Analyse I, II, III. *Jahrb. d. Geol. Landesanstalt Wien*, 1923, 1925, 1926.
71. — Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
72. SCHMIDT, W., Gefügestatistik. *Tschermaks Mitt.*, Bd. 38.
73. — Untersuchungen über die Regelung des Quarzgefüges kristalliner Schiefer. *Fortschr. d. Min.*, Vol. 11, 1927.
74. — Zur Quarzgefügeregel. *Fortschr. d. Min.*, Bd. 11, 1927.
75. — Tektonik und Verformungslehre. Berlin 1932.
76. STAUB, R., Der Bau der Alpen. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F.* LII, 1923.
77. STIELER, C., Ein Beitrag zum Kapitel Klüfte. *Centralblatt f. Min.*, 1922.
78. WEBER, F., Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F.* XIV, 1904.
79. WENK, F., Untersuchungen über zufällige Verteilung im Vergleich mit gesetzmäßiger Regelung von Gesteinen. *Centralblatt f. Min. (A)*, 1930.
80. WINTERHALTER, R., Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. *Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt.* 10, 1930.

81. WYSS, R., Petrographisch-geologische Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet. Mitt. d. Naturf. Ges. Bern, 1932 (1933).
82. KOENIGSBERGER, J., Bemerkung zu W. Minder, Petrographie des mittleren Aarmassivs. Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt. 13, 1933.
83. MINDER, W., Beitrag zur Begriffs- und Altersbestimmung alpiner Mineralklüfte und Kluftmineralien. Ibid. 13, 1933.
84. NIGGLI, P., Bemerkung zu den vorstehenden zwei Beiträgen über Kluftmineralien. Ibid. 13, 1933.

Reçu le 9 septembre 1933.