

LA GÉOLOGIE DU VALLE DEL BITTO ET LA TECTONIQUE DES ALPES LOMBARDES

PAR
S. W. TROMP.

Avec planche 18, 19, 20, 21 et 22.

I N D E X.

	pag.
I. Introduction	3 (125)
II. La Géologie du Valle del Bitto di Albaredo et di Gerola	8 (130)
A. La Constitution pétrographique du sol	8 (130)
I. Aperçu schématique des types de roche	8 (130)
II. Les caractéristiques déterminantes des roches d'ortho- et de paramétamorphisme	10 (132)
III. Les types de roche traités suivant le schéma	22 (144)
IV. Les propriétés des zones de mylonite dans leur rapport avec le problème des pseudo- tachylites	56 (178)
V. La classification géologique des roches	77 (199)
B. La Stratigraphie du Cristallophyllien	79 (201)
C. La tectonique	86 (208)
D. La Géomorphologie du Valle del Bitto	107 (229)
III. La Tectonique des Alpes Lombardes dans son rapport avec le problème des Dinarides	115 (237)
A. La Stratigraphie du Cristallophyllien septentrio- nal	115 (237)
B. La Limite Alpino-Dinarique	129 (251)
C. La Tectonique des Alpes Lombardes.	142 (264)
IV. La Bibliographie	193 (315)

¹⁾ Déjà parues: No. 1: J. COSIJN, „De Geologie van de Valli di Olmo al Brembo” (Lit. 28). No. 2: W. J. JONG, „Zur Geologie der Bergamasker Alpen, nördlich des Val Stabina” (Lit. 71). No. 3: TH. H. F. KLOMPÉ, „Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo” (Lit. 72). No. 4: J. H. L. WENNEKERS, „De geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole” (Lit. 152). No. 5: G. L. HOFSTEENGE, „La Géologie de la Vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino” (Lit. 57).

I. INTRODUCTION.

Parmi toutes les zones non encore étudiées des Alpes Bergamasques, ce sont surtout les Valle del Bitto di Albaredo e di Gerola qui m'ont attiré, attendu qu'ils présentent une région des Alpes Bergamasques encore complètement négligée jusqu'à présent, à savoir: la zone cristallophyllienne de la Catena Orobica. Un autre attrait pour moi a été le fait, que, avec la mise en carte de cette région la première section transversale des Alpes Bergamasques devenait une chose faite. Cette section transversale englobe du nord au sud les zones étudiées par KLOMPÉ (72), JONG (71), COSIJK (28) et HOFSTEENGE (57). Cependant ces raisons-ci n'étaient pas les seules, à motiver la mise en carte de la zone cristallophyllienne nord. En effet, la situation du terrain à proximité de la limite alpine-dinarique, présumée par divers auteurs, a été un des motifs principaux pour mettre en carte justement un des terrains situés le plus au nord à fin de trouver une solution possible à ce problème. Non seulement le travail en valait la peine parce qu'il m'était possible de contribuer à résoudre le problème des Dinarides, mais encore par le fait, que beaucoup de structures dans le cristallophyllien des Alpes Bergamasques, encore inconnues jusqu'à ce jour, purent être découvertes, et aussi, par quelques trouvailles pétrographiques qui remettaient au premier plan le problème des pseudo-tachylites entre autres. Néanmoins je ne nierai pas m'être trouvé exposé à de multiples déceptions, vu qu'il me fut fréquemment impossible de pénétrer plus avant dans la stratigraphie des couches pré-permiennes des Alpes Bergamasques, déceptions d'autant plus grandes en raison de la monotonie que comportent les travaux de la mise en carte dans la région cristallophyllienne. Le travail sur le terrain fut fait au cours des étés de 1930 et de 1931.

Dans le but de construire un schéma de la tectonique des Alpes Bergamasques dans ses rapports avec le problème des Dinarides, on fit plusieurs excursions dans les parties Est et ouest des Alpes Bergamasques au cours des étés de 1929, 1930 et 1931, alors qu'une excursion géologique générale, organisée par l'Université de Leyden en 1930 me fournit l'occasion de faire plus amplement connaissance avec quelques régions porphyriques, situées entre le lac du Côme et le Lac Majeur. Pendant l'été de 1931 mon attention fut attiré en outre plus spécialement par la zone insubre de Cornelius. Les multiples localités décrites par lui furent visitées, surtout entre Sondrio et le lac de Côme, alors que plus à l'Est il fallut se contenter de quelques excursions d'orientation superficielle. A la fin de ce travail, dans l'aperçu tectonique des Alpes Lombardes on s'est efforcé de donner un compte-rendu aussi complet

que possible de ce qui est connu des Alpes Bergamasques par rapport à la tectonique alpine générale.

Je réalise parfaitement que bien des questions de détail nécessiteront peut-être à l'avenir une interprétation différente. Plus on connaîtra les régions de l'Est, plus on pourra compléter le schéma donné. La présence d'un aperçu tectonique déjà maintenant, est motivée par le fait qu'il sera plus facile pour les investigateurs qui suivront de continuer à travailler sur un schéma qui réunit beaucoup de faits disparates en un ensemble à corriger éventuellement, que d'être obligé de commencer à travailler avec une grande quantité de faits paraissant indépendants les uns des autres. Pour la mise en carte des Valle del Bitto on s'est servi des planches 1: 25.000 de l'Istituto Geografico Militare, à savoir le Foglio 18, III, Morbegno S. E., S. O., N. E. et N. O. Cette carte a été relevée en 1913 et contient par conséquent encore de nombreuses erreurs. Quoique très utile dans son ensemble comme base topographique, elle présente de multiples fautes de routes et de rivières. Surtout les courbes de niveau sont très peu précises, et font parfois même complètement défaut. Ce qui est une source de difficultés quand il s'agit de dessiner des coupes.

Parmi les routes nouvellement construites je voudrais citer la nouvelle route de Morbegno à Bema. Vu que cette route présente une coupe des plus nettes au travers du cristallophyllien, et se distingue en outre par une structure de failles très compliquée, elle a été relevée exactement à la marche et à la boussole géologique. Une reproduction à échelle réduite de cette route est intercalée au chapitre sur la Tectonique. Une nouvelle route carrossable a été construite montant progressivement de Morbegno vers l'ouest, jusqu'à la hauteur de Cosio, puis fléchissant vers l'Est, et enfin vers le sud en passant par Sacco, Rasura et Pedesina, jusqu'à Gerola. De Sacco à Gerola la nouvelle route passe au-dessus de l'ancienne. Des sentiers nouveaux, au-dessus de Casera Garzino p. ex., font défaut sur la carte, alors qu'un assez grand nombre de chemins s'y trouvent portés, qui actuellement n'existent plus. A ce point de vue la carte est tout-à-fait insuffisante s'il s'agit de traverser la région à pied, chose encore plus ardue en raison de la luxuriante végétation qui rend très difficile l'orientation. En outre, en sont absents plusieurs torrents, parmi lesquels de profondes crevasses creusées par les affluents Est du Fiume di Cosio, aux altitudes respectives de 1000 et de 800 mètres; puis encore un affluent nord du R. di Pai, s'y jetant à une altitude d'environ 1200 mètres, etc., etc..

Le terrain étudié est limité au sud par les terrains qu'ont étudiés KLOMPÉ et JONG, et comprend même une étroite bande de terrain que ces deux investigateurs ont déjà mise en carte. Mais comme ceux-ci n'ont pas fait de mise en carte détaillée dans le cristallophyllien, je me décidai à étudier de nouveau ces terrains, et j'étendis, en ce faisant, mon terrain jusqu'à la faille orobique de Porro.

La limite ouest est formée par la séparation des eaux, qui passe par le Pizzo Melase, la Cima Fraina, la Bocchetta Colombana, le M. Rotondo et le M. Stavello, le M. Combana et le M. la Tagliata; le F. di Cosio sert de limite pour le reste. La limite Est suit la crête

que forment le Pizzo delle Segade, le M. Fioraro, le M. Pedena et le M. Lago, puis remonte vers le nord en suivant le F. Roncaiola. La limite nord suit le bord septentrional de la vallée de l'Adda, approximativement le long d'une ligne Est-ouest passant au sud de Mello et de Civo. L'écoulement principal des eaux a lieu par le Bitto, qui prend naissance près de Bema au confluent d'une branche Est, appelée Bitto di Albaredo, et une branche ouest, appelée Bitto di Gerola.

Au point de vue alpiniste le terrain ne présente pas de difficultés particulières, exception faite de quelques arêtes escarpées au sud près du M. Fioraro. Par suite des très grandes différences d'altitude (au maximum 2000 mètres étant donné que la vallée de l'Adda est située à une altitude d'environ 300 mètres), l'étude du terrain a été très fatigante, d'autant plus qu'il fallait souvent couvrir des distances horizontales considérables en raison des difficultés à trouver logis. Malgré les très longues excursions il fallut renoncer à traiter deux parties du terrain, à savoir la partie sud de la chaîne du M. Berro et les terrains situés entre le M. Lago et le M. Fioraro. En conséquence on décida en été de 1931 d'aller camper. On choisit un endroit au-dessus de Casera Garzino à 1500, et au-dessus de Casera M. Lago à 1900 mètres d'altitude.

Mon ami J. G. BRINKS voudra bien trouver ici l'expression de ma profonde gratitude pour l'aide considérable qu'il m'a apportée au cours de cette période. A cause du boisement serré et des éboulis glaciaires parfois très épais il ne fut presque jamais possible de suivre les lignes d'affleurement, qui ne se rencontraient que sporadiquement. Ceci est la raison pour laquelle sur la carte, la couche superficielle, excepté le Holocène, a été omise, dans le but d'obtenir une image aussi complète que possible du substratum cristallophyllien. Les filons éruptifs, à part l'important filon du A. Dosso Cavallo, comme les tuffoïdes basales et la petite lentille de marbre au nord du M. Pedena, sont trop larges sur la carte, ce qui a été fait pour indiquer plus clairement leur répartition. Leurs dimensions réelles sont mentionnées au chapitre de la Pétrographie.

Les zones de failles ont été indiquées plus larges que d'habitude, afin de faire bien ressortir que nous n'avons pas affaire ici à un seul plan de faille net, mais à un certain nombre de ces plans qui forment ensemble une zone de failles. Les hachures perpendiculaires aux zones de failles donnent le sens de l'inclinaison des failles. Les sections nord-sud furent reliées pour autant que possible à celles de KLOMPÉ et JONG. La section No. 2 correspond à la section No. 3 de JONG. La section 5 à la 2^{me} de KLOMPÉ, la section 6 à la 4^{me} de KLOMPÉ et la 7^{me} à la 6^{me} de KLOMPÉ. Les sections et la carte sont à une échelle réduite de moitié, c. à d. à l'échelle 1 : 50.000.

Pour terminer encore un mot de la littérature concernant le terrain étudié. Dans la publication de KLOMPÉ (72) se trouve un compte-rendu historique détaillé des recherches sur les roches cristallophylliennes des Alpes Bergamasques; nous n'entrerons donc pas en d'oiseuses répétitions.

En somme, nous pouvons dire que, quoique plusieurs variétés

de roches de la zone cristallophyllienne de la Catena Orobica aient déjà été décrites, une mise en carte détaillée n'a pas encore été faite. La carte de Porro relevée au cours des années 1895—1901 à l'échelle 1:100.000, indique tout le cristallophyllien nord en une couleur, rubricée comme „micascisti a gneiss". Il ne distingue que „gneiss chiari" et „gneiss occhiatino e granitico". Porro ne décrit les gneiss chiari que dans la proximité de la faille orobique, à savoir entre Margno et Premana, et encore près du Pizzo Canagiera, puis plus à l'Est dans le groupe du M. Cadelle et du Corno Stella. Il appert des recherches dans la Valle del Bitto di Gerola que plusieurs zones de gneiss chiari se présentent aussi beaucoup plus au nord, qu'elles accompagnent en outre la faille orobique de Porro depuis la Bocchetta di Trona jusqu'au Forcellino, qu'on a trouvé encore des gneiss chiari dans la fenêtre de Salmurano et même dans le côté nord de la Valteline. Nous fûmes frappés surtout par le grand massif de gneiss chiari près de Cosio, inconnu jusqu'à ce jour. Pour ce qui est du gneiss occhiatino, Porro en décrit une bande entre Morbegno et Arzo, puis encore des lentilles près de la Casera d'Orta, près du M. Pedena, près de la Casera M. Lago et juste au sud du M. Lago. KLOMPÉ a déjà, et à juste titre, mentionné le fait qu'avec ces dernières lentilles nous avons affaire à un seul massif. Cependant la carte de KLOMPÉ, elle aussi, subit quelques modifications. Surtout dans la partie nord vers le bord de sa carte Porro paraît n'être pas exact. L'éparpillement du gneiss occhiatino de Morbegno paraît aussi être tout autre que Porro se le représentait. En outre nous ne pouvons pas mettre en carte les gneiss de Morbegno et les gneiss de Pedena etc. comme une même roche. Les „albitknotengneise" de Morbegno sont des paragneiss, ceux de Pedena sont des orthogneiss. La tectonique aussi paraît avoir été continuellement négligée dans la zone cristallophyllienne. Nous pouvons donc conclure que la mise en carte des Valle del Bitto di Albaredo et di Gerola était très incomplète. On rencontra aussi des roches qui, jusqu'à ce jour, n'étaient connues que dans les régions situées plus au sud, à savoir les tuffoïdes basales, de même que des formes transitoires vers les tuffoïdes basales sous forme de petits filons rappelant beaucoup les pseudo-tachylites. Ainsi donc, si l'absence d'un relevé sommaire comme il en existe pour les régions sédimentaires plus au sud, rendait plus difficile le travail, celui-ci se trouvait largement récompensé par les multiples trouvailles nouvelles que nous fournit le cristallophyllien.

Je suis surtout redevable de ce que ceci m'ait été dévolu à celui qui m'a animé à faire mes travaux de mise en carte dans les Alpes Bergamasques, à M. le Professeur B. G. ESCHER. Je lui garderai toujours une profonde reconnaissance pour tout ce qu'il m'a été donné d'apprendre de lui pendant mes études à Leyden, comme au cours des excursions à l'étranger. Avant de terminer ce chapitre je veux encore remercier les personnes qui ont bien voulu me prêter leur appui au cours de mes études. Tout d'abord M. le Prof. J. A. A. MEKEL, non seulement pour le grand intérêt qu'il a toujours porté à mes travaux, mais aussi, et surtout, pour l'intérêt qu'il a éveillé en moi pour la géophysique. Je ne saurais dire à quel point je m'estime heureux,

d'avoir pu me servir de son instrument à mensurations radioactives. Au Dr. H. HIRSCHI ma gratitude pour m'avoir rendu possible l'élaboration d'une nouvelle méthode radioactive pour déterminer les roches d'orthométamorphisme et de paramétamorphisme. Jamais je n'oublierai la façon dont il m'a enseigné à Spiez les finesses de l'étude des roches radioactives. De même ma reconnaissance va à M. le Prof. M. H. CARON, qui m'a toujours autorisé à faire mes recherches de radioactivité dans son laboratoire à Delft. Je remercie également M. le Prof. G. A. F. MOLENGRAAFF de la bonté avec laquelle il a mis à ma disposition ses collections d'échantillons et de coupes minces, grâce auxquelles j'ai pu étudier de façon plus approfondie le problème des pseudo-tachylites.

Enfin mes remerciements à Mlle. KOOMANS pour les diverses analyses de roches qu'elle a bien voulu faire pour moi, et à M. VAN HUMALDA VAN EYSINGA pour la traduction en français de cette publication.

II. LA GÉOLOGIE DU VALLE DEL BITTO DI ALBAREDO ET DI GEROLA.

A. La Constitution Pétrographique du Sol.

I. *Aperçu schématique des types de roche.*

Les diverses espèces de roche représentées dans le Valle del Bitto peuvent être groupées pétrographiquement de la manière suivante :

A. LES GNEISS.

1. Les gneiss-à-feldspath-alkalin.

- | | | | |
|----------------------|---|----------------------|---|
| a. <i>Paragneiss</i> | } | gneiss normaux | b. <i>Orthogneiss</i> (gneiss ocellés). |
| | | ou
gneiss ocellés | |
- (gneiss de Morbegno).
- | | |
|---|----------------------------|
| 1. Gneiss-à-feldspath-alkalin à deux micas. | Gneiss Chiari (hercynien). |
| 2. Gneiss-à-feldspath-alkalin à biotite. | Fioraro gneiss (alpin). |
| 3. Gneiss-à-feldspath-alkalin à muscovite. | |
| 4. Gneiss-à-feldspath-alkalin à graphite. | |

2. Gneiss-à-feldspath-alkalin riches en Al_2O_3 .

1. Gneiss-à-feldspath-alkalin riche en staurotide.
2. Gneiss-à-feldspath-alkalin riche en grenat.

3. Gneiss riches en Al_2O_3 .

1. Gneiss grenatifère
2. Gneiss grenatifère à deux micas ou à biotite
3. Gneiss grenatifère-à-staurotide à deux micas ou à biotite
4. Gneiss grenatifère-à-staurotide-et-disthène à deux micas ou à biotite
5. Gneiss grenatifère-à-disthène à deux micas ou à biotite
6. Gneiss-à-staurotide à deux micas ou à biotite.

B. LES PHYLLADES & LES SCHISTES MICACÉS.

1. Les Phyllades: 1. Phyllade à chlorite
2. Phyllade grenatifère à chlorite
3. Phyllade grenatifère.

2. Les Schistes micacés:
 1. Schistes à deux micas
 2. Schistes micacés et grenatiformes
 3. Schistes grenatiformes à deux micas et à staurotide
3. Les phyllades-à-schistes micacés
4. Les phyllades-à-gneiss
5. Les schistes micacés-à-gneiss.

C. LES QUARTZITES.

1. Les quartzites:
 1. Quartzite à deux micas ou à muscovite
 2. Quartzite grenatiforme et micacé
 3. Quartzite grenatiforme à chlorite.
2. Les quartzites-à-schistes micacés.
3. Les quartzites-à-gneiss:
 1. Quartzite-à-gneiss à deux micas ou à muscovite
 2. Quartzite-à-gneiss grenatiforme et micacé
 3. Quartzite-à-gneiss grenatiforme.

D. LES CALCAIRES.

1. Marbre micacé et feldspathisé.

E. ROCHES RICHES EN AMPHIBOLE.

1. Amphibolites:
 1. Amphibolite
 2. Amphibolite à biotite
 3. Injection d'amphibolite dans le Fiorarogneiss.
2. Gneiss:
 1. Gneiss-à-feldspath-alkalin à amphibole et à biotite
 2. Gneiss-à-feldspath-alkalin à amphibole
 3. Gneiss grenatiforme à amphibole
 4. Gneiss grenatiforme à amphibole et à biotite.
3. Quartzites:
 1. Quartzite grenatiforme à amphibole
 2. Quartzite-à-gneiss à amphibole.
4. Cornéenne grenatiforme à amphibole.

F. ROCHES ÉRUPTIVES.

1. Roches plutoniennes:
 1. Diorite quartzifère à mica
 2. Diorite à mica et à amphibole
 3. Granite.
2. Roches de filons:
 1. Diorite-porphyrite à mica
 2. Diorite-porphyrite quartzifère à mica
 3. Diorite-porphyrite à amphibole
 4. Mélaphyre (?).
3. Tuffoïdes basales et felsophyres.

G. MINÉRAIS.

1. Fer oligiste.
2. Limonite.

H. ROCHES D'INJECTION.

II. *Les caractéristiques déterminantes des roches d'ortho- et de paramétamorphisme.*

Dans une zone de roches fortement métamorphisées il est un problème pétrographique des plus importants, celui de la genèse des roches, et, plus particulièrement, le problème de savoir si nous avons affaire à des roches de para-ou d'orthométamorphisme.

A part quelques méthodes déterminantes chimiques, encore que souvent insuffisantes, il n'a pas été publié grand'chose sur cette question. Les recherches dans le Valle del Bitto, combinées avec les renseignements fournis par divers auteurs comme GRUBENMANN (42) et NIGGLI (43), ont rendu possible de trouver un certain nombre de caractéristiques pour les roches d'ortho- et de paramétamorphisme, caractéristiques qui rendent possible de déterminer la genèse avec une assez grande certitude. En effet dans le Valle del Bitto on trouve les gneiss du M. Fioraro, dont il sera encore traité ci-dessous, lesquels présentent une transition très nette du granite au gneiss. A côté de ces roches manifestement ortho-gneiss, nous en rencontrons cependant d'autres dont nous pouvons dire qu'elles sont presque sûrement des roches à paramétamorphisme. A l'aide de ces deux groupes de roches une comparaison fut possible entre les roches d'ortho- et de paramétamorphisme. La Forêt-Noire est une des régions classiques de l'étude des roches d'ortho- en de paramétamorphisme, grâce à ses orthogneiss de Schapbach et à ses paragneiss de Rench. A la suite des recherches faites par la „Badische Geol. Landesaufnahme" et surtout de celles de SAUER et de SUTER (135), nous pouvons indiquer comme étant caractéristiques des orthogneiss :

1. Une composition chimique assez peu variable,
2. Une structure assez constante,
3. Une teneur assez constante en minéraux,
4. L'absence de substance carbonéuse et la présence d'orthite,
5. Un effritement quasi-granitique.

On considère comme caractérisant les roches de paramétamorphisme :

1. Une composition chimique très variable,
2. Une structure très variée,
3. Une teneur variable en minéraux,
4. La présence de beaucoup de matière carbonéuse, et l'absence d'orthite.
5. Souvent un effritement argileux.

Il ressort de mes recherches personnelles que nous pouvons allonger considérablement cette liste de caractéristiques. Il me semble utile de ranger en quatre catégories les méthodes utilisables pour la détermination des roches d'ortho- et de paramétamorphisme: d'abord la

méthode microscopique, puis la méthode macroscopique, c.-à-d. l'étude sur le terrain, puis la méthode chimique, et enfin la méthode radioactive. Cette dernière méthode n'a, pour autant que je sache, encore jamais été appliquée. Par suite de recherches sur la radioactivité de roches, il ne me parut pas impossible de trouver une nouvelle méthode de détermination des roches de para- et d'orthométamorphisme. A l'usage, cette méthode s'avéra très efficace.

Nous traiterons ici brièvement chacune de ces quatre méthodes.

1. La méthode microscopique.

La détermination microscopique des roches d'ortho- et de paramétamorphisme est basée d'un côté, sur la composition minéralogique de la roche, et de l'autre sur la structure et la texture qu'elle présente. Nous allons énumérer maintenant en regard les unes des autres, les propriétés spécifiques des roches d'ortho- et de paramétamorphisme. Ensuite nous traiterons quelques-unes de ces propriétés plus en détail.

Particularités des roches de paramétamorphisme.

Particularités des roches d'orthométamorphisme.

A. CARACTÉRISTIQUES MINÉRALOGIQUES.

- | | |
|---|---|
| 1. Beaucoup de silicates riches en Al_2O_3 , comme le grenat, le disthène et la staurotide. | 1. Peu ou pas de silicates riches en Al_2O_3 . |
| 2. Beaucoup de matière riche en carbone. | 2. Peu ou pas de matière carbonée. |
| 3. Beaucoup de biotite. | 3. Peu de biotite, en général peu micacé. Le mica présent est surtout de la muscovite. |
| 4a. Du plagioclase en général faiblement lamellé. | 4a. Du plagioclase en général nettement lamellé. |
| b. Structure zonée peu accentuée: les plagioclases ont des noyaux acides et des bords basiques. | b. Forte structure zonée dans les feldspaths; les plagioclases ont des noyaux basiques et des bords acides. |
| c. Les microcline, perthite, myrmékite, sont en général absents. | c. Les microcline, perthite, myrmékite sont fréquemment présents. |
| d. Des roches généralement riches en quartz et pauvres en feldspath. | d. Des roches fréquemment riches en feldspath. |
| 5. Absence des symptômes de corrosion, et de résorption. | 5. Parfois présence de symptômes de corrosion et de résorption. |
| 6. Peu ou pas d'orthite. | 6. Présence fréquente d'orthite. |
| 7. Peu ou pas de gouttelettes gazeuses ou liquides. | 7. Beaucoup de gouttelettes gazeuses ou liquides dans le quartz. |

B. PARTICULARITÉS DE STRUCTURE ET DE TEXTURE.

- | | |
|---|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Structures en reliquat des roches sédimentaires; parfois la stratification primaire est encore visible. 2. Surtout des structures des méso- et épizone. 3. Absence de succession régulière de cristallisation. 4. Délimitation indistincte des cristaux. 5. Souvent des structures en crible. Les feldspaths sont riches surtout en grains de quartz. Ces inclusions suivent souvent la schistosité principale. 6. Structure ocellée indistincte. 7a. Foliation généralement prononcée. <li style="padding-left: 2em;">b. Texture finement grenue, dimensions uniformes des grains et distribution régulière des minéraux. 8. Symptômes cataclastiques minimes en comparaison des roches d'orthométamorphisme. | <ol style="list-style-type: none"> 1. Structures en reliquat des roches éruptives. 2. Surtout des structures de la catazone. 3. Succession régulière de cristallisation. 4. Délimitation souvent très nette des cristaux, e. a. des feldspaths idiomorphes. 5. Les structures en crible manquent généralement. 6. Texture ou structure ocellée souvent très nette. 7a. Foliation généralement peu prononcée. <li style="padding-left: 2em;">b. Dimensions souvent très variables des grains surtout dans les roches de la catazone. 8. Les symptômes cataclastiques sont très accentués. |
|---|---|

Au moyen des caractéristiques mentionnées ci-dessus il est souvent déjà possible de parvenir à une détermination exacte. Cependant il nous faut ne pas perdre de vue que la concordance de quelques-unes de ces propriétés caractéristiques ne nous autorise pas à conclure à une roche de para- ou d'orthométamorphisme. Seules ces caractéristiques dans leur ensemble nous permettent cela. En outre aucune de ces caractéristiques ne constitue une règle fixe, attendu qu'il se présente différentes exceptions que nous allons traiter brièvement.

Tout d'abord la question de savoir si la présence de carbone caractérise exclusivement les roches de paramétamorphisme. Nous nous arrêterons un instant ici, vu que nous avons trouvé des gneiss à graphite dans les mylonites des gneiss de Morbegno, comme nous verrons ci-après.

On est encore loin d'être accord sur la genèse des schistes riches en carbone. F. GRÜNLING et E. WEINSCHENK surtout, ont soutenu la possibilité d'une origine éruptive du graphite. Dans les régions au sud de la Faille insubre des phyllades carbonées à proximité du col „Tonale” ont été signalées pour la première fois par G. B. TRENER et W. SALOMON.

En général elles laissent une trace noire au toucher. Selon H. P. CORNELIUS (27) cependant ils les auraient confondu souvent avec les mylonites habituelles de la zone des phyllades. Les schistes carboneux paraissent ne se présenter que sporadiquement à côté des grandes zones de failles, et, dans ce cas, dans des plans de rejet secondaires seulement. CORNELIUS décrit des roches pareilles aux environs de Dongo (à l'ouest du lac de Côme). Ici aussi on les rencontre dans des zones mylonitiques. J. KOENIGSBERGER (77) trouva en 1928 de ces schistes graphitiques au nord de Lugano. De même entre le Val Morobbia et le M. Cenere il décrit une transition progressive de gneiss micacés en gneiss graphitiques. De telles transitions progressives se trouvent aussi le long de la route de Morbegno à Bema. Ici cependant les gneiss graphitiques ne se trouvent qu'en présence de zones de failles ayant subi de fortes altérations hydrothermales. KOENIGSBERGER aussi signale la présence de sulfides de fer à proximité de certains schistes graphitiques. Selon lui le graphite a été présent dans les gneiss principalement sous forme de carbone. Le carbone, qui selon lui aurait donné lieu à la formation de plans de glissement, fut transformé en graphite à la suite de hautes pressions et de hautes températures. CORNELIUS cependant explique l'accumulation de graphite dans les plans de failles par une liquation mécanique du carbone principalement présent dans les schistes, liquation qui provoquerait le dépôt de graphite dans les petits plans de glissement. Il m'est impossible pour ma part d'être de l'un ou l'autre de ces deux avis. Le premier inconvénient est que dans le cas d'une telle liquation nous devons nous attendre à des accumulations en certains endroits précis, indépendamment du fait qu'un mécanisme de liquation, comme dans le cas mentionné ci-dessus, se laisse difficilement imaginer. Nous voyons au contraire une répartition égale dans toute la roche. En outre il n'est guère explicable comment des accumulations si grandes peuvent s'extraire tout-à-coup des gneiss très pauvres en carbone. Cela ne serait possible qu'en faisant fondre une grande quantité de gneiss, pour accumuler le résidu en graphite dans une mince zone de gneiss. Cependant dans la zone de failles il n'est pas question de fusion. Pour terminer, la transition graduelle du gneiss graphitique en gneiss normal rend improbable la présence d'un horizon richement carboné, qui eut été coïncé entre les roches sédimentaires préexistantes. Pour ce qui est du rapport indéniable existant entre les zones de charriage à forte altération hydrothermale et les schistes graphitiques, il m'a semblé devoir chercher une explication autre que celle qui semblerait la plus naturelle, que des couches riches en carbone favoriseraient la genèse de zones de glissement et de failles avec les intrusions qui les accompagnent.

Comme V. M. GOLDSCHMIDT l'a déjà dit, la graphitisation se produit aussi lors du métamorphisme de contact périmagmatique de NIGGLI, qui a lieu par l'apport pneumatolytique de S, As et Bi partiellement combinés à des métaux lourds, métamorphisme qui occasionne à une haute température la substitution métasomatique aux minéraux des sulfides, arsénides, etc.. A côté de cette forme de graphitisation, NIGGLI en indique une autre qui peut se présenter lors de la dipyrisation de

roches. Ce processus, ayant lieu seulement en présence de roches riches en chaux, est de moindre importance pour nous dans le cas présent des gneiss de Morbegno. On connaît encore une troisième forme de graphitisation, d'ordre éruptif, présentant dans des roches éruptives, des filons graphitiques produits probablement par la transformation d'hydrocarbures dans le magma. La présence de graphite dans les gneiss de Morbegno, dans des zones de charriage présentant des symptômes allant d'une forte altération pneumatolytique à une altération hydrothermale, me semble devoir être expliquée également par voie éruptive. Après la formation des zones de charriage, en effet, a eu lieu une pyritisation changée plus tard en des croûtes de limonite et d'hématite, accompagnées d'hydratation sous forme d'épidotisation, etc..

La genèse des sulfides eut lieu en partie de manière apomagmatique, en partie de manière périmagmatique. Ce dernier processus fut probablement accompagné de graphitisation. Il est difficile de contrôler jusqu'à quel point les liquides et les gaz ascendants ont pu emporter en le dissolvant, le carbone en dehors et au-dessus des gneiss. Il est fort probable que les deux processus eurent lieu simultanément, à savoir un transport de carbone primaire et secondaire, peut-être sous forme d'hydrocarbures. En tout cas il faut considérer les actions magmatiques comme une des conditions principales de la concentration de graphite dans les plans de failles. Ce faisant, nous avons en même temps déterminé plus rigoureusement une des caractéristiques des roches de paramétamorphisme. Le carbone n'indique d'origine sédimentogène de façon certaine, que lorsque sa présence est sans rapport avec des roches éruptives, et surtout pas avec des zones de failles. Les silicates riches en Al_2O_3 indiquent toujours une roche paramétamorphique. Cependant un métamorphisme d'influence cause souvent leur genèse dans les sédiments, fait qu'il faut toujours contrôler. Un métamorphisme d'influence périmagmatique peut, à la suite d'un apport pneumatolytique de matières alcalines occasionner la genèse secondaire tant de biotite que de feldspath. Non seulement l'albite mais la microcline, la microcline-perthite et l'orthose aussi peuvent être engendrées de cette manière, et selon NIGGLI, l'apport potassique aurait toujours été antérieur à l'apport de natron. Ainsi la présence de microcline est loin d'être exclue des roches paramétamorphiques quoiqu'elle n'y occupera qu'une place restreinte. Cependant la genèse de la microcline peut, selon divers auteurs, être d'un ordre non-magmatique, et avoir eu lieu par orthose. Une faible pression déjà provoque une structure lamellée. Cependant il n'est pas encore certain que nous ayons affaire à une transition de modification monoclinique à triclinique plutôt qu'à une simple formation de macle sous l'influence de pression. Ainsi il devient compréhensible que les sédiments riches en orthose peuvent contenir parfois de la microcline par suite du métamorphisme ultérieur. La présence de perthite, elle, n'est pas limitée aux seules roches éruptives. En effet nous pouvons distinguer deux espèces différentes. Nous avons d'abord la perthite primaire formée comme mixture eutectique de feldspaths potassiques et sodiques, et qui n'est en rapport génétique qu'avec les roches éruptives. Ensuite vient une perthite secondaire par liquation,

sous l'influence soit de refroidissement, soit de pression. Ces perthites peuvent donc aussi se former secondairement dans les roches paramétamorphiques.

Passons maintenant à la myrmékite, propre aux roches orthométamorphiques, comme H. SCHWENKEL surtout l'a dit en 1912 déjà. Selon H. H. SUTER (1936) cependant, elle n'en serait pas une caractéristique. En effet la myrmékite peut prendre naissance de deux manières différentes: d'abord comme mixture eutectique de quartz et de plagioclase, puis, selon F. BECKE et d'autres, par métasomatose secondaire du feldspath potassique par le plagioclase: plus le plagioclase est basique plus il y aura de K remplacé par du Ca et du SiO₂ libéré.

La transition du feldspath potassique en plagioclase et en quartz étant d'un équilibre très instable, celui-ci sera selon GOLDSCHMIDT et NIGGLI, déplacé vers la myrmékite surtout par un apport de Na. Ainsi la myrmékite de la Forêt-Noire indique, selon SUTER, tant des roches orthométamorphiques qu'un métamorphisme de contact pneumatolytique. Le rapport de basicité inverse entre le noyau et le bord des roches éruptives et paramétamorphiques nous donne lieu de signaler une exception chez les roches d'épanchement, où le plagioclase acide se cristallise aussi le premier. NIGGLI attribue ce phénomène à l'échappement de matières volatiles. Cette caractéristique perd encore de sa valeur, vu que dans le cas d'une récrystallisation très forte les roches orthométamorphiques elles aussi présentent des différences. La présence d'orthite est selon divers auteurs considérée comme une preuve d'orthométamorphisme. Cette opinion est basée surtout sur les travaux de CROSS et IDINGS, qui signalent la présence d'orthite comme générale dans les roches éruptives. La „Badische Geologische Landesaufnahme" se range à l'avis de ces deux auteurs. Tout récemment encore, à l'occasion de ses recherches en Suriname, IJZERMAN a relevé cette particularité, mais il ajoute à l'orthite l'épidote primaire comme caractéristique des roches d'orthométamorphisme. Cependant le fait que presque tous les schistes cristallophylliens contiennent de l'épidote à la suite de récrystallisation secondaire, rend très difficile la distinction entre l'épidote primaire et secondaire. En raison de quoi il me semble préférable de négliger cette caractéristique dans la détermination des roches d'ortho- et de paramétamorphisme.

De toutes petites gouttelettes liquides et gazeuses dans le quartz sont, selon H. SCHWENKEL, un symptôme typique d'orthométamorphisme. Mais H. H. SUTER attira l'attention sur le fait qu'elles peuvent se présenter également dans les paragneiss. Sans vouloir contredire ce dernier auteur, je crois devoir relever que, si les gouttelettes gazeuses se rencontrent aussi dans les quartz sédimentogènes, leur présence est néanmoins fort rare et se borne aux cas où la roche a subi des influences apomagmatiques.

J'ajouterai encore quelques remarques concernant les structures et les textures. Les structures en crible des feldspaths dans les gneiss ont généralement pour cause la feldspathisation du sédiment originel. C'est donc à bon droit que Suter compare cette structure à une sorte de réaction de la roche originelle contre l'intrusion des gaz et des

solutions. Le sédiment impose sa structure et sa composition à ces solutions. La structure en crible se produit alors comme compromis entre les structures éruptive et sédimentogène.

Les structures en crible nous apprennent donc, qu'à l'origine nous avons réellement affaire à un sédiment, mais qu'il y a eu aussi des contacts pneumatolytiques.

Nous voyons donc que les roches d'orthométamorphisme n'excluent pas cette structure. La formation de la myrmékite en est la meilleure preuve. Néanmoins le feldspath criblé de quartz est une exception. Les seuls cas dans lesquels on put prouver l'existence de ce phénomène, furent ceux dans lesquels un métamorphisme ultérieur avait intensément récrystallisé la roche orthométamorphique broyée précédemment. Un phénomène identique accentue évidemment les structures en crible dans les roches paramétamorphiques. Passons maintenant à la structure ocellée.

Elle n'atteint son plein développement que dans les roches orthométamorphiques. Elle peut provenir en qualité de structure en reliquat d'une roche plutonienne à développement porphyrique, mais une action cataclastique donnant lieu à une structure nettement porphyroclastique peut lui donner également naissance. Dans les roches paramétamorphiques, la structure ocellée peut prendre naissance par suite d'une mylonitisation, mais d'un degré de beaucoup supérieur à celui qui est nécessaire pour occasionner une structure ocellée dans les roches orthométamorphiques. Dans les granites porphyriques la texture ocellée se produit souvent dans la cata-zone par le fait que les micas vont envelopper les phénocristaux de feldspath. Dans les roches paramétamorphiques non-mylonitisées la structure ocellée ne se présente nettement que si les sédiments originels ont subi une feldspathisation caractérisée par un fort criblage de quartz dans les feldspaths.

Ayant maintenant traité les caractéristiques microscopiques les plus importants, nous pouvons conclure de ce qui précède qu'il est cependant encore parfois possible de douter quant à l'origine réellement ortho- ou paramétamorphique. Nous allons tenter de diminuer ce doute en appliquant une des méthodes suivantes.

2. La méthode macroscopique.

Particularités des roches de paramétamorphisme.

- 1a. Elles couvrent en général de grandes étendues topographiques.
- b. Il est souvent possible de signaler une stratification primaire à côté de la foliation; ces deux faits peuvent concorder, sans qu'il en soit toujours ainsi.

Particularités des roches d'orthométamorphisme.

- 1a. Elles se présentent souvent sous forme de filons ou de massifs.
- b. Elles présentent souvent une auréole de contact qui peut être très peu prononcée si l'intrusion a été accompagnée de charriage.

2. Elles présentent souvent une foliation parallèle aux marbres, qui sont autochtones dans les schistes.
- 3a. Les paragneiss s'altèrent en général facilement à la surface, à moins qu'ils ne soient fortement quartzitiques.
- b. En cas d'altération très forte le sol est argileux et de couleur jaune brune, dans le Valle del Bitto comme dans la Forêt Noire.
- c. On y voit souvent des phénomènes de différenciation tels que des „schlieren”, des faciès marginaux, etc.
2. Les marbres sont rares, et présentent souvent des signes de contact très nets.
- 3a. En cas d'altération on y trouve des pentes escarpées et de grands clapiers. En cas de glaciation on distingue nettement des roches moutonnées.
- b. L'altération se termine par la formation de débris très fins, de couleur encore assez vive cependant.

3. La méthode chimique.

Nous ne nous étendrons pas sur ce sujet, vu que cette méthode a été amplement traitée dans le premier volume de l'ouvrage bien connu de NIGGLI: „Die Gesteinsmetamorphose”. Pour être complet nous voulons cependant mentionner brièvement les méthodes suivies.

a. La méthode de A. Osann.

OSANN part de quatre rapports :

1. La proportion S.Al.F. = $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})\text{O}$
2. La proportion Al.C.Alk. = $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} : (\text{Na}, \text{K})_2\text{O}$
3. La proportion N.K. = $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$
4. La proportion M.C. = $\text{MgO} : \text{CaO}$.

Il représente les deux premiers rapports au moyen d'une projection triangulaire. Les points de projection des roches orthométamorphiques ont maintenant une position déterminée.

1. Dans la projection S.Al.F. ils forment un champ fermé proche de la base S.F. Les points de projection des roches paramétamorphiques tombent généralement en dehors.

2. Dans la projection Al.C.Alk. le champ de projection des roches éruptives est coupé en deux par la ligne de hauteur de C. sur Al.Alk. Au côté de Al., à la gauche de la ligne de hauteur, le champ est limité par la ligne, dite du feldspath.

Les roches paramétamorphiques paraissent avoir leur point de projection généralement à gauche de cette ligne.

b. La méthode de F. Becke.

BECKE se sert de la proportion $\text{Si.U.L.} = \text{Si} : (\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg}) : (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$.

Le groupe (Al + Fe + Mg) englobe les composants difficilement solubles ou insolubles, d'où la lettre U (unlöslich). Le groupe (Ca + Na + K) représente au contraire les matières aisément solubles, d'où la lettre L (löslich). Dans la projection Si.U.L. les points de projection des roches orthométamorphiques dessinent une bande étroite proche de Si, et longeant la ligne de hauteur de Si sur U.L. Plus la roche est basique plus le champ s'écarte vers le côté Si.U.. Ici aussi les points de projection des roches paramétamorphiques tombent-ils hors du champ en question.

c. *La méthode de W. Cross, J. Iddings, L. Pirsson et H. S. Washington, (C. I. P. W.).*

C'est la méthode appelée celle des „minéraux virtuels”.

Les proportions moléculaires d'une roche permettent de déterminer le pourcentage de poids de certains minéraux virtuels. A l'aide de ces minéraux virtuels, les auteurs cités parvinrent à établir une classification chimique quantitative des roches éruptives, et, par conséquent, aussi des roches orthométamorphiques. Mais, lorsqu'au contraire on a affaire à des roches paramétamorphiques, on réalise la presque-impossibilité de parvenir à des minéraux virtuels qui rendraient possible une telle classification chimique.

d. *La méthode de P. Niggli, dite „du tétraèdre de concentration”:*
alk. al. c. fm.

Dans la projection employée par NIGGLI

alk.	représente	le	groupe	(Na, K) ₂ O
al.	”	”	”	Al ₂ O ₃ .
c.	”	”	”	(Ca, Ba, Sr)O
fm.	”	”	”	(Fe, Mn, Mg)O.

La projection se laisse subdiviser en trois champs :

1. Une tranche centrale, appelée „champ des roches éruptives” ou „Espace E”.
2. Une bande placée au-dessus, appelée champ des „Rückstandssedimente”, ou espace „T”, ainsi nommé d'après les sédiments argileux (Tonige Sedimente) qui en font partie.
3. Une bande placée tout en bas, à savoir le champ des sédiments chimiques, ou espace „P”, nommé d'après les „Präzipitate”.

L'altération atmosphérique provoque par dissolution la présence dans l'espace E de matières qui donnent lieu à la formation de roches dans l'espace P. Celui-ci englobe donc le groupe L de Becke. Le résidu insoluble, le groupe U de Becke, occupe l'espace T. Seuls les points de projection des roches orthométamorphiques se trouvent généralement dans l'espace E. Cependant il résulte de ce qui précède que les roches paramétamorphiques peuvent aussi avoir leurs projections dans le champ des roches éruptives, à savoir :

1. En cas de séparation peu marquée entre les groupes L et U de Becke. Comme exemple on peut citer des arkoses, certaines brèches etc..

2. En cas de mixture secondaire d'un groupe L et d'un groupe U. Comme exemples on peut prendre des marnés calcaireuses ou dolomitiques, ou des grès calcaires.

De ce qui précède on peut conclure que lorsque les projections tombent loin du champ des roches éruptives nous avons presque sûrement affaire à des roches paramétamorphiques.

Le doute subsiste aux abords du champ des roches éruptives. Ce champ contiendra généralement des roches orthométamorphiques quoique n'excluant pas les roches paramétamorphiques. Les méthodes d'OSANN, de BECKE et d'autres présentent le même inconvénient. NIGGLI, lui, nous montre comment nous pouvons diminuer cette incertitude en considérant les particularités suivantes :

1. Une teneur en SiO_2 anormalement forte ou faible indiquerait plutôt une roche paramétamorphique qu'une roche d'orthométamorphisme.
2. Dans les roches éruptives la teneur en Na_2O est souvent plus grande qu'en K_2O , alors que dans les roches sédimentaires la teneur en K_2O est plus grande qu'en Na_2O . Néanmoins cette règle aussi connaît plusieurs exceptions.
3. Dans les roches éruptives la teneur en CaO est en général plus grande qu'en MgO . Dans les roches sédimentaires cette proportion est renversée: $\text{MgO} > \text{CaO}$, vu que le CaO est plus facilement soluble.

Quoique les méthodes chimiques nous soient d'un grand secours pour la détermination des roches d'ortho- et de paramétamorphisme, elles ne nous permettent parfois pas encore de déterminer avec certitude la genèse exacte de ces roches, comme nous avons pu le voir maintenant. Nous essayerons encore d'appliquer la méthode qui va suivre, pour voir jusqu'à quel point elle peut nous fournir une certitude plus grande et de plus amples données.

4. La méthode radioactive.

Cette méthode est basée sur le phénomène de la différence marquante qu'il y a entre les propriétés radioactives des roches éruptives et celles des roches sédimentaires. Le radium et le thorium, seuls d'entre les matières radioactives que contient l'écorce terrestre, entrent ici en considération, vu que leurs quantités à tous deux sont assez aisées à déterminer. La teneur en Ra nous donne la teneur en U, alors qu'ici le K et le Rb sont négligeables, en premier lieu par leur activité infime mais aussi, quant au K, parce que sa détermination appartient plutôt aux méthodes chimiques qui tiennent compte du rapport $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ dans les roches sédimentaires et éruptives. Voici maintenant quelques chiffres concernant la teneur moyenne en matières radioactives dans les diverses roches.

1. Roches éruptives:
- | | | | |
|-------------------|-----------------------------------|----|-----------------------------------|
| granite: | 2,7.10 ⁻¹² Gr.Ra/Gr.R. | et | 2,0.10 ⁻⁵ Gr.Th./Gr.R. |
| (G. KIRSCH 1928). | | | |
| diorite: | 1,6.10 ⁻¹² | „ | „ 0,99.10 ⁻⁵ „ |
| (G. KIRSCH 1928). | | | |
| gabbro: | 1,3.10 ⁻¹² | „ | „ 0,5.10 ⁻⁵ „ |
| (G. KIRSCH 1928). | | | |

2. Sédiments:

a. *Sédiments continentaux ou néritiques:*

- | | | | |
|-------------------|-----------------------------------|----|-----------------------------------|
| grès: | 1,5.10 ⁻¹² Gr.Ra/Gr.R. | et | 0,6.10 ⁻⁵ Gr.Th./Gr.R. |
| (G. KIRSCH 1928). | | | |
| argile: | 1,3.10 ⁻¹² | „ | „ 1,3.10 ⁻⁵ „ |
| (G. KIRSCH 1928). | | | |
| calcaire: | 0,5.10 ⁻¹² | „ | „ < 0,05.10 ⁻⁵ „ |
| (G. KIRSCH 1928). | | | |
| calcaire récifal: | 1,5.10 ⁻¹² | „ | |

b. *Sédiments abyssaux:*

- | | | |
|----------------------|-----------------------------------|-------------------|
| boue à globigérines: | 7,0.10 ⁻¹² Gr.Ra/Gr.R. | (G. KIRSCH 1928). |
| argile rouge: | 33.10 ⁻¹² | „ „ „ |
| boue à radiolaires: | 36.10 ⁻¹² | „ „ „ |

c. *Sédiments fontinaux:*

Une radioactivité de l'ordre: 10⁻¹⁰ Gr.Ra/Gr.R.

Les propriétés les plus importantes de la distribution des éléments radioactifs sont les suivantes:

1. La teneur en Ra, U, Th et K augmente en même temps que la teneur en SiO₂, dans les roches éruptives.
 - a. Le groupe calco-alcalin s'en trouve souvent inférieur au groupe alcalin.
 - b. Les roches effusives ont une radioactivité plus grande que les roches plutoniennes.
 - c. Les roches méditerranéennes ont une radioactivité plus grande que les roches atlantiques.
2.
 - a. La radioactivité des sédiments est inversement proportionnelle à la teneur en chaux.
 - b. Les sédiments abyssaux ont une radioactivité plus grande que les sédiments continentaux et néritiques.

Les chiffres donnés ne représentent que des valeurs moyennes. Le groupe des roches granitiques à dioritiques a d'habitude une radioactivité beaucoup plus grande, les gabbros et les basaltes par contre, souvent beaucoup plus petite. Comme les matières radioactives ne subissent d'influence ni de la température ni de la pression, il va de soi, qu'aucun métamorphisme sans apport de matière ne peut modifier les rapports sus-mentionnés. Parmi les métamorphismes avec apport de

matière, ceux qui sont purement pneumatolytiques ne provoqueront en général pas d'avantage de modification, ceci en raison de la radioactivité minime des minéraux pneumatolytiques comme la tourmaline, etc.. Seules les injections pegmatitiques occasionnent souvent un enrichissement radioactif considérable de la roche originelle.

Dans l'étude des roches d'ortho- et de paramétamorphisme, les recherches sur les gneiss présentent des difficultés des plus grandes. Les gneiss peuvent prendre naissance non seulement dans les roches granitiques à dioritiques, mais aussi dans les arkoses, dans les brèches, les marnes dolomitiques, les sables riches en Al_2O_3 et feldspathisés etc.

En conséquence de ce qui précède nous voyons donc que les orthogneiss auront toujours une radioactivité, plus grande que $1,5 \times 10^{-12}$ Gr.Ra/Gr.R. et $1-2 \times 10^{-5}$ Gr.Th./Gr.R.

Chez les paragneiss, par contre, elle y sera toujours inférieure. Mais, comme des circonstances d'ordre local peuvent provoquer dans une roche sédimentaire une apparence de radioactivité très forte, il est à conseiller d'examiner plusieurs échantillons de la même roche recueillis en des endroits différents, de manière à repérer immédiatement une telle anomalie. En tout cas, une roche riche en SiO_2 , et d'une radioactivité de 2 à 3 (ou plus) de fois 10^{-12} Gr.Ra/Gr.R., indique presque sûrement une roche orthométamorphique.

La manière de procéder est donc la suivante :

1. On prend des échantillons à des endroits éloignés les uns des autres.
2. On prend garde à ce qu'il ne se présente pas de fortes injections dans la roche, autrement une faible radioactivité indiquera bien une roche paramétamorphique, mais une forte radioactivité n'indiquera pas nécessairement une roche orthométamorphique.
3. On détermine la teneur en SiO_2 pendant qu'on fait la solution nécessaire à l'examen radioactif.

Une forte teneur en SiO_2 , avec une forte radioactivité indiquent une roche orthométamorphique. De même une faible teneur en SiO_2 avec une radioactivité supérieure à $1,5 \times 10^{-12}$ Gr.Ra/Gr.R.

La grande puissance radioactive de plusieurs calcaires abyssaux ne peut jamais nous induire en erreur, vu que le métamorphisme des calcaires donne des marbres.

Non seulement l'origine des gneiss mais aussi celle des amphibolites est souvent difficile à déterminer. Quelques remarques : Une faible radioactivité indique en général une origine paramétamorphique, quoique les basaltes etc. présentent parfois aussi une très petite activité. La présence d'une teneur en Ra supérieure à $1,0 \times 10^{-12}$ Gr.Ra/Gr.R. et une teneur en Th égale ou supérieure à $0,5 \times 10^{-5}$ Gr.Th./Gr.R. indique en général une roche orthométamorphique ; mais dans les cas transitoires la méthode radioactive elle-même ne peut nous donner de solutions.

De tout ceci nous pouvons conclure qu'une détermination très exacte de la teneur en Ra et en Th est une des conditions principales pour que

la méthode radioactive puisse être appliquée avec succès. Cette détermination peut se faire selon trois espèces de méthodes différentes: 1. en dissolvant les roches, 2. en les fondant, 3. et en les pulvérisant. Le premier groupe obtient les résultats les plus précis, quoiqu'exigeant beaucoup de temps et de patience de la part de l'investigateur. Pour les mensurations d'orientation on peut se servir aussi d'une quelconque méthode de fusion quoique bien moins précise. Si l'on veut obtenir avec cette méthode une précision plus grande, elle prend presque autant de temps que la précédente, en vertu de quoi nous nous tiendrons de préférence à celle-la, toujours plus exacte encore. Les méthodes par pulvérisation ne sont utiles qu'à une étude rapide d'échantillons très radioactifs, et en outre elle ne nous donne généralement que des valeurs relatives. Les méthodes de mensuration absolue ne sont en général pas assez exactes. La méthode élaborée en 1930 par H. GRÄVEN n'a pas été expérimentée, vu qu'elle est assez compliquée, et que, à mon avis sa valeur de précision n'a pas encore été prouvée. Au cours de mes recherches je me suis servi de la méthode par solution de H. HIRSCHI qui correspond en fait complètement à la première méthode de H. MACHE et M. BAMBERGER (1914) et la méthode de R. J. STRUTT (1906).

Nous ne traiterons pas ici cette méthode en son détail. Nous avons mentionné maintenant les diverses méthodes de l'étude des roches ortho- et paramétamorphiques, nous en verrons l'application dans les chapitres suivants.

III. *Les types de roche traités suivant le schéma.*

A. LES GNEISS.

1. Les-gneiss-à-feldspath-alkalin.

a. *Les Paragneiss.*

Je désignerai ce groupe souvent appelé „Albitknotengneise", sous le nom de „Gneiss de Morbegno", vu que c'est près de cet endroit qu'on en trouve le plus de variétés. Ils se caractérisent par de minces couches alternées finement et grossièrement oillées.

1. Les caractéristiques microscopiques: (voir fig. 1).

a. Caractéristiques minéralogiques.

1. *Eléments principaux: a. Feldspath:* Le feldspath se rencontre surtout sous forme de porphyroblastes fortement criblés, tant orthose qu'albite. En général l'albite est faiblement et très finement lamellée, quoique des porphyroblastes très transparents encore qui très finement lamellés se rencontrent souvent aussi. Le grand enchevêtrement rendit impossible la détermination de Federow. La détermination de l'indice selon la méthode de Becke et les lamelles très fines, indiquent vraisemblablement de l'albite. A part le mica et le grenat les incusions de quartz sont prépondérantes dans le feldspath. Nous pouvons les distinguer en deux espèces.

1. Les quartz qui se présentent sous forme de gouttelettes rondes.
2. Les quartz qui se présentent (fréquemment) sous forme d'inclusions allongées et dentelées irrégulièrement, aspect qui rappelle la structure dite „en palissade” ou „Pflockstruktur”, qu'on trouve chez la mélilite.

L'albite intensément criblée ressemble beaucoup à de la myrmékite normale. L'orientation des petites inclusions est souvent difficile à déterminer vu qu'elles sont éparpillées sous forme de gouttelettes rondes à travers tout le feldspath. Les quartz allongés, mais surtout les micas semblent avoir une orientation distincte, généralement parallèle à la foliation. Parfois cependant ils se trouvent placés perpendiculairement à celle-ci. Les cordons de quartz parallèles à la foliation coupent en général la lamellation des feldspaths, en d'autres termes, les lamelles des macles sont placées généralement obliquement sur la foliation. Non seulement les quartz mais les micas également paraissent être tout-à-fait indépendants des lamelles des macles.

b. Quartz: Il se présente comme inclusions dans le feldspath, mais aussi comme constituant normal de la roche.

c. Micas: Parmi ceux-ci, la muscovite, mais surtout la biotite se présente. Cette dernière paraît se présenter souvent en deux générations: sous forme de petits cristaux inclus dans le feldspath ou bien sous forme de grandes tranches irrégulières. On voit fréquemment dans la biotite des halos polychroïques entourant de petites inclusions de zircon. En général la biotite se trouve partiellement ou entièrement transformée en chlorite (d'une couleur vert-clair), souvent enveloppée d'une auréole d'opacité. On rencontre également souvent un tissu de sagénite sous forme de longues baguettes brunes se coupant à un angle de 60°. Parfois la biotite a complètement disparu et seuls des petits tas grisâtres subsistent, dans lesquelles on ne peut retrouver la structure mentionnée ci-dessus qu'au moyen d'un très fort grossissement.

La biotite elle-aussi est parfois criblée de quartz. De grandes biotites de cette sorte sont généralement placées de biais sur la direction de la foliation et s'adaptent à la forme des grands quartz.

2. Minéraux de second ordre: l'apatite, le rutile et le zircon.
3. Minéraux accessoires: Le grenat et la tourmaline.
4. Transformations: Les biotites se transforment généralement en chlorite et en minéral.

Comme minéral ce sera surtout de la magnétite, mais qui se transforme souvent en limonite ou en hématite.

Le feldspath est souvent séricitisé, surtout dans les roches fortement déformées cataclastiquement. On trouve peu d'épidote. Seuls quelques grands cristaux furent trouvés dans quelques épigneiss-à-feldspath-alcalin.

b. La texture: Elle est très variable. Nous avons soit une texture rubanée très peu distincte, accompagnée d'une texture ocellée nette, soit une absence presque complète de cette dernière à côté d'une texture rubanée bien développée.

La mylonitisation favorise en général fortement la foliation.

c. La structure: Elle est en général nettement porphyroblastique (par le feldspath), en outre poeciloblastique, et en cas de faible développement des yeux de feldspath, souvent lépidoblastique.

Les diverses roches possédant les caractéristiques mentionnées ci-dessus, se divisent en gneiss-à-feldspath-alkalin à muscovite, à biotite ou à deux micas. Le premier groupe se présente rarement. En général les variétés riches en biotite sont prépondérantes. Les roches présentent en général le caractère de la méso-zone, mais furent métamorphosées plus tard dans l'épi-zone. Les déformations cataclastiques ultérieures surtout provoquent les transformations de ces roches en épigneiss-à-feldspath-alkalin. Les feldspaths fortement séricitisés se font alors remarquer surtout par les taches claires, occasionnées par la non-altération des inclusions de quartz. D'habitude les biotites se sont transformées complètement en chlorite et en minerai, alors que parfois de grandes épidotes se présentent. A côté des épigneiss-à-feldspath-alkalin, se trouvent encore d'autres roches, propres également aux zones de failles, à savoir les *gneiss-à-feldspath-alkalin riches en graphite*. On trouve une forte teneur en séricite, en chlorite, et en minerai, et également beaucoup de tourmaline. La présence du graphite, démontrée chimiquement par Mlle. KOOMANS est une caractéristique spéciale. En général le graphite se présente en rubans hélicitiques parallèles au mica, parfois cependant il remplit les yeux de feldspath.

2. Les caractéristiques macroscopiques:

Comme nous l'avons déjà dit, les gneiss de Morbegno se distinguent par une alternance de minces rubans finement et grossièrement oeillés. Il est à remarquer que cette texture oeillée se laisse en général constater plus aisément dans l'échantillon que dans la coupe mince. Examinons maintenant des coupes minces de deux de ces rubans contigus, l'un finement, l'autre grossièrement oeillé: l'on peut alors signaler les caractéristiques suivantes:

a. Les *rubans finement oeillés*: il sont d'une couleur claire, et d'une structure plutôt granoblastique que lépidoblastique, d'une texture rubanée souvent bonne. La texture oeillée n'est en général visible qu'à l'oeil nu. Les yeux sont en outre formés d'un mélange de quartz et de feldspath poeciloblastique. Le feldspath est en général de petites dimensions, peu ou pas lamellé, la biotite se présente en paillettes minces; le quartz est abondant, les grenats sont petits et rares.

b. Les *rubans grossièrement oeillés*: ils sont d'une couleur plus foncée, de structure surtout porphyroblastique, de texture rubanée peu nette, d'une bonne texture oeillée. Les yeux sont formés de grands feldspaths fortement criblés. La biotite est de dimensions assez grandes et larges, le quartz est rare et se trouve surtout dans le feldspath, les petits grenats sont un peu plus fréquents.

Le long de la route de Morbegno à Bema surtout ces roches se présentent en de beaux affleurements, ce qui nous rend possible de suivre aisément des rubans très nets. Des plissements et des ruptures plus

petites font varier l'aspect normal; ces failles locales sont faciles à suivre par les rejets des rubans grossièrement ocellés. Des rejets verticaux d'un mètre ou plus, sont fréquents. Près du pont sur le Bitto, les gneiss ocellés apparaissent de plus en plus. Nous entrons ici aussi progressivement dans la zone des gneiss-à feldspath-alkalin riches en Al_2O_3 . Les yeux peuvent atteindre une dimension de $\frac{1}{2}$ à 1 cm., pour les plus grands, mais sont le plus souvent grands de quelques millimètres.

Dans les gneiss de Morbegno on rencontre de multiples injections, surtout des veines de quartz hydrothermal, s'épaississant parfois jusqu'à devenir de grosses lentilles. En général les veines suivent les couches ocellées, quoique les traversant souvent. Les lentilles de quartz surtout sont en général fortement mylonitisées. Au toucher les rubans finement ocellés, surtout les variétés pauvres en mica, sont très durs. Les gneiss ocellés se manifestent en général par une surface bosselée brillante. Dans la coupe transversale on voit nettement les yeux blancs du feldspath altéré superficiellement, montrant de petits points noirs provenant du quartz et de quelques biotites. Ces roches sont difficiles à distinguer sur le terrain des gneiss-à feldspath-alkalin riches en Al_2O_3 . Cependant ces derniers se caractérisent en général par un délavé rouge.

Les gneiss de Morbegno atteignent leur plus grande abondance dans la partie sud de la Valteline. Ces gneiss sont souvent couverts d'une luxuriante végétation et par conséquent difficiles à mettre en carte. Sur la pente nord de la vallée de l'Adda nous trouvons les mêmes roches. Près de la transition à ce qu'on appelle les schistes de tonale, à savoir à ± 650 m. au-dessus de Pianezzo nous rencontrons ici des couches épaisses de 1—2 dm. formées de quartzites grenatifères et micacés d'un blanc très pur.

3. La genèse.

CORNELIUS a signalé la ressemblance qui existe entre ce qu'on appelle les „Albitknotengneise" et les roches des Alpes Orientales. HAMMER décrit des roches analogues, dites „Feldspatknottengneise" trouvées dans la zone des phyllades de Landeck au Tirol. Dans cette zone de phyllades on rencontre aussi des orthogneiss. Mais HAMMER estime qu'un rapport entre ces deux roches est impossible en considération du fait qu'on les rencontre aussi, loin des roches éruptives.

A. STRECKEISEN trouva de ces „Albitknotengneise" dans le groupe de Flüela aux Grisons. Nous pouvons encore citer les recherches de H. H. SUTER dans la Forêt-Noire. Il y trouva des gneiss cornubianitiques formés par de minces couches alternées à gros grains et à petits grains. SUTER leur attribue une origine probable d'arkose ou de grès. Comme nous le verrons plus loin dans le chapitre sur la stratigraphie de la partie nord du cristallophyllien, on trouve entre la Teglia et Ornavasso dans la zone d'Ivrea des amphibolites, présentant les mêmes couches finement et grossièrement ocellées que les gneiss de Morbegno. La ressemblance frappante sur le terrain nous fit conclure à une genèse identique.

En examinant la genèse des gneiss de Morbegno nous devons prendre en considération tant la biotite que le feldspath. En ce faisant

nous ne devons pas perdre de vue deux phénomènes, qui sont: 1. Les rubans finement et grossièrement ocellés dont l'alternance fait penser à une stratification normale, et 2. Le nombre croissant des yeux de feldspath proportionnellement à une teneur augmentante en biotite et en Al_2O_3 (grenat, staurotide).

Une des possibilités de genèse des gneiss de Morbegno se trouverait donc être le métamorphisme d'anciennes arkoses, qui eussent été formées de matériaux alternativement plus ou moins grossiers. Cependant les arguments suivants plaident contre cette théorie:

1. La grande épaisseur des dépôts.
2. La transition progressive en gneiss grenatifères à staurotide et en phyllades.
3. La présence de filons de gneiss chiari dans les gneiss, qui, comme nous le démontrerons par la suite, doivent être considérés comme d'anciens granites.
4. Les structures poeciloblastiques.

CORNELIUS déjà, émit l'hypothèse d'une genèse par métamorphisme de contact. Mes diverses recherches dans le Valle del Bitto m'ont fait aboutir à la même conclusion. En effet, lorsqu'un sédiment reste pendant longtemps à grande profondeur en contact avec un magma riche en gaz, par exemple un magma granitique, les vapeurs de H_2O etc. s'accumuleront pour s'injecter dans les sédiments sous l'influence d'une température et d'une pression déterminées. Cette injection peut être progressive sous forme d'un échange et d'une transformation de matières réguliers, mais une brusque décharge de la pression, etc. peut aussi provoquer une injection très rapide. Dans le premier cas on voit souvent se former des gneiss, dans le second il se présentera surtout ce qu'on appelle des injections veineuses. Le premier phénomène se produira de préférence dans les grandes profondeurs où les gaz ne peuvent pas s'échapper, le second se produira dans les régions plus proches de la superficie où les décharges de la pression peuvent avoir lieu: donc surtout dans des zones de dislocation. P. NIGGLI décrit divers cas de métamorphisme de contact périmagmatique avec apport de matière magmatique, où se produit une feldspathisation sous forme d'orthose ou d'albite, souvent accompagnée de biotitisation. Je voudrais maintenant, à l'aide de ce processus, expliquer les grandes biotites irrégulières fortement criblées, ainsi que les feldspaths poeciloblastiques des gneiss de Morbegno. En effet, H. H. SUTER avait signalé expressément que de tels enchevêtrements myrmékites fournissent la preuve d'une métasomatose à la suite d'injection.

Selon SUTER, la présence de H_2O dans les cas de contact pneumatolytique, qui favorise justement la formation de la biotite, causerait la production de celle-ci, à l'exclusion des autres micas. Cependant, la présence de petites biotites pré-existantes a, dans ce processus, une influence fortement catalysante. Comme nous le démontrerons encore dans la suite les „gneiss Chiari” sont des granites prépermien. Surtout là où les gneiss chiari plongent, nous assisterons à une feldspathisation

intense. Nous avons trouvé à divers endroits des preuves à l'appui de ce raisonnement :

1. Au nord des gneiss et du granite „Fioraro”, près du M. Pedena, les phyllades paraissent être transformées en des gneiss-oeillés-à-feldspath-alcalin, qui, à l'examen microscopique montrent beaucoup de ressemblance avec les gneiss de Morbegno, avec la différence toutefois que là, les feldspaths contiennent beaucoup de microlites.

2. Sous le col S. Marco nous avons également trouvé des gneiss-à-feldspath-alcalin à biotite de même que des phyllades imbibées.

3. Dans le Valle del Bitto, la texture oeillée la plus nette se trouve surtout immédiatement à l'Est des massifs de gneiss chiari. Plus au sud-est elle va diminuant.

4. Dans le groupe du Corno Stella on rencontre aussi des gneiss, environnant les gneiss chiari, alors que plus au nord apparaissent des phyllades pures.

5. Sur le versant ouest du M. Berro, près des gneiss chiari, au milieu des gneiss riches en Al_2O_3 , nous trouvons des gneiss-oeillés-à-feldspath-alcalin.

6. Sur le M. Olano, à 1460 M. ou nord-Est du premier filon de gneiss chiari, nous trouvons de minces couches de 5 à 10 cms. d'épaisseur, formées alternativement de quartzite grenatifère à amphibole et de gneiss-à-feldspath-alcalin à deux micas.

7. Dans le prolongement du quatrième filon de gneiss chiari au dessus de Pedesina, à 1400 M. d'altitude environ, nous trouvons des épigneiss-à-feldspath-alcalin, changeant plus loin en des gneiss riches en Al_2O_3 normaux.

8. Les gneiss oeillés signalés par R. STAUB à St. Antonio sont un exemple d'une telle feldspathisation. Ces schistes à biotite feldspathisés au nord de la faille insubre, se trouvent aussi là où les tonalites plongent: e. a. à St. Antonio dans le Val Morobbia.

Il me semble que des sables alternativement riches et pauvres en Al_2O_3 doivent être probablement à l'origine des gneiss de Morbegno. La feldspathisation la plus intense a eu lieu dans les couches riches en Al_2O_3 surtout. Ceci fait que nous trouvons actuellement de grands yeux de feldspath surtout dans les roches riches en grenats. A côté du feldspath, de la biotite secondaire se produit également. Tous deux présentent la structure d'injection caractéristique. Cependant nous ne devons pas considérer cette stratification apparente comme une stratification réelle. En effet l'inclinaison coïncide avec la foliation en pente raide, des phyllades qui se trouvent plus au sud. Si la stratification avait la même inclinaison il faudrait admettre la présence de couches sédimentaires d'une épaisseur anormale. Probablement la stratification primaire s'adapta-t-elle à la foliation ultérieure. Il est difficile de dire de quelle manière cela peut avoir eu lieu. En tout cas, ces différences de sédimentation primaire causèrent dans la suite des différences de foliation.

b. Les Orthogneiss.

Dans le Valle del Bitto on rencontre deux espèces d'orthogneiss:

des granites intrudés, l'un hercynien l'autre alpin, transformés plus tard en gneiss. Nous renvoyons au chapitre de la stratigraphie l'étude de la différence d'âges. J'appellerai *gneiss chiari* de Stella, les orthogneiss d'intrusion hercynienne, j'appellerai *Fioraro-gneiss* les gneiss d'intrusion alpine, à cause de leur prépondérance au M. Fioraro.

I. Les gneiss chiari.

Il m'a semblé nécessaire d'en donner une définition différente de celles de STELLA, KLOMPÉ et WENNEKERS. WENNEKERS les considérait comme pouvant être en partie des roches orthométamorphiques, mais en majorité des roches paramétamorphiques. Des pages qui vont suivre il nous apparaîtra que les véritables gneiss chiari sont uniquement des roches orthométamorphiques. Je pourrais les définir sous le nom de: „orthogneiss-oeillé-à-feldspath-alkalin à muscovite et pauvre en mica". Parfois même, ils se changent en gneiss plagioclasiques de GRUBENMANN. En cas de métamorphisme intense, surtout cataclastique, des gneiss albitiques à séricite se produisent.

1. Les caractéristiques microscopiques: (voir fig. 2).

a. Caractéristiques minéralogiques.

1. Eléments principaux: a. *Feldspath*: Orthose, microcline, perthite, microlite-perthite, albite ou albite-oligoclase.

L'orthose se présente souvent sous forme de macle de Carlsbad. A 100 m. au-dessus de Cosio, nous trouvâmes dans une coupe-mince deux de ces grands macles à quelque distance l'un de l'autre, mais orientés exactement dans le même sens, à cause de l'extinction simultanée des moitiés de gauche et de celles de droite. Il fut impossible de contrôler jusqu'à quel point ce fait avait été un symptôme de foliation, ou bien la conséquence d'un simple hasard. La microcline est assez abondante, surtout sous forme de gros cristaux. La perthite aussi est très répandue, en tant que porphyroblastes surtout. Parfois elle est maclée suivant un plan pas tout-à-fait droit. Il fut impossible de dire exactement si cette anomalie avait été causée ultérieurement par des influences d'ordre mécanique. Les cordons d'albite de la perthite coupent en général transversalement la trace du plan de macle. Nous avons probablement affaire à un macle de Baveno. En outre les cordons d'albite ne sont pas homogènes, mais se composent eux-mêmes de nouveau de macles très minces dont le plan est perpendiculaire à la direction du cordon d'albite. NIGGLI aussi décrit des phénomènes analogues (43, p. 436), et admet ici la formation de macles selon la loi albitique. Dans la perthite, comme dans les autres feldspaths, on rencontre souvent des microlites de muscovite. Le plagioclase se trouve être probablement de l'albite. Une détermination de Federow ne fut pas possible en raison de la profusion des microlites et des phénomènes de pression accentués. Cependant, les lamelles très étroites, de largeur partout égale, l'altération minime, ainsi que la détermination de l'indice du quartz selon la méthode de BECKE, indiquent avec une assez grande certitude un plagioclase acide.

Ce plagioclase contient souvent des microlites de muscovite bien idiomorphes, qui sont indépendants des lamelles des macles. Aux bords du plagioclase on trouve parfois de grosses muscovites empiétant sur les feldspaths d'un côté, pour aller se perdre dans le plagioclase lui-même en une quantité de petites écailles.

E. CHRISTA s'est beaucoup occupé récemment (22, 1931) du problème des essais microlitiques dans le plagioclase, lors de son étude des granites du Zillertal. L'orthose est en général dénuée de microlites. Selon CHRISTA il en est de même dans les granites des Alpes Occidentales. En fait de microlites, il put démontrer, à part la présence de muscovite, la présence de klinzoïsité, de biotite (peu), de zoïsité (surtout dans du plagioclase basique), de sillimanite et de grenat (rare). Mes propres recherches m'ont conduit au même résultat, à savoir que les microlites se trouvent limités au plagioclase. Mais je ne pus trouver que de microlites de muscovite.

Les mêmes phénomènes se rencontrent aussi dans les Fioraro-gneiss dont je parlerai tout-à-l'heure.

De même que dans les granites du Zillertal, la texture lamellaire se trouve parfois sensiblement effacée par les microlites, mais on ne trouve rien qui puisse être une concentration de microlites tant sur les bords qu'au centre. Il y a plusieurs théories de la genèse de ces microlites.

1. R. STAUB n'examina que les zoïsites et les épidotes. Elles se seraient produites dans le feldspath solidifié auparavant par une sorte de saussuritisation (liquation) dans l'épizone.

2. E. WEINSCHENK admet plutôt une formation primaire.

Tout d'abord il existerait une tendance de formation de plagioclase basique. La cristallisation sous pression provoquerait, conformément à „la loi des volumes”, la production de minéraux à volume moléculaire minime: de la klinzoïsité et du plagioclase acide.

3a. E. CHRISTA signala d'autre part que la biotite ne peut pas avoir pris son origine dans les feldspaths. La présence de biotite corrodée, dont un essaim de petits fragments aurait pénétré dans le plagioclase, indique, d'après lui, un apport de matière à l'état liquid-magmatique. En outre, un développement très net des microlites, de même que leur diversité et leur variété de forme et de composition chimique, se laissent difficilement expliquer par liquation. Le fait que les microlites coupent les lamelles transversalement, indique une genèse précoce de ces dernières.

b. De même, la profusion de la muscovite n'est guère explicable par la liquation du feldspath. En résumant, CHRISTA aboutit à la genèse suivante, fort plausible à mon sens, à savoir: la liquation du plagioclase cristallisant à l'état naissant, à la suite de piézo-cristallisation (zoïsité et klinzoïsité), la cristallisation conformément à la „loi des volumes” (grenats et sillimanite), et l'apport partiel de matière magmatique provenant de la solution granitique (biotite et muscovite).

b. *Muscovite*: elle se rencontre souvent, tant sous forme de micro-

lites que sous forme de composant normal de la roche. Elle entoure souvent les porphyroblastes de feldspath, ce qui accentue la texture ocellée.

c. *Quartz*: il se présente généralement sous la seule forme de quartz en mortier. Contrairement au gneiss de Morbegno on le trouve peu dans le feldspath, et pour autant que cela arrive, cela indique en général une récrystallisation intense des gneiss chiari.

2. Minéraux de second ordre: Surtout de l'apatite, de dimensions souvent très grandes.

3. Minéraux accessoires: Le grenat et la biotite. Tous deux sont cependant toujours la conséquence d'une résorption de sédiments. Comme nous le verrons tout-à-l'heure les gneiss chiari sont d'anciens granites porphyriques. Vers les bords on voit une augmentation très distincte de la biotite et du grenat à la suite de la résorption de sédiments. En outre la biotite est en général transformée en chlorite et en minéral. Le grenat est habituellement brisé en petits morceaux.

4. Transformations: la séricite, la chlorite et le minéral (limonite et magnétite). Ils proviennent surtout des micas.

b. La texture: Normalement la roche est non-stratifiée. Seules les muscovites présentent une texture faiblement parallèle. La mylonitisation en général très forte donne lieu à une structure porphyroclastique. Ici les yeux du feldspath sont entourés de micas de manière à former une texture ocellée. En ce cas les quartz et les micas montrent parfois une texture faiblement rubanée.

c. La structure: Elle est en général fortement cataclastique, et plus spécialement porphyroclastique. Elle provient des granites originellement porphyriques, ainsi nommés à cause des grands phénocristaux de feldspath qui s'y trouvent. Les feldspaths parfois encore relativement idiomorphes occasionnent souvent une structure blastoporphyrique à blastogranitique. Les quartz plus petits ont d'habitude une structure en mortier. (Les structures typiquement cataclastiques seront traitées dans le chapitre des mylonites). Les structures poecilitiques se rencontrent peu ou pas, et doivent alors être attribuées à quelque injection ultérieure ou à quelque récrystallisation intense. Un exemple de ce dernier phénomène nous est fourni par les gneiss chiari proches de Dubino, où une mylonitisation peu prononcée et une structure poeciloblastique indiquent une récrystallisation intense. La fenêtre de Salmurano nous en donne un autre exemple, quoique moins net.

2. Les caractéristiques macroscopiques:

Sur le terrain les gneiss chiari frappent l'oeil par leur belle couleur blanche, quoiqu'une forte mylonitisation leur donne souvent une teinte verdâtre, propre aux fortes séricitisations et chloritisations. Les bords des massifs de gneiss chiari présentent souvent une nuance foncée, causée par une forte teneur en biotite ainsi que par une ultramylonitisation. Les structure et texture ocellées sont toujours clairement visibles à l'oeil nu. A la suite de ceci, on peut voir nettement une stratification

à larges bandes, d'autant plus facilement que les micas séricitisés et chloritisés (en cas de biotite) sont souvent d'une couleur vert-clair, et en se déposant sur ces plans de stratification, découpent en fines lamelles sur les feldspaths au délavé plus blanc. Une mylonitisation intense rend les couches parfois fortement ondulées. La stratification que nous observons ainsi est en réalité une foliation, qui paraît être toujours parallèle à celle de la roche encaissante.

3. La genèse.

Comme nous l'avons déjà dit, les véritables gneiss chiari doivent être considérés comme des roches orthométamorphiques, et, plus spécialement comme des granites porphyriques. Si maintenant nous comparons les propriétés indiquées ci-dessus avec les caractéristiques microscopiques et macroscopiques des roches ortho- et paramétamorphiques que nous avons mentionnées auparavant, il apparaîtra que les gneiss chiari sont en tous points conformes aux caractéristiques d'orthométamorphisme, et, en aucun cas, aux propriétés des roches paramétamorphiques. Nous ne relèverons d'entre les caractéristiques microscopiques que la profusion de microcline, de perthite, de plagioclase, etc., l'absence de minéraux riches en Al_2O_3 et de biotite. En effet, ceux-ci appartiennent aux minéraux accessoires, ce qui est prouvé par le fait que nous rencontrons des gneiss-à-feldspath-alkalin à muscovite véritables, qui ne parviennent à une forte teneur en biotite et en grenat, qu'à proximité des gneiss de Morbegno etc. riches en biotite, qui les encaissent. De même la texture et les structures cataclastiques typiques que nous ne rencontrons pratiquement que chez les granites compressés, indiquent des roches orthométamorphiques. En outre les gneiss chiari présentent encore les caractéristiques macroscopiques mentionnés plus haut. Ils se présentent sous forme de gros filons, dont nous parlerons de suite, ou sous forme de grands massifs (près de Cosio, du Corno Stella et au sud de Premana). Nous avons pu voir ces massifs pénétrer souvent de façon irrégulière dans les schistes environnants. Dans le groupe du Corno Stella surtout ces délimitations bizarres sont nettement visibles: elles indiquent une intrusion batholithique.

Le meilleur argument cependant est fourni par les phénomènes de contact relevés par WENNEKERS dans le groupe du Corno Stella, mais sans avoir été mis en corrélation avec les gneiss chiari. Les phénomènes particuliers que nous avons rencontrés continuellement aux limites des gneiss chiari sont:

1. Augmentation très forte de la teneur en biotite des gneiss chiari.
2. Augmentation très forte de la teneur en grenat des gneiss chiari.
3. Les micas de la roche encaissante s'accumulent souvent en pelotes, symptôme que nous rencontrons aussi aux abords d'autres roches éruptives.
4. Dans les gneiss grenatifères encaissants on trouve fréquemment quelques grosses microclines ou perthites, p. ex. près de la Cima della Rosetta. Nous avons affaire ici à un phénomène d'imbibition.
5. La présence sporadique d'amas biotitiques dans les gneiss chiari indiquent des inclusions sédimentogènes.

6. Vers les bords, les gneiss chiari s'appauvrissent habituellement en microcline et s'enrichissent en quartz.
7. En général on trouve, tout contre la limite en contact, des roches très quartzitiques et souvent riches en amphibole.

Une exception à ceci fut relevé par nous à une altitude de 1260 m. dans le Rio Valmala. Ici les gneiss chiari se changent d'abord en des gneiss grenatifères normaux. Quelques mètres plus loin la roche se trouve être très quartzitique, plus loin encore apparaissent des gneiss riches en amphibole et des gneiss quartzitiques.

Si les phénomènes de contact ne sont pas plus nettement développés encore, la cause doit en être attribuée à deux raisons :

1. L'intrusion des gneiss chiari fut accompagnée de la formation simultanée d'une faille anormale. Ceci causa en même temps les limites de contact droites avec une mylonitisation relativement faible. E. HUGI (67) décrit de semblables phénomènes qui se présentent dans le massif de l'Aar.

2. L'intrusion n'ayant pas eu lieu à une grande profondeur, et transperçant même probablement les sédiments originels, les gaz purent se dégager rapidement, et empêcher par là les phénomènes de contact typiques d'un magma riche en gaz de se produire.

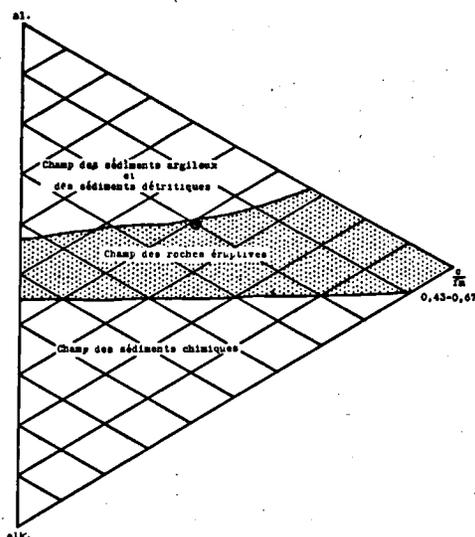
Peut-être que le magma primaire se trouvait déjà être très visqueux en raison de sa pauvreté en gaz, ce qui aurait donné lieu à des bordures de contact droites, sans mylonitisation, ni métamorphisme de contact bien sensible. Le refroidissement rapide fut probablement la cause d'une structure porphyrique à la suite de la résorption de beaucoup de sédiments et d'intrusions souvent en forme de filons. Phénomène remarquable propre aux gneiss chiari: l'absence presque totale d'injections pegmatitiques e. a. dans la roche encaissante.

A l'Est du filon de Scigorella nous pûmes en effet signaler par endroits des injections et de petits plissements migmatitiques dans la roche encaissante, mais en général ils sont absents. Ceci encore indique une très faible teneur en gaz du magma intrudant. En enfin, l'adaptation très exacte de la foliation des zones marginales des gneiss chiari aux zones marginales des roches encaissantes, donne un argument en faveur d'un magma visqueux. Indépendamment des caractéristiques que nous venons de traiter, les gneiss chiari satisfont aussi aux exigences des méthodes tant radioactive que chimique. L'examen radioactif nous apprend que les gneiss chiari ont une activité à peu près égale à celle des granites.

Les gneiss de Morbegno aussi furent examinés quant à leur teneur en Ra. Ils manifestent une radioactivité très faible, ce qui s'accorde avec leur origine paramétamorphique. Mlle. KOOMANS eut la grande amabilité de faire une analyse chimique des gneiss chiari. Celle-ci convertie selon la méthode de Niggli nous donne les chiffres suivants :

SiO ₂ : 74,99	si : 431
TiO ₂ : 0,05	ti : 0,21
Al ₂ O ₃ : 11,64	al : 39,26
Fe ₂ O ₃ : 3,96	} fm : 27,43
MnO : 0,04	
MgO : 1,18	
CaO : 2,17	c : 13,35
Na ₂ O : 2,10	} alk. : 19,96
K ₂ O : 2,27	
	k : 0,42
H ₂ O — : 0,19	mg : 0,37
H ₂ O + : 1,23	cf/m : 0,49
Somme : 99,82	

Ce tableau est celui de l'analyse des gneiss chiari près de la Cima della Rosetta. La projection de cette analyse nous montre que nous approchons du bord du champ des sédiments argileux, mais qu'elle tombe encore dans le champ des roches éruptives. L'analyse révèle que la roche se conforme aux caractéristiques d'orthométamorphisme déjà donnés, à savoir: le chiffre moléculaire de Na₂O est plus grand que K₂O et CaO est plus grand que MgO. La composition des gneiss chiari se rapproche le plus du magma que NIGGLI appelle „Engadinisch”. La teneur en „fm.” cependant se trouve être bien trop élevée, et la teneur en „alk.”, bien trop restreinte pour un tel magma. Il me



Projection chimique des „Gneiss chiari”.

nous faut pas perdre de vue que l'échantillon examiné est tiré d'un endroit proche de la limite séparant les gneiss chiari des gneiss riches en Al₂O₃. On remarque ici des symptômes de résorption prononcés, qui peuvent fournir l'explication de l'écart d'avec le magma „enga-

dinitique" normal. La position de la projection aussi révèle nettement la proximité du bord du massif de roches éruptives. Toutes ces considérations prises dans leur ensemble étayent notre hypothèse que les gneiss chiari se trouvent être une roche d'orthométamorphisme.

4. Modes de présentation géologique.

Les localités les plus importantes des gneiss chiari se trouvent dans la partie occidentale du Valle del Bitto, où ils se présentent surtout sous forme de filons. Un filon de diorite-porphyrite long d'un à un et demi km. nous prouve que des filons de dimensions considérables ne sont pas rares. Ce filon se trouve près de l'Alpe Dosso Cavallo et possède un plan de séparation relativement rectiligne. Cependant la roche n'a pas été notablement métamorphisée. Les divers filons de gneiss chiari sont en général très mal affleurés. Ils ne peuvent être signalés avec quelque netteté que dans les rivières seulement. Les filons coupant obliquement le lit des rivières, nous trouvons en remontant, des gneiss chiari alternant avec des gneiss grenatifères. Mais dès que nous quittons les rivières pour grimper sur les parois escarpées des vallées, il nous devient presque impossible de trouver des affleurements nets. La présence imprévue de blocs détachés de gneiss chiari se trouvait parfois être la seule indication, jusqu'à ce qu'une vallée suivante confirmât notre hypothèse. Des recherches approfondies m'ont donné la certitude que nous nous trouvons ici en présence de quatre écailles à l'ouest, qui se dirigent en sens N. O.-S. E. Les deux écailles septentrionales passent par le M. OLANO, la troisième est plus courte et la dernière se termine près de la Cima della Rosetta. Le filon le plus long de gneiss chiari commence près de la première courbe de la route carrossable au nord de Pedesina. Mon attention y fut attirée par la grande quantité de blocs de gneiss chiari utilisés pour le pavage de la route. Le filon affleure dans le Rio Valmala, dans „il Fiume" et dans le F. di Cosio. La direction presque rectiligne du filon indique la forte inclinaison des gneiss chiari. Les deux filons méridionaux finissent très brusquement à l'ouest. La continuation à l'Est ne put pas être davantage retrouvée. Comme écaille indépendante nous trouvons sur le M. Berro au sud de Fli. Dufasi un filon d'environ 50 mètres de large encaissé au nord et au sud respectivement dans des gneiss-à-feldspath-alkalin à amphibole et biotite et dans du gneiss-quartzite à amphibole. En remontant il ne fut possible de suivre le filon que jusqu'à 1150 mètres d'altitude environ. De même sur la crête du M. Berro toute trace de gneiss chiari était absente. Dans les filons de gneiss chiari se rencontrent sporadiquement des rubans de quartz, qui prouvent la présence peu fréquente d'injections hydrothermales.

Nous rencontrons au-dessus de Cosio un très large massif de gneiss chiari. Celui-ci présente au centre quelques yeux d'une dimension de 4—5 cms. environ. Dans la chute au bord sud-ouest nous trouvons à une altitude de 400 ms. environ de grandes plaques rouge-brunes, qui, à l'examen se trouvèrent être des gneiss-à-feldspath-alkalin à deux micas ultramylonitisés (gneiss de Morbegno). Les gneiss chiari ont joué ici un rôle nettement injecteur. Entre les gneiss de Morbegno nous

trouvâmes en effet une bandelette de gneiss chiari large de quelques centimètres. Ici aussi nous avons affaire à un contact charrié.

Le filon de gneiss chiari de Scigorella est probablement en relation avec ce massif de Cosio, mais s'en trouve nettement séparé par des gneiss de Morbegno. Le long de la route carrossable de Morbegno à Gerola ce filon de Scigorella affleure assez nettement. Les gneiss de Morbegno se changent progressivement en gneiss chiari et inversement. Au bord occidental surtout l'augmentation en biotite se laisse observer aisément à l'oeil nu. Un peu plus à l'ouest se présente une zone de failles. Sur le bord Est de ce filon de gneiss chiari nous retrouvons à une altitude de 570 m. environ, les plissements migmatitiques déjà mentionnés. Comme nous pouvons le voir sur la carte géologique, nous pûmes signaler une mince bande de gneiss chiari presque tout au long de la zone de failles orobique. JONG avait déjà signalé la présence de ces roches, mais ne les avait pas encore mises en carte comme telles.

Dans la fenêtre de Salmurano encore, au cours d'une excursion en compagnie de M. BUNING, nous trouvâmes une lentille de gneiss chiari inconnue jusqu'alors. L'examen microscopique nous apprit que la roche y était moins mylonitisée que dans les filons de gneiss chiari situés plus au nord. Enfin il fut encore trouvé un affleurement de gneiss chiari large d'environ 50 m., à proximité de la rivière en-dessous de Mello à 600 m. d'altitude environ. CORNELIUS avait déjà relevé la ressemblance entre les gneiss chiari et d'autres gneiss ocellés analogues, dans la partie nord du terrain cristallophyllien. Selon lui les „*Stavelgneiss*” de Trener, les gneiss du massif de Combolo (25, p. 312) et les gneiss de Maloja (25, p. 265) sont des roches analogues aux gneiss chiari. En effet ils contiennent aussi des gros yeux de microcline atteignant parfois une taille de trois centimètres environ, ainsi que des micas verts, etc.. Tous ces gneiss sont en concordance avec les roches encaissantes. Selon CORNELIUS encore, les phénomènes cataclastiques remplissent un rôle effacé. Notre visite assez brève ne nous permit pas de contrôler cette opinion, d'autant plus que, comme nous le verrons tout-à-l'heure, les Fiorarogneiss manifestent une grande ressemblance avec les gneiss chiari et appartiennent néanmoins probablement à l'âge alpin. Le parallélisme entre les gneiss de Combolo et les phyl-lades, de même que leur mode de présentation sous forme de lentille, est un argument en faveur de la conception de CORNELIUS.

MELZI estimait les gneiss chiari analogues aux *gneiss de Suretta*. Les gneiss chiari se rencontrent non seulement près de Mello mais aussi entre Mantello et Cino. CORNELIUS indique une épaisseur de 150—200 m., et ajoute que l'on peut suivre cette lentille jusqu'à Dubino.

Encore un mot maintenant concernant le „*Dazio Granit*” de CORNELIUS.

Il paraît peut-être curieux à première vue que nous n'ayons pas mis cette intrusion sur la carte. La raison en est que nous n'avons pu découvrir la moindre trace du granite. L'accès du tunnel ferroviaire se trouvant malheureusement interdit nous ne parvînmes pas davantage de cette façon là à obtenir un résultat. CORNELIUS écrit e. a. qu'au sommet du Culmine di Dazio des veines granitiques pénètrent

dans les schistes, mais qu'un faciès d'amphibole-diorite se présente aussi ici. Des recherches réitérées dans la région assez fortement couverte de végétation, nous montrèrent tout d'abord des roches, qui ressemblaient à l'oeil nu, à du granite et à du granite amphibolique ou à diorite, et elles furent aussi mises en carte comme telles, au milieu des gneiss de Morbegno riches en grenat. De nombreuses coupes minces faites ensuite, nous montrèrent sans aucune exception que nous n'avions pas affaire à des roches éruptives. Les roches riches en amphibole au sommet du Culmine di Dazio parurent être des gneiss-à-feldspath-alkalin à biotite et amphibole, souvent d'une forte structure en mosaïque. Cependant les roches se trouvent à la vérité être partout fortement injectées hydrothermalement ou pegmatitiquement, et sont sans une exception fortement mylonitisées. Au côté nord surtout, on trouve beaucoup d'épigneiss-à-feldspath-alkalin ultramylonitisés. Tous ces symptômes mis en regard des caractéristiques des zones de contact des gneiss chiari, me firent penser qu'ici comme à Cosio nous avions affaire à un massif de gneiss chiari resté localisé dans le sous-sol, à la différence toutefois qu'au Culmine di Dazio le granite ne parvint pas à se faire jour et par conséquent s'injecta pegmatitiquement avec d'autant plus de force. Attendu que sa présence ne nous fut pas prouvée immédiatement nous avons omis intentionnellement de mettre le „Dazio-Granit” sur la carte. Il m'est inconnu jusqu'à quel point CORNELIUS en a trouvé des preuves dans le profil original du tunnel. En tout cas le nom de „gneiss” me paraît préférable à celui de „granite”. Nous y reviendrons plus loin en traitant du granite dit de Dubino.

II. Les Fiorarogneiss.

Ces roches aussi peuvent être définies par le terme d'orthogneiss-oëillé-à-feldspath-alkalin à muscovite et pauvre en mica. Ils montrent une grande similitude aux gneiss chiari, mais ils me semblent néanmoins en raison des arguments mentionnés au chapitre de la Stratigraphie, devoir conclure à deux âges différents. A part la manière différente dont ils se comportent par rapport à la tectonique, nous pouvons encore énumérer les différences suivantes :

1. Les gneiss chiari sont beaucoup mieux foliacés, parfois même ils présentent de légers plissements.
2. Dans les Fiorarogneiss on trouve un noyau dioritique et un noyau granitique peu compressé.
3. Tout à l'entour des Fiorarogneiss nous trouvons une zone d'injection large et nettement dessinée. On rencontre des injections tant amphibolitiques qu'aplitiques, et que granitoporphyriques. Les gneiss oëillés percent souvent les phyllades de façon très irrégulière.
4. Les influences cataclastiques ont provoqué dans les Fiorarogneiss un broiement des grains de quartz, par opposition aux feldspaths qui sont souvent encore relativement bien idiomorphes.
5. Les feldspaths y sont plus riches en microlites que dans les gneiss chiari.

6. Les Fiorarogneiss sont riches en enclaves schisteuses. Celles-ci manquent presque totalement aux gneiss chiari.
7. La séparation des gneiss et des phyllades est très nette, contrairement à ce qui a lieu dans les gneiss chiari qui se changent progressivement en la roche encaissante.
8. Dans le seul voisinage immédiat des Fiorarogneiss on a pu constater une feldspathisation des phyllades, alors que les gneiss chiari sont partout encaissés dans des gneiss.
9. Dans les Fiorarogneiss on n'a jusqu'à présent pas trouvé de zone de contact riche en amphibole.

A KLOMPÉ revient le grand mérite d'avoir mis en carte ce groupe de gneiss comme un seul massif, contrairement à ce qu'avait fait Porro. Quant à sa division en „Granitgneiss” et „Augengneiss”, celle-ci me semble moins heureuse, vu qu'elle dépend uniquement du degré de mylonitisation et n'a rien avoir avec la variété de roche en elle-même. KLOMPÉ ayant décrit ces roches en leur détail, nous pouvons nous borner à relever les caractéristiques les plus importants.

1. Les caractéristiques microscopiques:

a. Les caractéristiques minéralogiques.

1. Éléments principaux:

a. *Feldspath*: Orthose (souvent sous forme de macles de Carlsbad), microcline, perthite, microcline-perthite, plagioclase (probablement de l'albite, vu sa fine lamellation et son indice déterminé d'après BECKE).

Les feldspaths sont en général bourrés de microlites de muscovite, ce qui rend parfois la construction lamellaire moins claire. Les inclusions paraissent être indépendantes de l'orientation de ces lamelles.

b. *Muscovite*: Elle encaisse les feldspaths, ou se présente sous forme de microlites. La biotite ne se rencontre qu'accessoirement.

c. *Quartz*: En général très broyé.

2. Minéraux de second ordre: Apatite, des zircons, parfois magnifiquement idiomorphes, sphène.

3. Minéraux accessoires: Grenat, tourmaline (parfois très abondante), biotite.

Dans un filon granitique se trouvant dans la zone d'injection sous le Passo San Marco, nous trouvons, rassemblé en petits groupes, un minéral inconnu dans cette catégorie. Nous avons probablement affaire à un pyroxène orthorhombique.

Nous trouvons encore de gros morceaux de minéral, probablement d'ilménite, vu ses formes curieuses et ses auréoles de leucoxène.

Contrairement à ce qui se passe chez les gneiss chiari, la biotite joue un rôle plus important, probablement en vertu d'une corrélation avec une forte résorption de roches sédimentaires. Ici encore nous observons une augmentation progressive de la biotite vers les bords. Il en est de même pour les grenats.

4. Transformations: chlorite et minéral (originaire de la biotite), épidote, séricite (originaire du feldspath) etc..

b. La texture: normalement la roche est non-stratifiée. Elle est souvent légèrement foliacée, surtout en cas de teneur croissante en biotite vers les bords. Souvent même on remarque une foliation cataclastique. Les phénocristaux et les micas originels sont souvent cause d'une texture ocellée très nette.

c. La structure: Elle est en général fortement cataclastique (porphyroclastique) et souvent encore clairement blastoporphyrrique. Les structures poecilites ne se rencontrent guère que dans les parties à symptômes de forte résorption.

2. Les caractéristiques macroscopiques:

Les roches sont assez blanches, quoiqu'en général moins claires que les gneiss chiari à cause d'une plus forte teneur en biotite. On remarque généralement une bonne texture ocellée ainsi qu'une foliation nette qui fait penser à une stratification.

Vers les bords du massif, la teneur en biotite augmente et la couleur se fonce de même. Les yeux diminuent de taille et la foliation s'accroît. Le rétrécissement des yeux est en rapport, d'un côté avec l'influence croissante des sédiments (nous avons en effet davantage de sédiments avec du gneiss que le contraire), de l'autre avec la mylonitisation croissante qui rapetisse les phénocristaux du feldspath. En partant du massif central pour nous diriger vers les bords, nous pouvons distinguer successivement du granite, des gneiss, des gneiss avec beaucoup d'enclaves schisteuses (en cas d'altération elle présente souvent des petites tâches blanches de feldspath, par suite d'imbibition), des schistes à filons granitiques, à filons de quartz, etc., et des phyllades. A part le granite on trouve encore de la diorite près du Passo di Pedena; nous traiterons ces roches plus tard. Dans les Fiorarogneiss également la foliation paraît être toujours parallèle aux phyllades encaissants.

3. La genèse.

Ce que nous avons dit des gneiss chiari s'applique aussi aux Fiorarogneiss. La transition du granite, respectivement de la diorite en gneiss, plaide pour l'origine orthométamorphique, comme KLOMPÉ l'a signalé pour la première fois. Mais je considère aussi et plus spécialement la zone d'injection très nette, comme une preuve de leur origine orthométamorphique. Avant que de traiter cette zone d'injection plus en son détail, nous relèverons les ressemblances pétrographiques entre les Fiorarogneiss et les „Ghiandonegranite" du Val Masino, les granites de Vallorcine des Aiguilles-Rouges, etc.. Telles que REINHARD et PREISWERK les ont décrites, ces dernières roches surtout ressemblent aux Fiorarogneiss.

Dans les Fiorarogneiss les zones d'injection peuvent être classées en deux groupes distincts: L'un au sud et à l'ouest, et l'autre au nord.

a. La zone d'injection ouest.

Elle se caractérise par des injections amphibolitiques granito-porphyriques et aplitiques dans les phyllades, quoique des injections hydrothermales aussi soient fréquentes. A côté de la pénétration irrégulière des gneiss dans les phyllades, nous remarquons des symptômes identiques à ceux des gneiss chiari, comme l'augmentation de la biotite et du grenat, l'aggrégation des micas dans les phyllades près des contacts, et la feldspathisation.

On trouve des exemples de ce dernier phénomène près de la route, qui même au Passo San Marco, où, dans les phyllades, se trouvent des gneiss-oeillés-à-feldspath-alkalin. Seulement ici, contrairement à ce qu'on trouve chez les gneiss de Morbegno, nous trouvons en fait de feldspaths beaucoup de microcline et de perthite. En dessous du Passo San Marco nous trouvons une phyllade imbibée au habitus encore nettement phylladique, mais contenant quelques feldspaths passablement idiomorphes. Les micas forment des petits groupes mêlés au hasard. Un exemple de reliquat sédimentogène se trouve sur le Monte Fioraro lui-même. La roche contient beaucoup de grenat et de biotite.

b. La zone d'injection nord.

En allant du M. Lago vers le sud, nous trouvons un petit lac à environ 2000 M. Juste au sud de ce lac se trouve la limite entre les phyllades et les phyllades injectées. Elle est même assez nette. Les phyllades de cette zone se sont transformées en gneiss-oeillés-à-feldspath-alkalin à deux micas, qui montrent une forte ressemblance avec les gneiss de Morbegno. On trouve encore beaucoup de biotite, de la muscovite et du quartz, ainsi que quelques gros feldspaths très criblés (albite). Dans son ensemble la roche présente un aspect de schiste micacé avec quelques rares feldspaths. Ceux-ci se caractérisent par leur structure poecilitique et leur forte teneur en microlites. Nous n'y trouvâmes que de la muscovite. Dans la partie nord de cette injection, le feldspath est généralement faiblement lamellé. Plus vers le sud, la lamellation s'accroît, la microcline et la perthite apparaissent aussi.

Le quartz contenu de manière poeciloblastique dans le feldspath, est souvent orienté obliquement par rapport à la foliation. De même les microlites de muscovite se trouvent être orientés perpendiculairement à la direction de la foliation principale.

A la limite de la zone d'injection nord et de la phyllade, se trouve une mince lentille de marbre. En allant du nord au sud, nous trouvons dans l'ordre: des phyllades grenatifères, puis une bande large de 50 cms. de marbre à mica feldspathisé d'un rouge-brun très foncé, puis une mince bande de schiste à mica feldspathisé (actuellement du gneiss-à-feldspath-alkalin), et, au-dessous de ce dernier la phyllade injectée. Nous reviendrons plus tard à cette lentille de marbre.

Malgré le contact très net, on ne trouve point de mylonites. Nous avons probablement affaire ici à des phénomènes identiques à ceux qu'on trouve dans les gneiss chiari et dans le massif de l'Aar, à savoir: des charriages pendant que l'intrusion se trouvait à l'état liquide.

Si, dans la zone d'injection nord nous remontons vers la crête du M. Pedena, nous constatons une augmentation croissante des yeux de feldspath : la roche acquiert un aspect plus granitique. A 2150 M environ nous tombons tout-à-coup dans une zone riche en grenats très grands. Brusquement les yeux de feldspath font complètement défaut. Les phyllades ont pris une position verticale. La transition à cette bande de phyllades large d'environ 100 m. est assez peu nette, mais plus au sud, nous voyons cette bande de phyllades très nettement séparée des Fioraro-gneiss proprement dits. Ceux-ci contiennent tout d'abord encore beaucoup d'inclusions de schistes micacés à biotite ou de gneiss-ocillés-à-feldspath-alkalin à deux micas.

Toutes les zones citées paraissent inclinées dans le sens de 320° E. Le long du sentier au-dessous du Passo di Pedena nous retrouvons de nouveau ces zones en d'excellents affleurements, mais elles semblent se terminer plus au sud-ouest. Sur la paroi méridionale bien affleurante du Val Pedena nous pûmes déterminer très exactement la fin de ces zones. Il fut par contre impossible de déterminer jusqu'à quel point la formation de failles peut avoir rendu cela possible.

Pour finir nous voulons signaler encore les multiples injections hydrothermales et pegmatitiques au nord de la zone d'injection septentrionale.

Les phyllades se caractérisent par de forts plissements migmatitiques, une forte teneur en tourmaline, et de très gros grenats. Il fut impossible de déterminer, jusqu'à quel point ces grenats peuvent avoir pris partiellement naissance en raison de métamorphismes de contact, vu que nous trouvons des grenats aussi beaucoup plus au nord, quoique sensiblement moins grands.

2. Les gneiss-à-feldspath-alkalin riches en Al_2O_3 .

Ils ne présentent pas de différences notables d'avec les gneiss-à-feldspath-alkalin normaux (gneiss de Morbegno). A cela près qu'ils présentent davantage de grenats, et parfois aussi de petites staurotides. En outre ils sont d'habitude plus riches en micas, et surtout plus riches en biotite, ce qui cause des structures plus lépidoblastiques en présence d'une texture rubanée plus nette. Les structures porphyroblastiques sont aussi mieux accentuées par les micas, de même que les yeux de feldspath, qui sont souvent un peu plus grands que dans les gneiss de Morbegno. On comprend aisément la transition progressive de ce groupe en gneiss de Morbegno, et en gneiss riches en Al_2O_3 .

3. Les gneiss riches en Al_2O_3 .

On trouve dans la Valle del Bitto plusieurs espèces de gneiss riches en Al_2O_3 . Ils sont :

1. Le gneiss grenatifère (généralement pauvre en mica).
2. Le gneiss grenatifère à biotite ou à deux micas.
3. Le gneiss-grenatifère-à-staurotide à biotite ou à deux micas.
4. Le gneiss-grenatifère-à-disthène-staurotide à biotite ou à deux micas.
5. Le gneiss-grenatifère-à-disthène à biotite ou à deux micas.
6. Le gneiss-à-staurotide à biotite ou à deux micas.

Leur répartition n'est pas soumise à des règles fixes.

1. *Les caractéristiques microscopiques.*

a. Caractéristiques minéralogiques.

1. *Éléments principaux: a. Feldspath:* Tant de l'orthose que du plagioclase. Le plagioclase est probablement de l'albite, en général finement lamellée et assez grande, et fortement criblée de quartz, de biotite et surtout de petits grenats. Ceci constitue une différence notable d'avec les gneiss de Morbegno, où les grenats ne sont qu'accessoires, et se rencontrent rarement dans le feldspath. Les inclusions sont souvent orientées parallèlement à la foliation, mais parfois aussi obliquement sur celle-ci.

b. *Quartz:* Il se présente en quantités variables, soit sous forme d'inclusions dans le feldspath, soit comme composant normal de la roche.

c. *Mica:* De la biotite (avec beaucoup d'auréoles polychroïques) se rencontre comme composant souvent seule ou avec de la muscovite. Les roches sont alternativement pauvres et riches en micas. Les variétés très riches en mica ressemblent souvent davantage à des schistes micacés riches en feldspath.

d. *Minéraux riches en Al_2O_3 :* Le grenat, la staurotide et le disthène. Le grenat se présente en général sous forme de cristaux très grands et couvrant presque tout le champ visuel. Il est parfois incolore mais souvent noirâtre sous un nicol, et quelquefois même rouge-clair. Il est en outre souvent développé sous forme de dodécaèdres rhomboïdaux, mais parfois aussi nous ne trouvons que le pseudomorphisme de la chlorite et de la séricite au grenat. Le grenat est riche en inclusions, surtout de quartz et de biotite, orientées souvent perpendiculairement à la foliation. Ce sont W. SCHMIDT, B. SANDER et P. NIGGLI surtout, qui ont signalé que l'étude de la rotation de porphyroblastes, reconnaissable à l'orientation déviée des inclusions, donne une idée très claire des mouvements différentiels lors du métamorphisme. Près des porphyroblastes et effet, les surfaces de glissement subiront une déviation, ce qui donne lieu à des mouvements tourbillonneux.

B. SANDER appelle S_0 les surfaces de glissement dans la roche elle-même, et S_1 celles qui se trouvent dans les porphyroblastes. Des coupes minces prises perpendiculairement à l'axe de rotation des porphyroblastes montreront donc les différences les plus grandes entre S_0 et S_1 . De grands écarts entre ces deux nous donneront les dimensions et le sens des mouvements différentiels pendant et après la cristalloblastèse. Si le mouvement rotatoire a lieu après que la croissance des porphyroblastes soit terminée, S_1 sera tout droit, si par contre le cristal est encore en croissance, S_1 dessinera une courbe en forme de S, vu qu'elle est droite dans le noyau, mais s'adapte à S_0 dans les bords plus jeunes. Nous avons toujours rencontré la forme rectiligne. En un seul cas dans un échantillon pris à 1850 m. environ d'altitude, au nord de la Cima della Rosetta nous pûmes clairement distinguer une forme en S, (voir fig. 3). Nous avons donc probablement affaire à un mouvement rota-

toire alpin de grenat de formation hercynienne surtout, sinon nous devrions avoir affaire à deux phases alpines. La première hypothèse me semble plus probable.

Le quartz et le mica ont souvent complètement remplacé le grenat, de manière qu'il n'en reste visible qu'un mince anneau. On rencontre aussi souvent un réseau de grenat ou les quartz remplissent les interstices. De petits grenats de cette sorte, fortement criblés, se trouvent à leur tour souvent comme idioblastes dans les grands porphyroblastes de feldspath.

Les grenats sont souvent transformés en quartz, en séricite, en chlorite et en limonite. La chlorite surtout entoure souvent le grenat en larges ceintures. La staurotide en tant que méso-minéral typique a été en général fortement transformée, vu que les roches du Valle del Bitto ont bien pris naissance originellement dans la méso-zone, mais parvinrent plus tard dans l'épi-zone et y devinrent instables. Les porphyroblastes en général fort polychroïques sont souvent très brisés. Des structures poeciloblastiques se présentent parfois, mais beaucoup moins que dans le disthène. Sous forme d'idioblastes dans la staurotide, nous trouvons surtout des grenats et du quartz.

Le disthène est assez rare, ou alors sous forme de porphyroblastes allongés de forme prismatique et fortement criblés. Les idioblastes y sont surtout des grenats. Dans nos coupes minces nous trouvâmes en général du disthène nettement maclé. Par rapport à la staurotide, le disthène est en général très clair et peu transformé.

2. Minéraux de second ordre: Apatite et rutile (parfois beaucoup et très grand).

3. Minéraux accessoires: Tourmaline.

4. Transformations: Chlorite, minerais, séricite, épidote, limonite etc., provenant surtout du grenat, mais aussi de la staurotide et du feldspath.

b. La texture: Elle dépend de la teneur en mica. Elle varie d'un rubané faible ou net au lamellé. Souvent les roches riches en mica présentent à côté de la texture lamellaire une texture hélicitique.

c. La structure: Dans les roches riches en mica surtout, elle est très lépidoblastique, mais en même temps fortement porphyroblastique, alors que les porphyroblastes eux montrent une structure nettement poeciloblastique. Les porphyroblastes sont surtout des grenats, du disthène, de la staurotide et de l'albite. Les variétés pauvres en mica sont souvent aussi fortement granoblastiques. Dans ceux-ci nous voyons souvent de manière très nette les „Streckungshöfe" de F. BECKE.

Il résulte de ce qui précède, qu'entre les gneiss de Morbegno et les gneiss riches en Al_2O_3 , il existe une grande analogie. Les différences principales se trouvent être:

1. La teneur beaucoup plus considérable en mica des gneiss riches en Al_2O_3 , et les conséquences en résultant quant à la structure et à la texture.
2. Les porphyroblastes de feldspath plus grands et en plus grand nombre dans les gneiss riches en Al_2O_3 .

3. Une forte teneur en grenat, en staurotide et en disthène. Les grenats en outre se présentent souvent sous forme d'inclusions dans le feldspath.

2. *Les caractéristiques macroscopiques.*

Les gneiss riches en Al_2O_3 se présentent en général sous deux aspects: tantôt en alternance fréquente avec des couches plus quartzitiques, tantôt de manière plus homogène, et souvent sous forme de gneiss ocellés. Dans les deux cas, mais surtout dans le second, les roches se caractérisent par un délavé rougeâtre. De même, les lentilles de quartz qui s'y trouvent, prennent souvent une couleur rouge-foncé. C'est pour cette raison que les cimes occidentales du Valle del Bitto, comme le Pizzo Rotondo etc., ont une couleur rougeâtre, qui est une conséquence de la forte teneur en fer des gneiss riches en Al_2O_3 . Les véritables gneiss grenatifères sont bornés aux crêtes occidentales les plus hautes, où l'on rencontre souvent de très gros grenats (parfois jusqu'à un cm. de taille), qu'il est facile de détacher de la roche. En cas d'altération les grenats choient souvent hors de la roche encaissante, ce qui rend cette dernière cellulaire.

Nous primes plusieurs échantillons des gneiss à couches alternantes. A proximité du R. Valmala nous trouvons une succession rythmique régulière de couches étroites montrant les particularités suivantes:

a. Peu de mica, peu de feldspath, de rares porphyroblastes peu nets, beaucoup de quartz. Les micas se trouvent être des individus plutôt séparés, que formant des zones. En général peu de minéraux riches en Al_2O_3 .

b. Beaucoup de mica en zones plutôt larges, des porphyroblastes de feldspath nets, moins de quartz, de gros grenats et staurotides. Ceux-ci sont les véritables gneiss grenatifères ou gneiss grenatifères à staurotide.

A Alpe Vesenda aussi nous primes des échantillons de couches larges de 1—2 cms. Nous voyons ici se manifester le même phénomène que tout-à-l'heure. Seulement les roches dans leur ensemble sont plus pauvres en mica et en quartz, ce qui rend plus petites les différences des couches entre elles. Dans tous ces cas les couches riches en quartz ressortent en rebords blancs. Au sud di Fli Corte Grassa le long du chemin d'Albaredo au Passo San Marco nous avons trouvé une curieuse alternance de couches différemment composées.

Nous réussîmes à distinguer trois types:

1. Des *gneiss-quartzites grenatifères à des gneiss-à-schistes micacés*: la structure en est généralement très granoblastique.

2. Des *gneiss grenatifères* (pauvres en mica): beaucoup de plagioclase finement lamellé, une structure granoblastique et porphyroblastique.

3. Des *phyllades-à-gneiss grenatifères à deux micas*: beaucoup de mica, peu de feldspath (en porphyroblastes surtout), de gros grenats chloritisés, une structure lépidoblastique et porphyroblastique, fortement hélicitique. Ce sont des véritables gneiss à habitus phylladique.

3. *La genèse:*

La stratification alternante de ces roches riches en Al_2O_3 , a été causée probablement par une alternance d'argiles pauvres et riches en sable, qui, de même que dans les gneiss de Morbegno, furent feldspathisés par l'intrusion des gneiss chiari.

B. LES PHYLLADES ET LES SCHISTES MICACÉS.

Ce groupe de roches a été décrit amplement par KLOMPÉ (72, p. 243), ce qui fait que nous pouvons nous contenter de quelques remarques succinctes. Il nous faut relever ici la faute souvent commise par des explorateurs antérieurs, que les phyllades seraient équivalents aux „Edoloschiefer” de SALOMON (113, p. 310 et 319). SALOMON, lui, avait attiré spécialement l'attention sur le fait, que les „phyllades quartzifères” de STACHE, de même que ses „Edoloschiefer” à lui, ne contiennent pas seulement les phyllades dites „Kwartzlagenphyllite” mais aussi nombre d'autres roches. De même que les „Tonale Schiefer”, ils constituent un groupement de roches et non une espèce de roches. De même les „Rendena Schiefer” de SALOMON (113, p. 311 et 318), ainsi que les „Gneiss-phyllite” de STACHE englobent à côté de ces „Gneiss-phyllite” aussi, des gneiss, des schistes micacés, des gneiss chiari de STELLA etc.. Alors que les „Tonale-schiefer” ont une étendue régionale Est-ouest au nord de la faille insubre, les „Edolo-schiefer” et les „Rendena-schiefer”, ne suivent pas cette règle, c'est pourquoi il me semble préférable d'éviter l'emploi de ces noms. Comme JONG, j'ai utilisé le terme de phyllades dans le sens que lui attribue GRUBENMANN.

1. *Les caractéristiques microscopiques des phyllades et des schistes micacés.*

a. Caractéristiques minéralogiques.

1. **Eléments principaux:** La muscovite domine. A côté d'elle on rencontre de la séricite et de la biotite transformée. Nous trouvons encore du quartz, beaucoup de chlorite (pennine), souvent en forme de grands porphyroblastes, criblés ou non, forme sous laquelle le grenat aussi se présente souvent. Contrairement à ce que nous avons vu dans les gneiss grenatifères, dans les phyllades les grenats ne sont d'habitude pas ou peu criblés.

2. **Minéraux de second ordre:** Rutile et zircon, du minerai en bâtonnets orientés parallèlement à la foliation.

3. **Minéraux accessoires:** Feldspath et tourmaline, parfois à structure zonée très belle.

4. **Transformations:** Le grenat est en général transformé en quartz, en minerai, en séricite et en chlorite. Souvent on trouve un large anneau de chlorite entourant un petit noyau grenat. La biotite aussi est habituellement transformée en minerai et en chlorite.

b. **La texture:** Une texture rubanée à lamellaire, souvent très hélicitique. Les textures rubanée et lamellaire alternent continuellement. La première domine surtout dans les schistes micacés.

c. La structure: En général lépidoblastique, quoique souvent nettement porphyroblastique. Les porphyroblastes sont: le grenat, la chlorite ou la biotite. De même que dans les gneiss, ces porphyroblastes ont souvent subi une rotation partielle par rapport à la foliation principale. Fréquemment aussi on trouve des „Streckungshöfe" remplis de quartz.

De diverses variétés furent trouvées dans le Valle del Bitto.

1. Les phyllades:

a. Phyllade à chlorite (peu de grenat, beaucoup de chlorite).

b. Phyllade grenatifère à chlorite.

c. Phyllade grenatifère.

2. Les schistes micacés:

a. Schistes à deux micas.

b. Schistes micacés et grenatifères.

c. Schistes grenatifères à deux micas et à staurotide. (le grenat et la staurotide sont très criblés).

3. Les phyllades-à-schistes micacés (schistes micacés à habitus de phyllades).

4. Les phyllades-à-gneiss et les schistes micacés-à-gneiss (des phyllades contenant beaucoup de feldspath, sous forme porphyroblastique surtout.

2. *Les caractéristiques macroscopiques.*

Les phyllades ont généralement une couleur verdâtre. Les phyllades grenatifères cependant tirent souvent sur le rouge. Sur le contrefort sud de la crête du M. Berro les grenats sont si grands, qu'à l'alteration ils rendent en tombant la roche cellulaire. Les phénomènes d'injection et d'imbibition ont déjà été traités dans le chapitre sur les Fiorarogneiss.

3. *La genèse.*

Les phyllades sont probablement originaires d'argile ou d'argile sableuse.

C. LES QUARTZITES.

1. *Les caractéristiques microscopiques.*

a. Caractéristiques minéralogiques.

1. Éléments principaux: Surtout du quartz, souvent très broyé, peu de mica, qui, contrairement à ce qu'on trouve dans les schistes micacés, ne présente pas de bandes unies. En fait de mica, surtout de la muscovite, peu ou pas de biotite.

2. Minéraux de second ordre: En majeure partie du grenat fortement transformé, de la chlorite, du minéral, etc..

3. Minéraux accessoires: Tourmaline, feldspath, etc..

4. Transformations: Epidote, chlorite, minéral, séricite, etc..

b. La texture: En général non-stratifiée, elle dépend de la teneur en mica, et est parfois faiblement foliacée. Les quartzites très cataclastiques présentent souvent une foliation très nette.

c. La structure: Habituellement granoblastique, parfois porphyroblastique en raison de gros grenats. Ceux-ci sont souvent poeciloblastiques.

Les formes transitionnelles vers les schistes micacés sont faiblement lépidoblastiques. Nous parvînmes à relever dans le Valle del Bitto les variétés de quartzite suivantes:

1. Les quartzites:
 - a. des quartzites à muscovite ou à deux micas.
 - b. des quartzites grenatifères et micacés.
 - c. des quartzites grenatifères à chlorite.
2. Les quartzites à schistes micacés ou à phyllades.
3. Les quartzites à gneiss:
 - a. quartzites-à-gneiss à deux micas ou à muscovite.
 - b. quartzites-à-gneiss grenatifères et micacés.
 - c. quartzites-à gneiss grenatifères.
2. *Les caractéristiques macroscopiques.*

Ce sont en général des roches très dures à couleurs claires, probablement originaires de sables normaux.

D. LES CALCAIRES.

Au nord du M. Pedena nous avons trouvé ce seul représentant de ce groupe: un marbre micacé et feldspathisé. CORNELIUS décrit une mince lentille de marbre sur le Culmine di Dazio, mais nous n'avons pas pu la retrouver. Nous avons déjà parlé en passant du marbre micacé à la page 39.

1. *Caractéristiques microscopiques.*

La roche se compose en majeure partie de calcite fortement maclée, à côté de laquelle on trouve passablement de muscovites ainsi que quelques grands plagioclases largement lamellés, et remplis de micro-lites de muscovite. Dans quelques fissures de la limonite s'est accumulée. Les micas présentent une texture nettement parallèle, et la calcite aussi est souvent allongée.

2. *Les caractéristiques macroscopiques.*

Le marbre forme une lentille large d'environ 50 cm., à couleur d'altération rouge-brune (à cause de la limonite), lentille limitée au nord par des phyllades grenatifères, au midi par les schistes micacés et feldspathisés.

3. *La genèse.*

Celle-ci n'est pas très claire. La muscovite et le feldspath ont eu probablement une origine secondaire. L'orientation parallèle des phyllades ferait cependant préconiser un contact primaire du marbre. Cependant il n'est pas exclu, que nous ayons affaire à une veine d'injection large et très compressée, composée originellement de calcite, d'autant moins que nous avons affaire ici à un contact en charriage.

E. ROCHES RICHES EN AMPHIBOLE.

Elles se caractérisent habituellement par leur grande dureté. Comme minéraux caractéristiques nous trouvâmes presque toujours de l'amphibole verdâtre fortement criblée, du rutile et du sphène. Nous traiterons brièvement ici les plus importantes roches riches en amphibole, sauf les roches éruptives.

1. Les amphibolites.

1. *L'amphibolite normale*: Nous avons trouvée celle-ci sur le versant nord de la vallée de l'Adda, près de Ponte di Ganda. Elle paraît être composée de beaucoup de feldspath criblé, d'amphibole verte, de sphène, de rutile, et de beaucoup d'épidote. Quelques petites biotites se rencontrent aussi. La texture est en général non-stratifiée.

2. *L'amphibolite à biotite*: Nous l'avons trouvée au sommet du M. Fioraro. Elle est probablement issue de diorites micacées à amphibole, présentes par endroits dans ce massif. Au microscope nous voyons beaucoup de petites amphiboles vertes à côté de beaucoup de grands sphènes, d'épidotes, de rutile, de zoïsite, de tourmaline, et de diverses grandes biotites.

3. *L'injection d'amphibolite dans les Fiorarogneiss*: Nous l'avons trouvée dans la zone d'injection au-dessous du Passo San Marco. La roche se compose d'amphiboles vert-clair très grandes et fortement criblées de quartz. Autour de celles-ci on trouve généralement des quartz très broyés, quelques petites, puis de l'épidote, du rutile, du minerai, etc..

2. Les Gneiss.

1. *Gneiss-à-feldspath-alkalin à amphibole et à biotite*: Ils contiennent beaucoup de biotite, beaucoup d'amphibole verte (souvent très transformée), du quartz, de l'orthose et de l'albite (souvent très séricitisée ou saussuritisée). À côté de ceux-ci on rencontre beaucoup de zoïsite, de sphène, d'épidote et de rutile, et, accessoirement, du grenat. La texture est en général nettement rubanée; la structure est lépidoblastique, souvent porphyroblastique (porphyroblastes amphiboliques). L'amphibole et les biotites provoquent une structure en crible. Nous trouvons cette roche comme salbande nord de gneiss chiari sur le M. Berro, sur le sentier juste au nord du R. Valmala, à 1260 M. d'altitude environ, et au bord des gneiss chiari. Une troisième localité de cette roche était le sommet du Culmine di Dazio. Là seulement la roche est très riche en feldspath fortement saussuritisé. Les biotites sont très chloritisées. Les feldspaths ont une structure en crible. La texture ici est non-stratifiée alors que la structure en crible et granoblastique l'emporte sur la structure lépidoblastique.

2. *Gneiss-à-feldspath-alkalin à amphibole*: Nous avons trouvée cette roche sous forme d'un petit filon au-dessus du lavoire près d'Arzo. La roche se change en un gneiss grenatifère-à-staurotite à deux micas, mylonitisé, et qui a subi des influences pneumatolytiques (tourmaline). Ici cette roche est une exception. Au microscope nous constatons la présence de grandes amphiboles vertes et très criblées, puis beaucoup

de plagioclase clair, du quartz très broyé, très peu de biotite, de l'épidote, du minéral, et accessoirement, aussi du grenat.

La texture est non-stratifiée, la structure est plutôt granoblastique, en partie porphyroblastique (amphibole) et poeciloblastique. Si l'on ne tient pas compte de l'amphibole, la roche rappelle beaucoup les gneiss chiari. Sur le chemin de Morbegno à Gerola, tout au commencement, à hauteur du cimetière de Regoledo, nous avons trouvé une roche assez blanchâtre (gneiss grenatifère à amphibole). Dans la direction de Morbegno, elle change progressivement en une roche dure et foncée, qui à l'examen parut être du gneiss-à-feldspath-alcalin à amphibole. Le schiste micacé à gneiss encaissant est fortement injecté. Contrairement à la roche d'Arzo les amphibolés y sont moins grandes et la biotite est complètement absente, et on trouve beaucoup de sphène et d'épidote.

3. *Gneiss grenatifère à amphibole*: Comme il a été déjà dit plus haut, nous avons trouvé cette roche le long de la route de Morbegno à Gerola, un peu à l'ouest du gneiss-à-feldspath-alcalin à amphibole. Cette roche se compose de gros grenats et d'amphibole verte fortement criblée, puis de quartz, de plagioclase, d'orthose, de beaucoup de sphène, d'épidote, de beaucoup de rutile, et d'ilménite. La structure est granoblastique, en partie porphyroblastique et poeciloblastique. La texture est en général non-stratifiée.

4. *Gneiss grenatifère à amphibole et à biotite*: A la suite de la teneur variable en amphibole nous pourrions mieux parler d'un gneiss grenatifère à amphibole ou d'un gneiss amphibolique à grenat. Nous avons trouvé le premier type au bord de la route de Valle à Nasuncio comme salbande du filon de diorite(-porphyrite)quartzifère à mica. Ce sont des gneiss grenatifères à biotite normaux avec des cristaux d'amphibole. La structure est lépidoblastique, la texture nettement foliacée. Au sommet du Culmine di Dazio nous avons trouvé plusieurs gneiss amphibolitiques à grenat et à biotite. Les roches contiennent beaucoup de plagioclase fortement saussuritisé, beaucoup d'orthose séricitisée, de quartz, de biotite chloritisée et d'amphibole verte très criblée. La texture non-stratifiée est granoblastique et criblée.

3. Les quartzites:

1. *Quartzite grenatifère à amphibole*: Nous rencontrons cette roche au-dessous de Castello près du Valle Vedrano. Elle est couchée en plis sur les gneiss à staurotide. Elle se compose d'amphibole criblée de quartz et de grenat, de quelques petits plagioclases, de beaucoup de quartz, de grenat, de grosses épidotes, de clinozôisite et de sphène. La texture est en général non-stratifiée, l'amphibole seule présente une faible texture parallèle. La structure est granoblastique, en partie porphyroblastique (amphibole et grenat), et poeciloblastique.

En cas d'accroissement et de criblage de l'amphibole on voit apparaître des transitions en cornéenne à amphibole. Nous rencontrons une telle forme transitoire sur le M. Olano à 1460 M. d'altitude, près de la limite nord du filon le plus septentrional de gneiss chiari. Nous pouvons constater ici une alternance de couches de quartzite grenatifère

à amphibole épaisses de 5—10 cms., et de couches de gneiss à deux micas.

2. *Quartzite-à-gneiss à amphibole*: La roche contient beaucoup d'épidote, en partie sous forme de pseudométamorphismes complets d'épidote à amphibole; puis du quartz, de l'orthose, beaucoup de petites amphiboles et beaucoup de sphène. L'amphibole montre souvent une texture légèrement schisteuse, la structure est surtout granoblastique. Nous avons trouvé cette roche sur le M. Berro comme salbande méridionale des gneiss chiari; et nous avons vu que le salbande nord se compose de gneiss-à-feldspath-alkalin à amphibole et à biotite.

4. *Cornéennes grenatifères à amphibole*: La roche se rencontre comme un filon foncé et dur dans les épigneiss-à-feldspath-alkalin le long de la route de Morbegno à Gerola, et, plus exactement, légèrement à l'ouest de la courbe que la route fait vers Sacco. La roche se compose de beaucoup de quartz onduleux, et de fine poussière de minerai. Outre cela, les grosses amphiboles vertes fortement criblées dominent. Ces amphiboles contiennent beaucoup de petits grenats, du quartz, de l'épidote mais surtout beaucoup de klinozoisite. Les structures fortement criblées indiquent ici plus que jamais des phénomènes de contact.

La genèse des roches riches en amphibole.

Pour toutes ces roches du Valle del Bitto, j'estime fort possible une origine secondaire de l'amphibole par métamorphisme de contact périmagmatique avec apport de matière magmatique, dans le sens de P. NIGGLI.

Comme preuve d'amphibolitisation nous avons:

1. La structure fortement criblée des amphiboles, unie à la texture non-stratifiée et à la structure granoblastique des minéraux encaissants.

2. Les filons souvent très minces au milieu de roches totalement différentes.

3. Le lien nécessaire à une zone marginale ou à une proximité de roches éruptives (gneiss chiari et diorite-quartzifère à mica), ou à des zones de failles, combiné généralement à d'autres phénomènes d'injections, comme la formation de tourmaline, etc. Les mêmes raisons nous font conclure contre une origine amphibolitique au moyen d'injection ultérieure, comme en de certains cas il a été admis par divers explorateurs. Seuls les amphibolites dans les Fiorarogneiss sont probablement des roches éruptives métamorphisées.

F. ROCHES ÉRUPTIVES.

1. Roches plutoniennes:

1. *Diorite quartzifère à mica*: Ce sont des roches grises hypidomorphes à gros grain. Au-dessous du Passò di Pedena, la roche paraît être composée de plagioclase, un peu d'orthose, beaucoup de grandes biotites, du quartz et quelques amphiboles. Le plagioclase est bourré de microlites, surtout de zoisite et d'épidote. Ceci contrairement aux

Fiorarogneiss où les microlites sont uniquement en muscovite. Une détermination au moyen de la méthode universelle de Federow ne fut pas possible. La roche est généralement peu métamorphisée. Pour une description plus détaillée, nous pouvons renvoyer à KLOMPÉ (72, p. 258). Non seulement dans le massif du Fioraro, mais à Nasuncio aussi, on trouve un filon éruptif passablement dioritique encore en son centre, mais qui, aux bords, manifeste une granulation de plus en plus fine, et se transforme en diorite-porphyrite quartzifère à mica. Le plagioclase se trouve être ici fortement saussuritisé, l'orthose est très séricitisée. La structure zonée est fréquente. Parmi les minéraux caractéristiques, on trouve une abondance d'ilménite avec de très belle auréoles de leucoxène. Les structures granophyriques sont souvent très bien dessinées, contrairement à la diorite de Pedena. Dans le chapitre sur les gneiss grenatifères à amphibole et à biotite nous avons déjà parlé du faciès marginal riche en amphibole. Le filon éruptif est large d'environ dix mètres. En cas d'altération superficielle, les feldspaths se manifestent comme de petites taches blanches sur le fond brunâtre de la roche.

2. *Diorite à mica et à amphibole* (peut-être malchitique): On la trouve au-dessous du Passo di Pedena également, sous forme d'une roche verdâtre, qui contient beaucoup d'amphibole, verte, du plagioclase de la biotite, des traces de quartz et du minerai. Parfois on trouve de grandes épidotes. La roche est passablement transformée, et est, dans son ensemble, plus finement granulée que la diorite quartzifère à mica.

3. *Granite*: KLOMPÉ décrit cette roche en détail sous le nom de granite à biotite (72, p. 255). Pour ma part je doute que la biotite ait été un constituant primaire du magma, attendu que les Fiorarogneiss ne deviennent riches en biotite que vers les bords seulement. Pour la description de cette roche, cf. p. 38 et la thèse de KLOMPÉ (p. 255).

2. Roches de filons:

1. *Diorite-porphyrite à mica*: A environ 1850 m. à l'Est de la crête du M. Berro, à la hauteur de Dosso Cavallo, il se présente dans les gneiss grenatifères à mica une paroi escarpée, qui, à l'examen, se trouve être composée d'un filon éruptif de diorite-porphyrite à mica. On y trouve des banes de couleur plus claire de diorite-porphyrite quartzifère à mica. A l'altération superficielle la roche est d'un brun clair, où de petites taches blanches trahissent du feldspath altéré. Les roches éruptives se présentent en bancs très distincts. Ceux-ci sont orientés obliquement sur la foliation principale des gneiss. Le filon éruptif continue jusqu'à Dosso Cavallo, en passant par la crête du M. Berro, avec une longueur totale d'environ 1.5 km. et une largeur moyenne de 20 ms. environ. La direction est approximativement S. E.—N. O.. Contrairement à la diorite-porphyrite de Nasuncio on ne rencontre point ici de faciès marginal riche en amphibole. L'altération superficielle à formation de bancs très nette y est caractéristique.

Examinée au microscope la roche se compose de plagioclase très

saussuritisé se présentant en deux générations et de structure souvent zonée, et de beaucoup de biotite. On y trouve encore du sphène, beaucoup d'ilménite à auréoles de leucoxène, et beaucoup d'épidote. Le quartz ne se rencontre plus que dans la pâte. La structure est holocristalline-porphyrique, et, en quelques endroits, une structure grano-porphyrique s'est développée également.

2. *Diorite-porphyrite quartzifère à mica*: Elle se présente sous forme de parties plus claires dans la roche précédente, et s'en distingue par la présence de quartz en phénocristaux. Au-dessus de Madonna delle Grazie, à une altitude d'environ 1850 M, nous avons trouvé, à proximité de la rivière, un filon éruptif large d'environ deux mètres et de direction approximative E-O., qui traverse les quartzites-à-gneiss grenatifères. Le filon éruptif se caractérise par une surface d'altération bosselée lisse et blanchâtre. Il ne fut possible de suivre ce filon que sur une petite distance. La roche est si métamorphosée que nous n'avons pu avec quelque certitude en déterminer l'origine. Cependant il est probable que cette roche soit également un filon de diorite-porphyrite.

3. *Diorite-porphyrite à amphibole*: A l'ouest du M. Berro à hauteur du R. Valmala on trouve un filon verdâtre. Il est large d'environ trois mètres, et s'étend de 40° E—220° E. Les bancs y sont nettement dessinés. La roche se compose de plagioclase très saussuritisé, de beaucoup d'amphibole verte, d'épidote, de sphène et de beaucoup d'ilménite. Un même filon éruptif se trouve probablement aussi au sud du M. Lago.

4. *Mélaphyre (?)*: Au nord de la Bocchetta Colombana nous avons trouvé dans la vallée du R. di Pai une roche curieusement altérée en gris-blanc, typique par sa grande dureté et ses formes d'altération arrondies. Ce filon a une direction 70° E—250° E, et une épaisseur initiale de 30—50 cm. Par endroits il s'élargit jusqu'à trois et quatre mètres d'épaisseur. Parfois il se partage pour se reconstituer plus loin de façon à enclaver de manière localisée les gneiss grenatifères à staurotide encaissants. On trouve aussi plusieurs veines latérales. La longueur exacte de ce complexe de filons ne put être exactement déterminée, mais elle est d'au moins 300 ms. Au microscope nous constatons la présence de fines baguettes de plagioclase entre lesquelles se trouvent des pyroxènes transformés. La roche présente une structure nettement intersertale, les phénocristaux sont absents, à part quelques plagioclases un peu plus grands. Le minerai et l'épidote sont fréquents. On rencontre beaucoup de cavités, comblées en partie de serpentine ou d'aggrégats chloritiques. Quelques-unes de ces cavités font penser par leur forme à de l'olivine. La roche ressemble le plus à un filon basaltique. Le métamorphisme très prononcé s'oppose cependant à une détermination plus exacte. Un filon identique se trouve à environ 1750 M d'altitude, sur la crête du „Bocchetta Colombana”. Il est très métamorphosé, et montre des bancs très nets. Au microscope, la ressemblance au filon précédent s'avère frappante. En cours de route de Bte. Stabiana au M. Lago on rencontre un filon fortement métamorphosé, composé de plagioclase en baguettes, et une masse restante difficilement définissable. Il a environ 1 m. d'épaisseur, et se dirige de l'Est à l'ouest. Au

sud de San Rocco enfin, sur le M. Berro, on trouve un filon d'une épaisseur d'1 à 1.5 m., coupant la foliation, et se caractérisant par une grande dureté et une surface d'altération ressemblant à de la porcelaine. La roche est très métamorphisée, et appartient probablement aussi au groupe des mélaphyres.

Il est probable qu'il en existe encore d'autres filons dans le Valle del Bitto, mais la grande opulence de la végétation les rend très difficiles à repérer.

Les phénomènes de métamorphisme de contact: Dans le massif du M. Fioraro, il se présente quantité de ces phénomènes, dont nous avons déjà parlé à l'occasion des Fiorarogneiss. Là déjà, on est frappé par la distance peu considérable que couvrent les traces de l'action du métamorphisme de contact, ainsi que par l'absence de minéraux de contact caractéristiques. Les filons éruptifs nous montrent la même chose, exception faite des diorites-porphyrites près de Nasuncio. Dans les coupes-minces faites de matières prises directement des deux côtés du contact, on ne peut parfois observer la moindre différence.

Tout au plus remarquons-nous que les micas s'y trouvent répandus en pelotons épars. Dans sa description de la „Forêt-Noire”, H. H. SUTER (136) dit qu'en cas de métamorphisme de contact de filons basiques on ne put pas signaler de transformations minéralogiques.

3. Tuffoïdes basales et felsophyres (voir fig. 4).

a. Caractéristiques macroscopiques: Dans le Valle del Bitto nous avons rencontré des roches que, à l'instar de JONG, nous appellerons provisoirement des „tuffoïdes basales”, quoique nous démontrerons dans notre dernier chapitre la fausseté de cette dénomination.

Sur le terrain, on ne put distinguer qu'avec peine ce groupe de roches de celui des ultramylonites. Elles forment également des filons noirs ou de larges banes de forme lenticulaire, que l'on ne peut distinguer que par les seules petites taches blanches présentes à la superficie de la surface d'altération.

Ces tuffoïdes basales se rencontrent aussi en minces veines sans, ou presque sans enclaves de substratum. Ces veines, nous les avons appelées des filons de „felsophyre”, quoique se composant souvent de très fines ultramylonites, et ne présentant avec les felsophyres qu'une ressemblance apparente. L'épaisseur de ces veines felsophyriques varie de quelques millimètres à 1—2 cms. Parfois elles parcourent la roche en une telle abondance, qu'il se forme progressivement des banes noirs, pouvant atteindre une épaisseur de 20 et de 25 ms.: les tuffoïdes basales. Les bords de ces veines de felsophyre sont en général droits, mais parfois les veines, tantôt plus larges, tantôt plus minces, forment des dessins bizarres, et paraissent, au microscope surtout, présenter de belles ramifications. On voit apparaître ici le phénomène curieux que la branche adventive, après avoir quitté la branche principale, s'élargit au lieu de s'amincir, ce qui parlerait contre l'hypothèse d'une injection normale. Les veines se font toujours remarquer par leur grande dureté. Leur couleur varie toujours du noir au gris, et elles ont un habitus

cornéen ou vitreux. Les tuffoïdes basales sont souvent beaucoup plus cassantes, quoique parfois très dures aussi.

D'importantes localités des veines felsophyriques se trouvent sur la crête du M. Berro, à hauteur de Casera Garzino, où elles sillonnent de l'épiquartzite grenatifère à mica, puis, plus au sud sur cette même crête, au point 2066. Puis encore dans le Val Bomino, au-dessous du point 2151, et plus loin, près du „Il Fiume”, à 1120 M. environ d'altitude. Elles atteignent leur plus grande expansion dans les environs de Fli Valburga, où elles sont accompagnées de diverses injections pegmatitiques et hydrothermales et de plissements migmatitiques. A côté de veines de verre nous trouvons aussi des filons pseudofelsophyriques divers, qui paraissent clairement être composés de matières ultramylonitiques, près de San Carlo entr'autres, sur la route de Morbegno à Regoledo, au-dessus de Scigorella, etc.. Les tuffoïdes basales se rencontrent sur la crête du M. Berro, au sud du Pizzo Berro, sous forme de minces lentilles dans les gneiss; puis au-dessus de Bema, à 1460 ms., où, sous une couche de mousse, nous trouvâmes une roche qui se révéla une tuffoïde basale, quoique nous ne soyons pas sûrs que nous ayons affaire ici à la roche elle-même. En descendant dans le Bitto depuis Nasuncio nous en trouvons encore un banc épais; puis nous les trouvons encore près de la faille orobique, comme JONG l'avait déjà signalé, et encore au sud de Fenile, relativement autochtones sur les gneiss chiari. La localité la plus importante se trouve dans le Val Bomino, où, en dessous de point 2151, nous avons trouvé un banc de tuffoïdes basales épais de 1 m. environ, orienté dans le sens 170 E à 350 E. Plus au sud, ce banc réapparaît sous la forme d'une lentille épaisse de 20 à 25 ms. environ réorientée approximativement du nord au sud, et se change plus haut en épigneiss grenatifères.

b. Caractéristiques microscopiques: Il est rare que la pâte se compose d'une masse vitreuse tout-à-fait isotrope. Souvent en effet nous voyons apparaître une faible luminosité à la suite d'une dévitrification pétro-siliceuse. L'altération tout comme le métamorphisme peuvent provoquer une dévitrification si forte que les structures engendrées sont plutôt micro-granitiques. Dans la pâte on trouve flottants des morceaux de quartz parfois corrodés, et aux coins en général très émoussés, alors qu'en quantités variables on trouve aussi des reliquats du substratum sous les formes d'aggrégats de quartz, de feldspath, de séricite ou de chlorite. Toutes ces enclaves sont en général fortement pressées et broyées. Les phénocristaux de quartz présentent un aspect faiblement onduleux, ce qui est assez rare. Le feldspath est généralement absent sous sa forme de phénocristal, et ne se présente qu'en combinaison avec du quartz et de la séricite, comme enclave pressée du substratum.

Les minéraux fémiques manquent d'habitude aussi. Ils ont été résorbés dans la pâte, phénomène dont on peut reconnaître les traces en les quelques taches brunes-foncées montrant encore la forme de la biotite, qui se trouvent dans la masse vitreuse. ANGEL aussi démontra expérimentalement la présence de cette couleur brune lors de la fusion de roches riches en biotite. La tourmaline se présente souvent en

grandes quantités, parfois même en très grands cristaux. La pâte est habituellement de brun-clair à brun-foncé, et souvent riche en minerai, en séricite et en petits grains de quartz, dans les variétés très dévitrifiées surtout. De l'amphibole, telle qu'elle a été décrite par MOLENGRAAFF et HALL (46), comme se trouvant dans des roches analogues dans le massif de Vredefort, n'a pas été rencontrée par nous. Parfois on trouve aussi de petites biotites.

Entre deux nicols croisés, la pâte présente parfois une luminosité jaune-brune, alors que la coupe mince présente à la rotation de fortes variations de couleurs, qui font penser à de la séricite. Nous pouvons partager la masse vitreuse des tuffoïdes basales en deux parties fondamentalement différentes.

1. La masse vitreuse forme des champs nettement délimités, présentant deux cas :

a. La masse vitreuse se présente sous forme de filons, dans des roches peu ou pas du tout mylonitisées. Nous trouvons souvent beaucoup de grands cristaux de tourmaline dans la roche encaissante.

b. La masse vitreuse peut former des filons, mais se présente surtout en masses irrégulièrement délimitées. Ces masses sont encaissées dans des matières très broyées. En cas d'ultramylonitisation il est presque impossible de déterminer, entre deux nicols croisés, la limite séparant les deux roches, surtout lorsque les filons sont fortement dévitrifiés. Sous un seul nicol nous apercevons une différence sensible : l'ultramylonite est incolore, le verre est brun clair ou foncé.

Quelques fois nous observons le phénomène curieux, que dans la pâte brune-claire se rencontrent des champs brun-foncés à noirs, pénétrant en veines effilées dans les parties brunes claires. Près de la limite séparant le verre de la matière encaissante, nous voyons parfois se dessiner des lignes dentelées brunes-foncées, engendrées probablement par une résorption. Parfois aussi nous constatons la présence d'une large zone marginale brune-foncée.

2. La masse vitreuse change progressivement en ultramylonite, puis en mylonite.

Entre deux nicols croisés, la luminosité des ultramylonites est souvent si petite, et les petits reliquats de quartz nous rappellent tellement les inclusions de quartz normales dans du verre, que la roche ressemble à s'y méprendre à une masse vitreuse normale. Ici aussi nous pouvons distinguer deux cas.

a. La masse vitreuse se présente dans la mylonite sous forme de champs petits, irréguliers, et assez vaguement délimités, et se confond progressivement avec elle.

b. La masse vitreuse se présente en gros filons ou en bandes larges et irrégulièrement dessinées. Cette masse vitreuse se confond aussi progressivement avec la mylonite. Nous observons souvent une texture fluidale dans la pâte alors que dans les parties dévitrifiées nous rencontrons parfois des textures sphérolitiques.

Mademoiselle KOOMANS a fait l'analyse chimique de deux roches; nous y reviendrons au chapitre traitant du problème des pseudo-tachylites, attendu que la genèse de ces roches, elle aussi, ne peut être traitée que dans ce chapitre.

G. MINÉRAIS.

Les minerais proprement dits manquent dans le Valle del Bitto, quoique, aux dires de quelques habitants de Morbegno, on aurait trouvé de la galène lors de la construction du réservoir d'eau au dessus de la ville. Ce réservoir, étant situé dans une large zone de mylonites, il n'est pourtant pas impossible, que les solutions hydrothermales qui y ont circulé aient déposé aussi du PbS. Il m'a été impossible d'obtenir quelque certitude à cet égard. Les seules matières éventuellement utilisables comme minerais, quoique bien trop impures, sont d'épaisses croûtes d'hématite et de limonite, qui se trouvent dans la zone de mylonites près du pont sur le Bitto, sur la route de Morbegno à Bema. Mais comme ce dépôt est extrêmement mince, il n'a aucune valeur économique.

H. ROCHES D'INJECTION.

Dans le terrain cristallophyllien on rencontre nombre de phénomènes d'injection. A l'ouest dans les parties les plus élevées, près de la Cima Fraina, Colombana, etc., on trouve de superbes plissements migmatitiques. Cependant on en trouve fréquemment sur le Dosso Chierico et dans le Vle Piazza, etc. Les phénomènes d'injection les plus importants que nous ayons rencontrés sont :

1. *Les injections amphibolitiques*: elles ont été traitées avec les Fiorarogneiss.

2. *Les injections granitiques*: nous les avons rencontrées déjà chez les Fiorarogneiss et les gneiss chiari. Dans les schistes normaux nous voyons apparaître brusquement des particules granitiques, sous formes de grandes microclines, de grandes perthites et de grands quartz.

3. *Les injections pegmatitiques-hydrothermales*: on les rencontre en de nombreux endroits, surtout à proximité du massif du Fioraro.

4. *L'imbibition*, telle que l'entendent MICHEL-LÉVY, LACROIX, et d'autres, s'est surtout révélée dans les phyllades environnant le massif du Fioraro. Nous avons déjà décrit ces phénomènes à la page 39 dans la zone d'injection nord du massif du Fioraro. Nous en trouvâmes un très bel exemple au-dessous du Passo S. Marco au milieu des phyllades. Macroscopiquement nous voyions une roche verte mouchetée de blanc, mouches qui à l'examen microscopique se trouvèrent être du feldspath. Dans la roche beaucoup de petites muscovites et biotites se trouvent empeletonnées pêle-mêle. Quelques gros feldspaths y flottent. Pour finir nous indiquons encore la feldspathisation du marbre micacé, traitée plus haut, qui se trouve à la limite des Fiorarogneiss et des phyllades au nord du M. Pedena.

IV. *Les propriétés des zones de mylonite dans leur rapport avec le problème des pseudo-tachylites.*

Nous allons couper ce chapitre en deux parties, et commencer par étudier les caractéristiques des zones de mylonites. Ensuite nous parlerons du problème des pseudo-tachylites.

A. LES CARACTERISTIQUES DES ZONES DE MYLONITE.

Tant au sujet de la nomenclature, qu'au sujet des caractéristiques des roches cataclastiques, il existe une littérature volumineuse, qui nous donne une image de la variété des opinions des divers auteurs. Avant d'en donner un aperçu sommaire, nous voulons décrire ici deux zones de failles importantes dans le Valle del Bitto, à savoir: l'une près de Rio Ranciga, et l'autre le long du chemin de Morbegno à Bema.

1. La zone de failles près du R. Ranciga.

En remontant de 400 ms. environ le petit torrent tributaire du R. Ranciga, nous rencontrons des gneiss-à-feldspath-alkalin à deux micas mylonitisés (gneiss de Morbegno), qui présentent en quelques parties plus profondément creusées par l'érosion, de minces filons de couleur foncée. A l'examen, ces filons parurent être formés d'épigneiss-à-feldspath-alkalin fortement mylonitisés et pneumatolytiquement altérés. Malgré la mylonitisation très forte, nous avons pu reconnaître la nature schisteuse originelle de ces filons larges d'un dm. au plus. Des symptômes de formation de verre ou de récrystallisation à l'état liquide ne furent trouvés nulle part. Nous mentionnons ceci intentionnellement ici, en corrélation avec le problème des pseudo-tachylites, dont il va être question tout-à-l'heure. Plus haut aussi, à environs 700 ms. d'altitude, nous rencontrons une nouvelle zone de failles. Ici encore nous observons une curieuse et bizarre mylonitisation en bandes assez étroites se détachant nettement contre les roches non-mylonitisées avoisinantes. Dans les deux cas nous trouvons souvent des injections à côté de mylonites foncées.

2. La zone de failles entre Morbegno et Bema.

En divers endroits le long de la route de Morbegno à Bema, au sud surtout du pont sur le Bitto di Albaredo, nous rencontrons des roches curieuses très noires et d'aspect carbonique, qui déteignent souvent fort en noir au toucher, et se caractérisent par des miroirs de glissement prononcés. Par endroits ces zones sont d'une couleur nettement vert jaune, alors que surtout au sud du pont sur le Bitto on rencontre aussi d'épaisses incrustations rouges-brunes de limonite, fréquemment sous forme de dépôts en terrasses étagées. Souvent aussi nous trouvons des incrustations blanches, parfois plutôt sous la forme de dépôts de tuffeau calcaire, composées de carbonates de Ca et de Mg. A l'examen microscopique nous vîmes que ces roches carboniques se composent de gneiss de Morbegno très mylonitisés et riches en graphite et en minéral. Mlle KOOMANS a aussi démontré chimiquement la présence de graphite et la forte teneur en S. Nous voyons souvent les gneiss oeilés normaux se changer successivement en roches d'un vert-jaune vif, puis en des

ultramylonites noires ou vert-jaunes. L'épaisseur de ces zones de mylonites atteint parfois 15 mètres et plus. La roche s'est transformée souvent en de fines écailles noires que l'altération rend glaiseuses. On rencontre aussi plusieurs grandes lentilles de quartz, et des plissements qui ne sont pas rares dans des mylonites.

Tous ces phénomènes présentent une grande ressemblance avec ceux des amphibolites ocellées dans la zone d'Ivrea.

Dans notre chapitre sur les roches d'ortho- et de paramétamorphisme nous avons déjà parlé de la genèse des gneiss à graphite. Probablement nous avons affaire ici à des failles hercyniennes (comme nous le démontrerons plus loin) dans lesquelles ces zones d'ultramylonite prirent naissance. Mais ceci est allé de pair avec des métamorphismes péri- et apomagmatiques, probablement à la suite de fréquentes intrusions de gneiss chiari. Les solutions et les vapeurs chaudes circulèrent surtout dans les zones de failles. Elles emportèrent le graphite, en partie de façon primaire, hors du magma, sous forme d'hydrocarbures, et en partie sous forme de solutions ascendantes, hors des roches encaissantes. Les solutions ascendantes hydrothermales emportèrent cependant aussi beaucoup de pyrite. Celle-ci s'altéra plus tard en limonite. Ceci explique les grosses incrustations de limonite et la légère odeur de soufre de certaines de ces ultramylonites. De même un apport de CO_2 ou de carbonates, a probablement eu lieu, et fut la cause des incrustations blanches ultérieures. Enfin une forte hydratation eut lieu aussi sous forme de chloritisation, de séricitisation, d'épidotisation, etc.. D'où la décoloration vert-jaune de ces zones de mylonites. Elles s'étendent parfois parallèlement à la route mais parfois aussi elles sont orientées obliquement par rapport à celle-ci. Ceci les fait apparaître tantôt comme un banc noir, tantôt comme une paroi entièrement noire. Sur le bord Est du Bitto au sud du pont qui y passe, il n'est plus possible de suivre les zones de mylonite. Ceci est la conséquence en partie de l'orientation nord-sud des failles, mais en partie elle paraissent avoir été effacées par de grandes chutes d'éboulis. Celles-ci furent causées par la grande friabilité des ultramylonites, altérées sous des influences hydrothermales et pegmatitiques. L'effondrement du raccourci, allant du pont sur le Bitto jusqu'à Bema, doit être également attribué à une de ces zones de failles.

De multiples observations dans d'autres zones de failles m'ont mis à même de relever un certain nombre de caractéristiques des zones de failles dans le substratum. Ces caractéristiques ont, dans leur ensemble, rendu possible de déterminer aussi plusieurs zones de failles moins distinctes dans le terrain cristallophyllien. Ces diverses caractéristiques peuvent être subdivisées en caractéristiques macroscopiques, microscopiques et chimiques. Pour ce qui est de ces dernières, je les mentionne pour mémoire quoique n'ayant pu les vérifier personnellement, e. a. parce que la formation des grandes zones de mylonites, suivie d'injections pegmatitico-hydrothermales, provoquèrent de considérables transformations chimiques, qui n'ont rien avoir avec les transformations des mylonites elles-mêmes. Avec les caractéristiques microscopiques nous donnerons un aperçu des recherches les plus importantes dans d'autres territoires, ceci par rapport aux changements de structure et de texture.

1. Les caractéristiques macroscopiques.

Sur le terrain, les zones de failles se distinguent comme suit :

1. Des vallées et des crevasses profondes indiquent souvent des zones de failles. E. HUGI rencontra ce phénomène dans le massif de l'Aar, et H. H. SUTER en démontra le rapport dans la Forêt-Noire.

2. Les phénomènes de plissement sont fréquents près des failles.

3. On trouve beaucoup d'injections :

a. Sous forme de plissements migmatitiques.

b. Sous forme de grosses lentilles de quartz (parfois de plusieurs ms. d'épaisseur).

c. Sous forme de transformations hydrothermales (couleur vert-jaune par l'épidote, la chlorite, la limonite, etc.).

4. On trouve de grandes tourmalines.

5. A proximité il y a des petits filons éruptifs, orientés en général obliquement sur le plan de rupture.

6. Un brusque changement de l'inclinaison de la foliation, p. ex. de 270° E en 90° E.

7a. La roche est noire par suite de la grande densité, la grande teneur en minerai (provenant surtout de la biotite) et de la forte séricitisation.

b. On trouve beaucoup de miroirs de glissements, un fort broyage, etc..

2. Les caractéristiques microscopiques.

a. Les transformations minéralogiques :

1. L'orthose, la microcline, l'albite etc. subissent une séricitisation.

2. Le plagioclase basique surtout se transforme en albite, en épidote, et en zoïsite.

3. Les pyroxènes se transforment en amphiboles fibreuses.

4. Les biotites chloritisent et baueritisent (par suite de l'emport d'alcalis et de métaux alcalins).

5. Des liquations peuvent se présenter.

6. La muscovite est relativement stable.

7. On trouve beaucoup de séricite, issue partiellement de la muscovite, partiellement du feldspath.

8. Beaucoup de minéraux de néo-formation dans des fentes : de la biotite, de la muscovite, de l'amphibole fibreuse, de l'épidote, du quartz, de la chlorite, de la séricite, de la serpentine, de l'albite etc..

9. Beaucoup de tourmaline, parfois de la topaze, de la fluorine, etc.. Ces deux derniers minéraux manquent dans le Valle del Bitto, mais NIGGLI et d'autres les mentionnent. JONG et KLOMPÉ déjà ont signalé la présence fréquente de tourmaline dans des zones de failles.

CH. LAPWORTH 1885.	J. HORNE et TEALL 1907.	J. KÖNIGS- BERGER 1910.	P. J. HOLM- QUIST 1910.	W. HAMBERG 1910 et GAVELIN 1915.	P. TERMIER et J. BOUSSAC 1912.	R. STAUB 1915.	P. QUENSEL 1916.	P. NIGGLI 1924.	E. RAGUIN 1926.	M. REINHARD et H. PREISWERK 1927.
			1. Kakirit ou mylonit ou Kataklastische Gesteine von Kjerulf.	1. Insitu- breccie.	1. Granite fissuré et bréchiforme.	1. Klasto- granitisch brecciös.	1. Kakirit.	1. Kakirit ou Insitubreccie ou Bruchbreccie (A. HEIM).	1. Roches déformées.	1. Granit.
			2. Flaseriger Gneis.		2a. Granite incomplètement écrasé et laminé. b. Granite très laminé ou laminage plus intense.	2a. Porfyro- klastisch. b. Grobmylo- nitisch.	2. Mylonit- gneis.	2. Kataklastit (A. DAUBRÉE).	2a. Roches laminées. b. Roches triturrées ou mylonites à nodules.	2. Gneis- granit.
Mylonites.			2. Mylonitic- type							
Schistes ocellés.					3a. Granite in- complètement écrasé sans laminage. b. Ecrasement avancé ou écrasement plus complet.	3. Feinmylo- nitisch.	3 Mylonit. a. Mylonit s.str. b. Mylonit- schiefer	3. Mylonit et Knetgesteine (A. HEIM).	3. Roches écrasées. a. Sans laminage. b. Avec laminage.	3a. Mylonit- granit. b. Granit- mylonit
			4. Hartschiefer a. Schwach geschiefert. b. Deutlich geschiefert. c. Geschichtete Hartschiefer.		4a. Purée parfaite b. Laminage de la purée précédente.	4. Ultra- mylonitisch a. Lineaire Lagentextur. b. Helizitisch	4. Ultra- mylonit a. Ultra- Lagentextur. b. Hart- schiefer.		4. Roches- broyées ou mylonites homogènes ou mylonites complètes.	4. Ultramy- lonit.

10. Parfois beaucoup de graphite.

11. Beaucoup de minéral, partiellement d'origine hydrothermale, parfois issu secondairement de la biotite.

b. Les changements de structure et de texture.

Dans les stades ultérieurs, nous observons à côté d'un broyage, une récrystallisation. D'une façon générale nous pouvons dire que, vis-à-vis des forces de déformation, les feldspaths sont beaucoup plus stables que les quartz. La plasticité plus grande ressort entre autres les lamelles courbes. Le quartz prend vite une structure en mortier, devient biaxe et très onduleux. Le broyage est parfois macroscopiquement constatable. NIGGLI décrit ce quartz, dit „Sandquarz” des protogines des Alpes. Souvent aussi il se produit sur le quartz un fin rayage, appelé „Böhmische Streifung”. Quoique se brisant le premier il se récrystallise aussi le plus fortement. Les grains de quartz fusionnent en ce faisant et forment des bandes onduleuses. En cas de broyage très violent seulement, la différence d'attitude entre les quartz et les feldspaths commence à s'estomper. Nous pouvons distinguer plusieurs degrés de déformation.

La nomenclature comme les caractéristiques de ces différents stades ont donné lieu à des opinions très diverses, qui ont souvent été cause de confusion. Attendu qu'il est impossible de parler en détail de toutes les recherches sur la mylonitisation, nous nous bornerons à en mentionner brièvement les principales. Les plus anciennes recherches furent faites en 1885 par CH. LAPWORTH (81) dans le territoire d'Eriboll. Après lui P. J. HOLMQUIST étudia en 1903, puis encore en 1910 les mylonites de Torne Träsk en Lapponie (59—60). En 1907 parut une publication de J. HORNE et TEALL (61) sur l'Ecosse du nord-ouest. En 1910 encore J. KÖNIGSBERGER (78) étudia le problème des déformations cataclastiques, et, au cours de la même année une étude de W. HAMBERG (47) vit le jour, traitant de la montagne de Sarek dans la Suède septentrionale, de même qu'une étude de P. TERMIER (141) sur l'île d'Elbe. En 1911 P. TERMIER et J. BOUSSAC (142) explorèrent les mylonites de la région de Savonne, recherches suivies en 1912 d'une étude sur la Ligurie (143). Plusieurs recherches importantes ont été faites depuis: en 1913 par H. BACKLUND (6) en Argentine, en 1915 par GAVELIN (38) dans la montagne de Sarek, en 1915 encore par R. STAUB (125), dans les massifs ouest de la Bernina, en 1916 par P. QUENSEL (104), dans la région de Kebnekaise dans la Suède septentrionale, par P. NIGGLI e. a. en 1924 (43, p. 218), en 1926 par E. RAGUIN (106) à l'ouest du Plateau Central, en 1927, par M. REINHARD et H. PREISWERK (109) dans les massifs des Aiguilles Rouges, et par A. DEMAY (31) près de Grimaud et du massif des Maures, en 1928 par A. MICHEL-LÉVY (190) dans le groupe du Mont-Blanc et le massif des Aiguilles Rouges, et par P. TERMIER et E. MAURY (144) en Corse orientale. Enfin, en 1931, parut une étude de P. DE WIJKERSLOOTH (154) sur l'île d'Elbe.

Il n'y a pas eu, que je sache, de publication importante récemment. Nous compléterons cette liste en parlant du problème des pseudo-tachylites. Cependant les auteurs mentionnés ci-dessus se sont occupés plus

spécialement du problème des mylonites sans s'attacher particulièrement aux pseudo-tachylites. Ces divers auteurs ont donné à certains stades de broiement des noms différents que nous poserons les uns vis-à-vis des autres dans le tableau qui va suivre. Il est presque impossible d'établir un parallélisme entre ces divers noms. Les groupes s'enjambent les uns les autres. La plupart de ces classifications est basée sur l'étude des granites. Comme classification générale des roches d'ortho- et paramétamorphisme il nous semble que les brèves dénominations qui suivent sont les plus propres à rendre les divers stades.

1. La kakirite, 2a la cataclasite, 2b la mylonite ocellée, 3a la mylonite, 3b la mylonite schisteuse, 4a l'ultramylonite, 4b l'ultramylonite schisteuse. Les caractéristiques de ces divers stades sont les suivantes:

1. La kakirite: La roche est traversée en tous sens par de petits plans de rupture et de glissement. Les parties intercalées ne sont pratiquement pas broyées. On ne trouve que de rares quartz onduleux. Le long des fentes on trouve souvent du remplissage d'épidote, de séricite, de chlorite etc., alors que les quartz forment de minces zones de broyage.

2a. La cataclasite: Les quartz sont brisés et onduleux. Ils donnent lieu à une structure en mortier, qui sera en général une texture sans orientation par suite de l'absence de mouvements différentiels et unilatéraux (P. NIGGLI). Le broiement a lieu tout d'abord en suivant des zones minces et irrégulières.

b. La mylonite ocellée: Un broiement croissant fait naître dans des roches porphyriques, ou dans celles qui ont une structure porphyroblastique nette, des yeux souvent très nets entourés d'un fin agrégat composé surtout de quartz, mais aussi de feldspath. Il se produit une sorte de texture parallèle, les quartz paraissent se récrystalliser souvent. Dans les gneiss chiari et dans les Fiorarogneiss ce stade produit de grands yeux de microcline, de perthite et de plagioclase, chez les gneiss de Morbegno nous trouvons des yeux d'albite criblée.

3a. La mylonite: Il ne reste qu'un très petit nombre de reliquats porphyroclastiques. Le quartz comme le feldspath forme une microbrèche, donnant lieu à des parties lenticulaires. Les biotites qui étaient présentes ont toutes disparu. La texture fluidale faible se trouve accentuée, surtout par la chlorite, la muscovite et la séricite. La récrystallisation augmente. Selon NIGGLI les mouvements différentiels unilatéraux déterminent la texture.

b. La mylonite schisteuse: Les lentilles de quartz et de feldspath deviennent de plus en plus minces, une texture nettement parallèle se révèle, les porphyroclastes ont disparu.

4a. Les ultramylonites: Elles forment des roches compactes avec des habitus pétrosiliceux. Des lentilles très plates de poussière de quartz et de feldspath, alternent avec des fines bandes de limonite, de séricite, etc.. Il en résulte à la fin une texture compacte et non-stratifiée. Une caractéristique de ce stade se trouve être l'extinction onduleuse des petits quartz.

b. L'ultramylonite schisteuse: A une pression croissante, l'ultramylonite redevient schisteuse. Des bandes claires et foncées alternent, se composant respectivement de quartz, de feldspath, de chlorite et de minerai.

Souvent même nous voyons l'ultramylonitisation se présenter en un stade précédent, sous forme d'étroites zones de broyage. Elles ressemblent alors à s'y tromper à des roches dévitrifiées.

Comme nous l'avons déjà dit, les noms indiqués ont été différemment utilisés par les divers auteurs. Cependant les caractéristiques dont nous venons de parler, peuvent s'appliquer dans leur ensemble aux rubriques énumérées dans le tableau ci-dessus. Le nom de „Kakirite” est originaire de F. Svenonius. En effet, les roches très broyées du cristallophyllien au dessus des couches siluriennes trouvées aux environs de Stora Sjöfallit en Laponie, furent nommées par lui d'après le lac Kakir tout proche.

HOLMQUIST, QUENSEL en NIGGLI ont repris ce nom. HAMBERG et GAVELIN parlent d'„insitu-brèche”, alors que A. HEIM préférait le nom de „Bruch-breccie”.

Cependant, au dire de HOLMQUIST, la kakirite de Svenonius serait synonyme de la mylonite de CH. LAPWORTH, et des „roches cataelastiques” de Kjerulf. La nom de „cataclasite” nous vient de NIGGLI, après A. DAUBRÉE.

Le nom de „mylonite oeuillée” me sembla préférable à ceux de „gneiss oeuillé”, de „mylonite-gneiss”, ou de „gneiss-granite”, vu que ces noms ne s'appliquent qu'à des roches d'orthométamorphisme, et non à des roches paramétamorphiques comme les gneiss de Morbegno, les gneiss grenatifères, etc..

CH. LAPWORTH a, le premier, employé le nom de „mylonite”. De même que le nom norvégien „Gnuggstenar” ou le nom „Knetgesteine” de A. HEIM, celui de mylonite signifie „pierre de trituration ou de broiement”. BACKLUND a introduit plus tard le nom de „protomylonite” pour des roches qu'il avait trouvées à l'extrémité nord de l'Asie au Cap Tscheljouskin-Sarja.

Ce sont des mylonites de roche cornéenne rubanée. Comme les caractéristiques de structure primaire se retrouvent encore dans quelques petites lentilles, il parle de protomylonites, nom qui ne me paraît pas très heureux. Le nom de mylonites a été employé de bien des manières différentes. LAPWORTH en effet distinguait entre les „mylonites véritables”, c.-à-d. des roches broyées mais non récrystallisées, et les „schistes oeuillés”, c.-à-d. des roches récrystallisées et cataclastiquement déformées. Les mylonites se trouveraient aux bords de deux milieux en mouvement, les schistes oeuillés se trouveraient plutôt dans les parties centrales. HORNE et TEALL partageaient les roches déformées en un „mylonitic type”, caractérisant la „zone of fracture”, et un „granulitic type”, caractérisant la „zone of flow”. KÖNIGSBERGER partageait les schistes cristallophylliens, engendrés par un métamorphisme de dislocation sans intrusions, en mylonites, et en schistes de métamorphisme régional ou de dislocation. Comme nous l'avons déjà dit plus haut, HOLMQUIST considérait la kakirite, etc., comme des mylonites. R. STAUB

emploie le nom de mylonite seulement pour les roches éruptives et les schistes cristallophylliens, non pas pour les sédiments. Il définit les mylonitisations comme une déformation purement dynamique de la roche, dans laquelle surtout le broyage et le laminage jouent un rôle important. Selon lui ce n'est pas un processus de métamorphisme de récrystallisation, et en outre les mylonites sont toujours des roches foliacées.

P. QUENSEL considère le nom de mylonite comme un nom collectif des structures de toutes sortes de roches dynamiquement déformées, dans lesquelles la récrystallisation manque ou ne joue qu'un rôle subalterne.

NIGGLI, REINHARD et PREISWERK se servirent aussi du nom de mylonite, alors que RAGUIN fut le premier à introduire ce nom comme terme usuel dans la nomenclature géologique française.

NIGGLI indique comme différence typique entre la cataclasite et la mylonite que chez la première on trouve une prédominance de cataclases simples sans mouvements différentiels unilatéraux, alors que chez la seconde ces mouvements différentiels unilatéraux dominent, et régissent la texture.

Les noms de „mylonite schisteuse" et „ultramylonite" ont été employés surtout par QUENSEL, qui a fait des recherches très importantes dans la région de Kebnekaise. De même STAUB, REINHARD et PREISWERK employèrent plus tard le nom d'ultramylonite, alors que les auteurs Français maintiennent en majeure partie le nom de „purée parfaite". Le nom de „ultramylonite schisteuse" me paraît préférable à celui de „Hartschiefer", vu que ce nom n'est propre qu'à certaines roches stratifiées suédoises, dont la genèse n'est même pas encore absolument certaine, et en outre, parce que le terme de „schisteuse" désigne plus clairement la stratification de l'ultramylonite.

Cet aperçu sommaire de recherches souvent très approfondies, nous montre clairement la grande divergence, qui règne encore concernant ces notions relativement simples: la mylonitisation, etc.. Il serait très à désirer qu'à l'avenir on se tienne davantage à un seul système dans les descriptions pétrographiques.

3. Les caractéristiques chimiques.

Il est d'une importance capitale d'examiner les altérations chimiques que le processus de la mylonitisation fait subir aux roches, pour pouvoir se rendre compte des problèmes qui se présenteront au chapitre suivant, sur les pseudo-tachylites. C'est pourquoi nous nous y arrêterons un peu plus longuement. Beaucoup d'auteurs, STAUB entre autres, mettent en doute que la mylonitisation provoque de fortes altérations chimiques. Ces auteurs expliquent les différences entre une roche primaire et ces mylonites, par des différences chimiques primaires entre les diverses parties d'une même roche. Les recherches de H. BACKLUND (6), P. QUENSEL (104), M. REINHARD et H. PREISWERK (109), P. NIGGLI (43), et d'autres, ont prouvé qu'il se présente bien vraiment des altérations. Les plus fortes parmi celles-ci ne se rencontrent que dans les ultramylonites. En analysant des „Hartschiefer", QUENSEL constata que, in-

dépendamment d'une forte teneur d'eau, les échantillons dans leur ensemble présentaient encore une composition identique à celle des roches éruptives originelles. Les différents rubans dont est formé un tel échantillon parurent être cependant de compositions très différentes. Ceci n'a rien d'étonnant, si nous nous rappelons que les minéraux foncés se concentrent au cours de la mylonitisation sur des plans de couches minces, en conséquence de leur habitus écailléux. Nous laissons de côté la question de savoir de quelle manière précise naissent les larges bandes des „Hartschiefer". Si nous voulions en parler ici il nous faudrait y consacrer un chapitre à part. En effet, si une foliation très avancée a engendré de pareilles bandes, celles-ci doivent présenter entre elles de considérables différences de composition, quoique, donnant dans leur ensemble la composition primaire de la roche. Il me semble utile de classer les transformations chimiques des mylonites en deux groupes distincts, à savoir: les transformations apparentes, et les transformations réelles.

a. Les transformations chimiques apparentes.

Celles-ci ont lieu: 1. En cas de trituration de roches diverses sur un plan de charriage: p.e. entre du calcaire et du cristallophyllien.

2. Si on analyse les diverses bandes d'ultramylonite schisteuse, au lieu d'analyser les roches dans son ensemble.

3. Chez les roches fortement injectées et hydrothermalement influencées, comme les mylonites entre Morbegno et Bema.

Ces transformations chimiques ne sont cependant pas une conséquence directe de la mylonitisation, mais sont causées par des circonstances accessoires.

b. Les transformations chimiques réelles.

BACKLUND fit l'analyse des granites de la province Olavarria en Argentine. REINHARD et PREISWERK firent celles du granite de la Vallorcine dans le massif des Aiguilles Rouges. P. NIGGLI utilisa plusieurs analyses de H. P. CORNELIUS (le granite des Alpes Juliennes), de R. STAUB (granite du Corvatsch) et de R. REINISCH (granite de la Lausitz), alors que lui même et S. PARKER étudièrent le granite de Innertkirchen. De toutes ces recherches dans le granite pur, comme dans ces mêmes granites fortement mylonitisés, on peut conclure ce qui suit:

1. $si = (SiO_2)$ diminue en général très fort.
2. $al = (Al_2O_3)$ augmente en général un peu.
3. $fm = \{ (Fe, Mn, Mg)O \}$ augmente en général un peu.
4. $c = \{ (Ca, Ba, Sr)O \}$ diminue légèrement, $\frac{c}{fm}$ id.
5. $alk = \{ (Na, K)_2O \}$ diminue en général, le Na_2O surtout.
6. $k = \frac{K_2O}{K_2O + Na_2O + Li_2O}$ augmente.

7. $mg = \frac{MgO}{FeO + MnO + MgO}$ diminue en général par suite d'emport de MgO.

8. H₂O augmente d'habitude considérablement.

On n'est pas encore très au clair concernant l'origine de ces transformations. QUENSEL ainsi que plusieurs investigateurs des pseudo-tachylites attachent, comme nous le verrons, une grande importance à la hausse de la température par la pression. Celle-ci cependant est pratiquement négligeable si nous considérons la lenteur avec laquelle ces déformations ont lieu habituellement. La conductibilité de la chaleur annihile aisément toute différence de température. Comme étant une des causes des transformations chimiques, nous devons considérer probablement le broyage intense avec l'augmentation de superficie qui l'accompagne, et qui provoque une intensité plus grande des actions réactives. Ceci, combiné à la hausse progressive de la température suivant la verticale descendante, rendit plutôt possible des transformations sur lesquelles la „loi des volumes” aurait exercé une influence régulatrice. Les forces déformantes, lentes et continues, provoquèrent cependant en même temps des déformations plus plastiques sous forme de récrystallisation. La formation abondante de silicates à forte teneur d'eau, comme la chlorite, la serpentine, la séricite, etc., indiquent cependant aussi, qu'au cours de la mylonitisation, des solutions doivent avoir probablement circulées. Comme je l'ai déjà dit, le mécanisme proprement dit de ces transformations est encore inconnu.

Pour finir nous signalerons encore la densité croissante des mylonites.

Les chiffres de NIGGLI nous donnent une augmentation en poids spécifique dans la deuxième décimale. Selon REINHARD et PREISWERK le granite de la Vallorcine augmenterait de granite en granite-mylonite de 0.03—0.04 en poids spécifique, et de granite-mylonite à ultramylonite d'une quantité égale. Ils constatèrent également que le volume des pores peut devenir jusqu'à six fois plus petit au maximum que dans le granite normal. Ils attribuent l'augmentation de la densité à :

1. la diminution du volume des pores,
2. la forte récrystallisation.

Nous allons maintenant appliquer tous ces résultats mentionnés de ces divers investigateurs au problème qui suit: celui des pseudo-tachylites.

B. LE PROBLÈME DES PSEUDO-TACHYLITES.

Parmi les multiples questions controversées que nous présente la pétrographie, il en existe peu qui revêtent un caractère aussi curieux que celui de la genèse des pseudo-tachylites. Plus on pénètre dans l'étude de la volumineuse littérature qui existe sur ce sujet, plus on réalise qu'il existe à peu près autant d'arguments en faveur d'une ortho- qu'en faveur d'une para-origine. Il faudrait écrire un nouvel ouvrage, si on voulait donner un compte-rendu complet de toutes les

recherches importantes qui ont été faites spécialement au sujet de ces injections curieuses, apparemment filoniennes, et décrites sous plusieurs noms différents. Nous nous contenterons donc de mentionner les noms des divers investigateurs.

Les premières recherches furent faites en 1868 par C. T. CLOUGH (23) en Ecosse, et plus tard refaites en 1909, par lui-même avec H. P. MAUFE et E. B. BAILEY (24). T. HOLLAND (58), ainsi que d'autres géologues, de la „Geological Survey” des Indes Britanniques, firent, en 1900 environ, des recherches aux alentours de Madras. R. OBERDORFER (94) publia en 1905 une étude sur les roches près de la „Nördlinger Ries”. B. N. PEACH et J. HORNE (97) étudièrent en Ecosse vers 1907 plusieurs roches analogues. Une nouvelle étude sur le Ries apparut en 1912 de la main de R. LÖFFLER (84). BACKLUND pensa en 1913 avoir trouvé en Argentine, dans la province de Olavarria des roches qui ressemblaient aux „flinty-crush rocks”. En réalité ce sont des ultramylonites normales dans lesquelles des granites porphyriques des zones marginales se transforment souvent. W. AHRENS (1) décrivit vers 1914 les roches pseudo-tachylitiques du Ries, W. HAMMER (50) trouva des roches analogues dans la vallée du Haut-Inn au Tyrol, alors que SPITZ trouva plusieurs localités dans les Alpes Orientales. Cependant les premières descriptions détaillées sont de la main de S. J. SHAND (122) en 1914 et en 1917, et traitent des pseudo-tachylites des environs de Parijs dans l'Etat Libre d'Orange. En 1919, DEFFNER et FRAAS (29) se sont encore une fois occupés du Ries. En 1923 et 1925, T. J. JEHU et R. M. CRAIG (68) firent des recherches dans les Hébrides. Mais l'ouvrage le plus important parut en 1925 seulement de la main de G. A. F. MOLENGRAAFF et de A. L. HALL (46), sur le massif de Vredefort dans l'Etat libre d'Orange. Grâce aux recherches très approfondies de ces auteurs on vit apparaître le problème des pseudo-tachylites dans une lumière tout-à-fait nouvelle. Ces recherches furent continuées vers 1927 par L. T. NEL (93).

J. COSIJN (28, p. 261—262) et W. J. JONG (71, p. 61—63) furent les premiers à trouver en 1928 dans les Alpes Bergamasques, des roches qui, selon JONG, n'avaient pas encore été décrites dans la littérature existante.

Il me semble cependant pouvoir considérer ces tuffoïdes basales comme analogues aux pseudo-tachylites. TH. H. F. KLOMPÉ (72, p. 264) aussi, décrit ces roches, et moi-même je les ai trouvées en divers endroits du terrain cristallophyllien. En 1931 ANGEL (3) a signalé de nouveau des pseudo-tachylites dans les Alpes Orientales, plus particulièrement dans le Silvretta et dans le Rhätikon. R. IJZERMAN (155) les signala encore récemment au cours de l'expédition en Suriname. Nous voici au bout des publications les plus importantes, vu que nous avons déjà cité les travaux sur les ultramylonites. Il appert de toutes ces recherches que nous pouvons distinguer nettement deux types de veines, allant du noir au gris. Ce sont :

1. *Les ultramylonites qui peuvent présenter :*
 - a. Des symptômes de récrystallisation,

b. N'en point présenter.

2. *Des veines qui présentent de preuves distinctes de fusion.*

a. Les enclaves étrangères manquent ou sont très rares.

b. Les enclaves étrangères sont fréquentes.

Les deux types présentent beaucoup de ressemblances, mais le premier est originaire de roches existantes, et naquit visiblement d'un dynamisme, alors que l'autre a été liquide. La question de savoir si la cause de ce stade liquide doit être attribuée à une mylonitisation, ou bien à des intrusions ou des injections magmatiques normales, reste encore sujette à de longues discussions. Dans le Valle del Bitto aussi, nous pouvons, comme il est déjà dit plus haut, constater la présence de deux types nettement distincts. Nous allons essayer de chercher quelle a pu être la genèse des veines qui doivent avoir été en fusion. Pour cela on s'est servi au cours des recherches de noms différents.

C. T. CLOUGH (1868) parle de „flinty-crush rocks”.

T. HOLLAND (1900) parle de „trap-shotten gneiss”, et pense à des filons basiques. Le nom lui-même est originaire de W. KING et de R. B. FOOT.

R. OBERDORFER (1905) les décrit sous le nom de „Suévites” du „Nördlinger Ries”.

W. HAMMER (1911) parle d'abord de „filons felsophyriques”, mais remplace ce nom plus tard par celui de „pseudo-tachylites”.

S. J. SHAND (1914) employa le nom de „pseudo-tachylites” en remplacement de ceux de „flinty-crush rocks” et de „trap-shotten gneiss”. Mais ce ne furent que G. A. F. MOLENGRAAFF et A. L. HALL (1925) qui popularisèrent ce nom.

J. COSIJN (1928) décrivit ces roches sous le nom de „glaslava” ou de „lave avec inclusions de tuf”.

W. J. JONG (1928) lança pour ces roches le nom de „tuffoïdes basales”.

Pour ce qui nous regarde, nous avons décrit ces roches sous le nom de „felsophyres” et „tuffoïdes basales”, comme on l'a déjà vu. Dans notre dernier chapitre nous allons remplacer ce nom par celui de „porphyre basale”.

Nous avons vu que les deux noms précédents, qui s'appliquent respectivement au type 2a ainsi qu'au type 2b, n'indiquent pas de différence qualitative, mais en indiquent une quantitative. Les deux tuffoïdes basales montrent une grande ressemblance avec les pseudo-tachylites, mais, comme il ressortit de la splendide collection dont Monsieur le Professeur MOLENGRAAFF eut la bonté de me faire la démonstration, les enclaves dans le massif de Vredefort sont souvent beaucoup plus grosses que dans les Alpes Bergamasques. En cas d'altération superficielle les grandes enclaves de couleur claire, se détachent mieux sur la surface brune, que dans les Alpes Bergamasques. Nous avons vu que le prétexte du nom de „pseudo-tachylites” a été trouvé dans le fait que nous avons affaire à des filons foncés souvent très épais (25 m. et plus), grossissant et s'amincissant alternativement, filons qui se

caractérisent par une variabilité très irrégulière d'inclinaison et de direction. De même les granites perçant à travers les sédiments dans le massif de Vredefort indiquent apparemment une injection. Bien des roches pseudo-tachylitiques présentent des preuves d'une fusion véritable. Ces preuves sont :

1. La texture fluidale de la masse vitreuse.
2. La pâte souvent sans aucune luminosité, ce qui indique une authentique base de verre.
3. Les textures sphérolitiques.
4. Les quartz arrondis, indiquant souvent de la corrosion et les taches brunes foncées, qui indiquent de la biotite fondue.
- 5a. La présence d'enclaves, dont la foliation diffère de celle des roches encaissantes.

b. La présence d'enclaves, qui ne se trouvent en place qu'à de grande distance du filon actuel. Dans le Valle del Bitto nous ne pûmes signaler ce phénomène. MOLENGRAAFF et HALL cependant décrivent des phénomènes de cette espèce constatés dans le massif de Vredefort. On connaît des transports sur une distance d'environ 100 mètres. H. H. SUTER décrit des phénomènes analogues se présentant dans des filons éruptifs réels dans la Forêt-Noire. Nous citons encore les recherches de W. FEHR dans le massif de l'Aar.

6. L'absence d'auréoles d'opacite, entourant la biotite et l'amphibole dans les roches par lui trouvées, signifierait selon ANGEL que nous avons affaire à des laves riches en réactifs dissolvants, entendu que lors de la réfusion d'anciennes biotites ces auréoles d'opacite apparaissent.

7. La teneur souvent très forte en minéral se produit déjà dans la pâte :

- a. Par une forte mylonitisation, mais probablement aussi
- b. par la résorption de la biotite.

Jusqu'à quel point devons nous maintenant attribuer cette fusion à une mylonitisation avancée, plutôt qu'à des injections magmatiques normales? Nous traiterons maintenant successivement les arguments principaux en faveur d'une para-genèse en mettant vis-à-vis d'eux, ceux qui indiqueraient plutôt une ortho-genèse.

1a. Comme argument en faveur de la mylonitisation, nous trouvons que les filons présentent généralement une transition progressive en roches fortement mylonitisées, de même que le fait, qu'on les trouve dans ou proche de zones de failles. Même les contacts macroscopiquement très nets paraissent souvent l'être beaucoup moins au microscope. Ils présentent une transition en ultramylonites.

b. En regard de ceci nous pouvons poser que l'on connaît aussi des roches où cette transition n'est pas du tout progressive, et où la roche encaissante n'est pas mylonitisée non plus. En outre la présence de tuffoïdes basales paraît n'être pas le moins du monde dépendante

de très fortes zones de failles. Mais nous les trouvons d'habitude accompagnées d'injections ou de plissements migmatitiques dans les roches encaissantes, alors que la tourmaline est un minéral fréquent dans les tuffoïdes basales. Voilà ce qui indiquerait très positivement un apport de matière magmatique. Il est très compréhensible, qu'une roche aussi différente que la tuffoïde basale provoque souvent, lors d'une orogénèse ultérieure, l'apparition d'une surface de discontinuité.

Il est bien curieux en outre que dans les zones de failles les plus accentuées, comme sur la route de Morbegno à Bema, ou près de la faille insubre, on n'ait jamais trouvé de tuffoïdes basales. Près de San Carlo, nous trouvâmes dans les mylonites un filon noir ressemblant à du felsophyre. Au microscope cependant il se révéla nettement être de l'ultramylonite. Ceci est en outre le seul exemple de cette sorte que nous connaissions.

2a. Les enclaves sont toujours très broyées, ce qui indique une ultramylonitisation.

b. En face de quoi nous mettrons le fait que ces roches donnent lieu aisément à de légers mouvements différentiels, qui sera presque toujours la raison pour laquelle les enclaves seront brisées, et les quartz deviendront onduleux. En outre la force d'injection de minces filons éruptifs provoquera au cours de l'injection déjà un broyage. Nous renvoyons pour cela aux brèches éruptives telles que les ont décrites W. FEHR dans le massif de l'Aar, P. J. HOLMQUIST, A. G. HÖGBOM, J. J. SEDERHOLM et d'autres en Fennoskandia.

3a. Tant la présence de taches plus ou moins isolées au milieu des mylonites, que l'épaississement de telles ou telles branches adventives des filons pseudo-éruptifs au fur et à mesure que nous nous éloignons de la branche principale, sont un argument contre une injection normale, alors qu'il est possible de les expliquer par une ultramylonitisation et ses phénomènes capricieux.

b. Nous devons commencer par relever deux choses. Tout d'abord notre coupe mince présente une coupe à travers plusieurs veines. Ces coupes peuvent avoir un aspect allongé, mince, mais aussi plus ou moins arrondi ou irrégulièrement polygonal. Dans le cas de veines d'injection normales, nous ne rencontrerons guère de coupes irrégulières; mais en cas de brèches éruptives, où la roche est veinée en tous sens, la forme et la largeur d'une coupe prise en un certain endroit, peuvent présenter de très fortes variations. Si en outre l'injection est accompagnée soit de forces tectoniques, soit de forces injectives les structures mentionnées peuvent se produire également, sans que pour cela la fusion soit une conséquence nécessaire de l'ultramylonitisation. Nous rencontrons cette combinaison de mylonitisation et d'injection dans tout le Valle del Bitto et plus particulièrement dans la zone de failles près de Bema, sans qu'il y ait des roches éruptives à proximité immédiate. Nous constatons en outre le phénomène curieux que l'injection augmente proportionnellement au degré de mylonitisation, ce qui occasionne de très lentes transitions (ceci pour compléter ce qui a été dit sous 1b).

4a. MOLENGRAAFF considère comme un argument défavorable qu'on ne rencontre pas dans le massif de Vredefort des roches éruptives correspondantes non-pressées, qui eussent pu être la cause des injections. L'absence de pseudo-tachylites dans le granophyre enstatitique, combinée à la composition minéralogique différente de celui-ci (de petits phénocristaux de pyroxène orthorhombique et monoclinique, du plagioclase, de la biotite et une pâte granophyrique), et à sa transition en des structures pseudo-tachylitiques, indiquerait selon lui, que cette roche-ci aussi doit avoir été en fusion par suite d'ultramylonitisation.

b. Nous ne voulons pas exprimer d'opinion positive à cet égard, n'ayant pas vu le terrain nous-mêmes. J'aimerais relever cependant la présence fréquente de filons gabbroïques, dont MOLENGRAAFF et HALL disent au bas de la page 31 (46) : „In the granite, at or near its periphery, numerous bodies of gabbroid rocks have been injected. These intrusions took place, as shown later, during and after the updoming of the granite and the surrounding sediments.” A la page 37 ils poursuivent ainsi : „The composition of the gabbroid rock of the boss has been greatly altered and acidified by the incorporation and assimilation of many fragments of granite, quartzite.....” Nous reviendrons tout-à-l'heure à ces questions chimiques.

Ces intrusions ne se présentent pas seulement à proximité du granite de Vredefort, mais aussi dans les sédiments qui les entourent. Nous trouvons ce fait mentionné de la façon suivante à la page 44 : „In the Vredefort area some persistent sills and sill-like dykes of gabbroid rocks, occur in the lower portion of the Lower Witwatersrand Series.”

Quant aux Alpes Bergamasques nous pouvons remarquer ce qui suit. Sur les tuffoïdes basales nous trouvons les porphyres et les tufs en série concordante. Ces porphyres et ces tufs du Permien Inférieur atteignent dans les Alpes centrales un maximum d'épaisseur de 500—600 mètres. SHAND aussi signala la présence de roches volcaniques dans la proximité immédiate du massif de Vredefort comme dans son entourage plus éloigné. Quant à la transition de granophyre enstatitique à pseudo-tachylite, je voudrais remarquer, qu'en plusieurs cas les pâtes fortement dévitrifiées sont difficiles à distinguer de l'ultramylonite. Entre deux nicols croisés même cela devient rapidement impossible. Néanmoins il n'est pas nécessaire qu'il y ait un rapport entre ces deux structures.

5a. L'absence de phénomènes de différenciation dans la zone marginale comme dans la partie centrale des filons, est souvent considérée comme un argument contre la genèse éruptive.

b. Dans les multiples filons éruptifs véritables, du Valle del Bitto, nous ne pûmes cependant trouver que rarement de différenciations de cette sorte. En outre nous y avions toujours affaire à des roches holocristallines. Dans les verres les différences seront encore plus petites.

6. Si la vitrification était une conséquence d'ultramylonitisation, le verre lui même ne pourrait être brisé, attendu qu'il ne peut se solidifier qu'après que les forces de pression aient cessé. Dans les

coupes-minces tirées du Valle del Bitto nous trouvons les preuves d'activités cataclastiques renouvelées, à savoir :

a. La multiplicité de petites ruptures éparpillées à travers les veines de verre, et remplies de minéraux secondaires. Parfois la formation de ruptures allait si loin, que la veine de verre se trouvait rompue en deux parties ou plus, et que celles-ci se trouvaient présenter entre elles des cassures avec rejet.

b. Une forte dévitrification de roches, qui montrent des traces de fusion très claires (textures sphérolitiques, corrosion, etc.), phénomènes que nous rencontrons toujours chez les roches d'épanchement très métamorphisées.

7. La grande mobilité qui doit avoir été propre au liquide, est un argument contre l'ultramylonitisation. Nous pouvons encore nous imaginer que la fusion a lieu à un moment donné, et qu'après, de liquide ait été pressé dans la roche encaissante. Pour qu'il puisse se produire des filons sinusoïdaux, qui, en outre, comme le dit MOLENGRAAFF, transportent des matériaux sur de grandes distances, il faut un liquide riche en gaz et extrêmement fluide, tel que nous en connaissons dans les cas d'injections normales, attendu qu'autrement la force injectante serait trop faible. De même l'absence d'auréoles d'opacité autour de la biotite, indique selon ANGEL des liquides riches en réactifs dissolvants. En outre, FEHR et d'autres aussi décrivent de grands transports de mottes analogues dans les magmas qui injectent normalement.

8a. Sur la question de savoir si une pression peut d'une façon quelconque provoquer une fusion, une grande diversité d'opinions existe. Cette hypothèse fut défendue pour la première fois en 1795 par J. HUTTON et J. PLAYFAIR, et après eux par R. MALLETT (89) en 1873. Ce dernier expliquait la présence de roches éruptives par une fusion, à la suite d'une contraction de la terre. K. A. LOSSEN (1883) attachait aussi beaucoup d'importance à la chaleur de friction. E. HAUG (1907) fut le premier à populariser cette idée. Il admet la fusion par abaissement du fond du géosynclinal. Dans les années qui suivirent c'est surtout M. LUGEON (86, 1930) qui a défendu le point de vue qu'en cas de la production de roches éruptives au cours d'une orogénèse, les énergies mécaniques se transforment en nappes à la surface du géosynclinal, mais en profondeur se transforment en chaleur, ce qui cause la fusion.

Quelques expériences en effet ont été favorables à cette hypothèse :

1. T. HOLLAND (1900) obtint en faisant fondre des gneiss, des roches noires qui rappelaient les pseudo-tachylites.

2. N. L. BOWEN et M. AUROUSSEAU (1923) signalèrent au dire de L. T. NEL une très faible fusion de sédiments dans les forures profondes.

3. Au dire de JEHU et de CRAIG (1925), G. BEILBY et R. C. RAY, auraient signalé, en cas de très forte trituration de la poudre, une vitrification.

4. F. ANGEL (1931) trouva :

a. Qu'en cas de fusion complète des gneiss à biotite, des cristaux se produisaient après le refroidissement.

b. Qu'en cas de fusion complète on voit apparaître des roches pseudo-tachylitiques. Des inclusions de quartz sous forme de gouttelettes se produisirent, de la biotite provint un verre brun et nuageux.

b. En effet en cas de friction très violente, très rapide et très brusque le long du plan de rejet, il peut se produire une chaleur telle, qu'en certains endroits le point de fusion peut être atteint. Nous pouvons aisément nous imaginer un tel cas, dans le cas d'une brusque libération de tensions comme lors d'un tremblement de terre p. ex. La mauvaise conductibilité de chaleur des roches limiterait cette fusion aux surfaces de contact des milieux qui se déplacent. Ceci compte aussi pour les expériences sus-dites de BOWEN et BELBY. Il n'est pas question d'une fusion telle, que la matière puisse injecter sous forme de liquide très fluide. La naissance de filons épais nécessite des mouvements prolongés, qui, comme la plupart des mouvements tectoniques, sont très lents. Quoique les roches aient une mauvaise conductibilité, elle est, en ce cas, suffisante néanmoins pour emmener la chaleur produite. En outre, la conductibilité augmente d'habitude avec la température moyenne, donc proportionnellement à la profondeur. Une pression croissante fait en outre s'élever d'habitude le point de fusion, à moins que le corps ne flotte dans sa propre solution saturée, et que la force n'attaque le corps lui-même. En ce cas la dissolution sera accélérée. En effet la température initiale moyenne de la roche est beaucoup plus élevée à une grande profondeur. Dans les Alpes Bergamasques sous une couverture de sédiments d'une épaisseur maximale de 6 km., la température atteint donc au maximum 180°. Il y a cependant deux phénomènes importants que nous ne devons pas perdre de vue. Une température s'élevant à une grande profondeur occasionne, en combinaison avec des forces peu intenses mais continues, des déformations plutôt plastiques qu'une formation de failles. En outre une partie seulement de l'énergie mécanique peut se transformer en chaleur, attendu qu'en grande partie elle se transforme en énergie cinétique. Et enfin, la conséquence de l'hypothèse de fusion par pression n'est pas non plus tenable, puisque elle ne peut nous expliquer les différents phénomènes magmatiques de différenciation. La naissance de roches éruptives dans les sédiments, qui eux, seraient issus à leur tour de roches éruptives après la solidification de la croûte terrestre me paraît également difficile à défendre, d'autant plus que la solidification ne devint possible sur terre qu'après que la chaleur de contraction de la terre fût devenue plus petite que la chaleur de radiation.

9. Si la fusion devait être attribuée à une formation de failles, on pourrait se demander pourquoi l'on ne trouve point de roches de l'espèce de tuffoïdes basales dans les calcaires des Alpes Bergamasques. J'ai pu me rendre compte cependant, près de la faille insubre e. a., que les calcaires offrent le maximum de résistance aux forces mylonitisantes. Les lentilles calcaires le long de cette faille ne sont presque pas mylonitisées du tout.

10. Pour finir nous allons regarder le côté chimique du problème des pseudo-tachylites. L'utilité de la méthode chimique n'est que très relative, car :

1. l'on ne peut presque jamais analyser séparément la pâte,
2. les sédiments ont déjà été résorbés,
3. les différences entre roches ortho- et paramétamorphiques sont très difficiles à déterminer chimiquement, dans ces roches composées magmatiques refondues. La méthode radioactive ne nous aide pas davantage ici.

Les phénomènes qui plaident en faveur de l'ultramylonitisation sont:

1. La similitude de composition des pseudo-tachylites et de la roche encaissante. MOLENGRAAF et HALL trouvèrent cette similitude de composition dans le granite, dans les filons de canadite, la seule forte teneur en natron concordait, dans les gabbros la forte teneur en MgO et CaO était concordante.

Dans les Alpes Orientales HAMMER trouva de semblables similitudes entre filons et gneiss.

2. La différence de composition entre les pseudo-tachylites et les roches éruptives connues.

En regard de ce qui précède nous pouvons placer l'analyse de pseudo-tachylites trouvés dans des quartzites, donnée par MOLENGRAAFF et HALL. Nous y trouvons, contre toute attente une très faible teneur en SiO₂ (44.9 %), et une teneur en Fe très élevée. Dans le but d'obtenir des données plus complètes, deux roches du Valle del Bitto furent analysées, roches prises toutes deux dans les régions des Prati della Brusada, qui, comme nous l'avons dit, sont riches en filons de felsophyre. Mlle KOOMANS eut l'extrême amabilité de faire pour moi ces analyses.

	Echantillon I.		Echantillon II.	
SiO ₂	75,30	si = 397	78,56	si = 532
TiO ₂	0,05	ti = 0,31	0,04	ti = 0,41
P ₂ O ₅	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	3,27	al = 10,13	8,63	al = 34,1
Fe ₂ O ₃	8,30	} fm = 42,72	5,75	} fm = 40,2
FeO	—		—	
MnO	0,04		0,04	
MgO	1,21	} c = 10,13	1,05	} c = 10,6
CaO	1,79		1,44	
Na ₂ O	5,09	} alk = 37,0	1,28	} alk = 15,0
K ₂ O	3,33		1,61	
H ₂ O—	0,21	k = 0,30	0,23	k = 0,43
H ₂ O+	1,32	mg = 0,22	1,26	mg = 0,26
Total	99,91	c/fm = 0,24	99,89	c/fm = 0,26

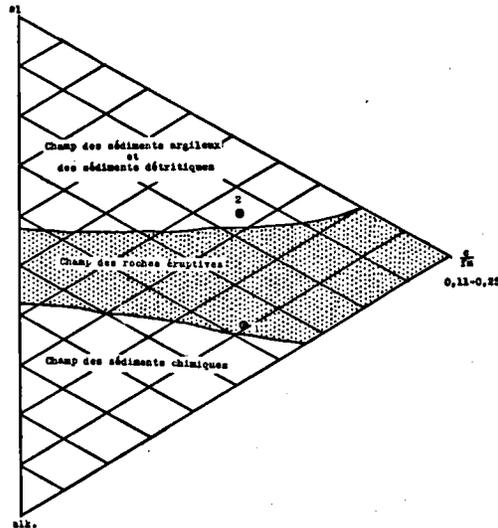
J'ai calculé intentionnellement ces analyses selon la méthode de NIGGLI afin de pouvoir suivre leur projection. Au microscope, l'échantillon I paraît être formé d'une pâte brune contenant beaucoup de minerai avec quelques petites biotites. La pâte contient encore de petits quartz microgranitiques, entourés de bords vitreux curieusement arrondis, indiquant certainement en partie des textures sphérolytiques. Par ci par là, on trouve des endroits ultramytonitisés. Contrairement aux quartz mylonitiques qui sont très blancs, ceux de la pâte sont plutôt jaune-gris. Tous deux sont peu onduleux. Nous avons affaire à un filon de felsophyre dévitrifié. La veine se trouve dans un quartzite-à-gneiss grenatifère à deux micas presque pas cataclastique. L'échantillon II (voir fig. 4) est un gneiss grenatifère à deux micas dont les grenats sont fortement chloritisés. La tourmaline est abondante. A travers les gneiss court une veine vitreuse à texture fluidale. Le filon de felsophyre est nettement délimité par rapport au gneiss non compressé. Dans la pâte on trouve de petits quartz estompés, les feldspaths manquent presque complètement. Dans l'échantillon I on analyse le filon, dans l'échantillon II, la roche encaissante sans le filon.

Si nous considérons les chiffres de NIGGLI, nous voyons tout-d-suite les différences considérables entre les deux roches, différences qui apparaissent encore plus clairement dans la projection. Admettons maintenant que l'échantillon I soit issu par ultramytonitisation de l'échantillon II. Nous avons déjà parlé des altérations chimiques qui ont lieu en cas d'ultramytonitisation.

1. si. diminue en général fort, ce que nous pouvons constater en effet. Seulement cette diminution est anormalement grande.
2. al. augmente en général un peu, ici nous constatons une forte diminution.
3. fm. augmente en général un peu, ce qui est effectivement le cas.
4. c. diminue en général un peu, ceci aussi correspond.
5. c/fm. diminue en général un peu, ceci aussi correspond; c'est une conséquence logique de 3 et 4.
6. alk. diminue en général un peu, surtout Na_2O , nous voyons cependant une forte augmentation tant de K_2O que de Na_2O .
7. k. augmente, nous constatons cependant une diminution.
8. mg. diminue, ce qui correspond.
9. H_2O augmente considérablement, nous ne constatons pas la plus petite variation.

Ni alk., ni al., ni k., ni H_2O ne correspondent donc aux données; fm., c. (et par conséquent aussi c/fm.), et mg. correspondent. si. ne correspond qu'en apparence; la diminution anormalement forte indique cependant très clairement, que nous avons affaire ici à une roche toute autre. Au point de vue chimique donc, l'ensemble constitue un argument défavorable à une genèse par fusion de gneiss grenatifères. Mais comment alors expliquer la concordance frappante entre le fm. et le c. des deux roches. A mon avis cette concordance constitue justement un argument en faveur de la genèse magmatique des filons de felsophyre.

En effet les gneiss grenatifères sont riches en biotite. La pâte elle-aussi présente des traces de biotite fondue. La forte teneur en fm. trouve donc probablement son origine dans la biotite des gneiss, qui en conformité avec les expériences d'ANGEL, ne fut probablement pas refondue complètement pendant l'injection. La correspondance de c. peut avoir été causée par les gneiss tout aussi bien par le filon injectant lui-même. Nous avons déjà démontré l'influence de la résorption de sédiments en parlant des gneiss chiari, mais MOLENGRAAFF et HALL la décrivent aussi dans ce qu'ils disent des filons gabbroïdes du massif de Vredefort.



Projection chimique d'une tuffoïde basale (I)
et la roche encaissante (II).

Si maintenant nous voulons classer les filons de felsophyre parmi les filons magmatiques, à quel magma nous faudrait-il alors les attribuer? Pour ce qui est de la teneur en si., alk., c., k. et mg. nous pouvons les placer le mieux entre les magmas dits „yosémitique”, et „engadinitique” de NIGGLI, auxquels appartiennent aussi plusieurs quartzporphyres et liparites, quoique nous reconnaissons immédiatement que l'analyse n'est pratiquement exactement conforme à aucun magma. Si nous considérons maintenant que nous avons affaire à une roche composée magmatique qui possède une teneur beaucoup trop élevée en fm. par suite d'une résorption très abondante de biotite, nous comprenons aisément que la teneur en al. paraisse beaucoup trop petite. Dans la projection al-alk-c/fm. avec $c/fm. = 0.11-0.25$, l'analyse I tombe dans le champ des roches éruptives, et près du champ des sédiments chimiques. Dans cette même projection l'analyse II (au fond elle appartient au groupe $c/fm = 0.25-0.43$) tombe dans le groupe dit des „tonige Sedimente”. Les gneiss grenatifères sont donc nettement des roches paramétamorphiques. La position de l'analyse I plaide fort en faveur d'une roche éruptive à forte activité dissolvante.

De ce qui précède nous avons pu voir qu'il y a vraiment beaucoup d'arguments en faveur d'une genèse magmatique des filons fondus, quoique nous ayons trouvé aussi plusieurs faits qui y sont contraires.

En effet, les zones de failles auront fourni vraisemblablement le plus d'occasions aux tuffoïdes basales de se former. Il est cependant encore fort douteux, que pour la naissance de ces dernières les zones de failles aient été nécessaires. Jusqu'à quel point, le broyage du substratum est-il primaire? Nous avons déjà mentionné les belles brèches éruptives trouvées dans le massif de l'Aar et en Fennoskandia. La pression du magma ascendant provoque ici un broyage et une imprégnation de la roche susjacente.

Si l'on considère en outre qu'en cas d'une nouvelle orogénèse, des roches de cette sorte constituent d'excellentes surfaces de discontinuité il serait compréhensible que les tuffoïdes basales permienues eussent été fortement métamorphosées au cours de la période alpine. En effet les ruptures dans les filons de felsophyre et la forte dévitrification inclinent dans ce sens. De faibles zones de failles hercyniennes eussent, en cas d'injection, fourni un excellent sujet de réfusio, vue que la réduction du grain des mylonites fait s'accroître considérablement leur capacité de dissolution, ainsi que leur capacité d'être chimiquement altérées. La tourmaline et les plissements migmatitiques trahissent un apport magmatique dans ces roches. Cependant les seules solutions hydrothermales ne suffisent pas encore à provoquer une fusion, à preuve les zones de mylonite près de Bema. Il est aussi possible qu'une solution saturée des mylonites se soit formée, en raison de laquelle la mylonite ait été intensément dissoute par la pression, pour se récrystalliser ensuite, sans arriver cependant jusqu'à la vitrification. La question de savoir si l'augmentation de la température eût pu, à proximité de roches éruptives, provoquer d'elle-même une fusion, est inacceptable pour des distances aussi grandes que celles que nous constatons sur le M. Berro. Pour finir envisageons maintenant la genèse possible de ces tuffoïdes basales, d'un point de vue géologique général.

Il y a deux possibilités:

1. La tuffoïde basale doit être considérée comme une ultramylonite située entre le porphyre et le substratum.

Le fait qu'une telle zone est absente à la face supérieure du porphyre, où il y eut pourtant aussi de forts mouvements tectoniques, s'explique dès l'abord par les différentes zones de glissement dans la partie supérieure du Permien inférieur (le faciès de Collio). Contre cette hypothèse qui considère les tuffoïdes basales comme des ultramylonites il faut indiquer plusieurs arguments:

1. On les trouve aussi dans le substratum sans qu'il y ait des porphyres.
2. Les mouvements du porphyre par rapport au substratum font partie des mouvements tectoniques lents, en présence desquels une fusion par pression paraît bien peu vraisemblable.
3. Elles manquent sous les porphyres près de la faille insubre, alors que là, de très forts mouvements tectoniques ont eu lieu.

4. L'orogénèse des Alpes Bergamasques ayant eu lieu en des phases distinctes (que nous verrons plus en détail au chapitre dernier), plus aucune tuffoïde basale ne devrait pouvoir contenir encore du verre pur. Elles auraient dû être de nouveau toutes brisées et dévitrifiées, ce qui n'est pas toujours le cas.
5. Elles manquent à l'ouest du lac de Côme, alors que là aussi, il y eut de forts mouvements tectoniques. Nous pouvons cependant mettre ceci d'accord avec le caractère géosynclinal du volcanisme plus à l'Est, dont nous reparlerons au chapitre dernier.

2. La tuffoïde basale doit être considérée comme une injection.

Vu dans le jour des faits actuellement connus cette hypothèse me semble la plus vraisemblable. La tuffoïde basale se produisit partiellement sous forme de mylonite injectée, partiellement sous la forme de porphyre mylonitisé ultérieurement. Dans les deux cas nous devons nous représenter la genèse comme celle d'une brèche éruptive. L'intrusion ayant eu lieu souvent le long de fissures étroites, elle engendra probablement toujours un basis de verre. Au cours du plissement alpin il y eut une réouverture des failles hercyniennes. Les bancs de tuffoïdes basales furent ultramylonitisés. Là où la tuffoïde basale se trouvait comme couche entre le substratum et le porphyre elle fut en général fortement mylonitisée par le mouvement du Permien en rapport avec le substratum. Nous traiterons au chapitre dernier de la façon dont nous nous représentons cette genèse en son détail.

V. *La classification géologique des roches.*

Lors de la mise en carte d'une zone cristallophylienne, on se heurte vite à la difficulté de rendre avec exactitude sur la carte géologique les diverses roches que l'on rencontre. Cependant, un examen approfondi nous montre en général que beaucoup d'entr'elles, considérées d'abord comme des variétés, doivent être rangées en réalité dans des catégories bien déterminées. La carte géologique nous donne 17 catégories de roches différentes. Dans les gneiss il nous a fallu distinguer entre les „gneiss-à-feldspath-alkalin de paramétamorphisme”, et les „gneis d'orthométamorphisme”. Toutefois, nous avons probablement affaire, comme nous le verrons encore dans le chapitre qui traitera de la stratigraphie, à deux gneiss orthométamorphiques différents, à savoir: du granite intrudé à l'époque Carbonifère, et du granite intrudé à l'époque Tertiaire: respectivement les gneiss chiari, et les gneiss du Monte Fioraro. Il fallut donc les indiquer séparément sur la carte. Dans la partie ouest surtout du terrain exploré, nous trouvâmes des gneiss riches en Al_2O_3 , partagés en deux types distincts. D'un côté des gneiss à grenat très purs, contenant souvent des grenats gros comme des pois, mais alternant très irrégulièrement avec des gneiss à grenat riches en staurotide, parfois même en disthène. Il ne fut possible d'indiquer ce second type qu'aux seuls endroits où la staurotide était visible sur place, ou bien, où sa présence était démontrée par un examen

microscopique de la roche. Aussi réalisé-je parfaitement, que la staurotide se trouve encore en bien des endroits non-indiqués sur la carte, mais il m'était impossible d'agrandir encore le nombre déjà considérable de coupes-minces, uniquement pour quelques staurotides se présentant sans aucune régularité. Des gneiss-à-feldspath-alcalin paramétamorphiques aux gneiss riches en Al_2O_3 , il y a deux stades de transition:

Tout d'abord les gneiss-à-feldspath-alcalins riches en Al_2O_3 , qui sont des gneiss de Morbegno contenant des grenats; puis l'alternance entre ces gneiss de Morbegno et les gneiss riches en Al_2O_3 , zone dans laquelle on trouve des gneiss à grenat, voire des gneiss à grenat et à staurotide, mais qui alternent parfois brusquement avec des gneiss-à-feldspath-alcalin paramétamorphiques très purs. Tous ces groupes, comme ceux des phyllades, ne sont pas nettement délimités. En outre, l'abondante végétation rend pratiquement impossible de suivre ce qu'il peut y avoir de ligne de démarcation. La détermination de la limite a été faite surtout au moyen de l'examen microscopique de beaucoup d'échantillons, pris dans la zone de transition, attendu que les distinctions étaient souvent impossible à faire à l'oeil nu. Tout ceci me porte à conclure que les limites indiquées sont encore souvent inexactes, malgré la très grande quantité de coupes-minces préparées.

Cette transition progressive caractérise également le terrain cristallophyllien du Valle del Bitto, ou, plus exactement: la transition progressive d'un groupe dans l'autre. Dans la partie S.E., on rencontre des schistes micacés et des phyllades, réunis en un seul groupe. Tirant vers le nord, cela se change peu-à-peu en des phyllades alternant avec des couches plus quartzitiques.

Ce dernier groupe, comme les gneiss riches en Al_2O_3 passent progressivement en un groupe de gneiss riches en Al_2O_3 , alternants avec des quartzites-à-gneiss grenatifères à des quartzites. Toutes les tentatives de subdivision de ce grand groupe furent inutiles. En effet, si par endroits les éléments quartzitiques dominent, ailleurs ils se trouvent très à l'arrière-plan. Tantôt l'alternance gneiss-quartzite, soit quartzite et gneiss a lieu par couche, tantôt elle a lieu sous forme de complexes quartzitiques alternant avec des bandes de gneiss. Aucune régularité dans la répartition ne put être constatée. Ceci fit échouer sans cesse une mise en carte détaillée d'une région restreinte, d'autant plus que la végétation présentait souvent des obstacles insurmontables. D'ailleurs l'utilité d'une telle mise en carte me semble aussi douteuse qu'une mise en carte détaillée d'une zone calcaire où on déterminerait sur une petite surface la variation à chaque mètre de la teneur en calcaire. Une mise en carte détaillée aux 100 m². me semble inutile par rapport à la structure générale du cristallophyllien. Il me fut possible de relever sur le M. Berro une zone très quartzitique indiquée, comme du quartzite, quoiqu'ici aussi les limites ne soient pas nettes. De même la lentille de marbre au nord du M. Pedena fut indiquée. Il fut également impossible de relever séparément les diverses roches riches en amphibole, et nous dûmes nous contenter du groupe de ces roches. Les filons éruptifs et les petits noyaux éruptifs proches du M. Fioraro sont tous indiqués en rouge. Les tuffoïdes basales seules furent relevées séparément, eu égard

à leur place spéciale parmi les roches éruptives. La zone d'injection sur les gneiss du M. Fioraro fut relevée en vertu du caractère spécial qu'elle montre dans la région du M. Pedena. Seules les roches ortho-métamorphiques purent, avec leur zones d'injection, être relevées avec exactitude, quoique, pour ce qui est des „gneiss chiari”, il fut presque impossible d'en fixer les limites à cause des affleurements extrêmement peu nets.

Nous avons intentionnellement omis de relever le Pleistocène, attendu que sa profusion, embrouillerait sur la carte une vue nette du substratum cristallophyllien; le Holocène au contraire fut indiqué. Les filons de felsophyre se trouvèrent trop petits pour être relevés exactement. Les localités cependant se trouvent toutes mentionnées dans les descriptions pétrographiques des roches. Ni les minerais, ni les roches d'injection, ni les gneiss quartzitiques, ni les gneiss phylladiques, ni d'autres groupes encore, ne parurent suffisamment représentés pour motiver un relevé séparé.

Quelques mots encore au sujet des signes géologiques employés. On a essayé autant que possible de trouver un symbole correspondant à la nature de la roche. La couleur de fond désigne les paragneiss-à-feldspath-alkalin. Les orthogneiss s'y trouvent indiqués en rouge, les „gneiss chiari”, fortement foliacés, au moyen de petites stries, les gneiss du M. Fioraro, moins foliacés, au moyen de petites croix. Les gneiss-à-feldspath-alkalin riches en grenat sont indiqués en pointillé, les véritables gneiss-à-grenat au moyen de petits ronds, ceci correspondant à la forme et à la dimension des grenats dans ces deux groupes. Les hachures alternant avec le symbole du gneiss riche en Al_2O_3 , ou de la phyllade, indiquent l'alternance des couches quartzitiques avec celles des gneiss et des phyllades. Les surfaces souvent onduleuses des phyllades me suggérèrent le symbole ondulé, alors que la couleur noire des tuffoïdes basales me fit décider à indiquer ces filons en noir.

Nous terminons ici notre aperçu sur la constitution pétrographique du sol. Au chapitre suivant nous essayerons d'attribuer un âge aux diverses roches.

B. La Stratigraphie du Cristallophyllien.

Le géologue, placé devant la tâche de déterminer la succession stratigraphique des couches dans une région fortement métamorphisée, se trouve devant un nombre considérable de difficultés presque insurmontables. Dans une région sédimentaire, on peut parvenir de la superposition normale des couches à la tectonique du terrain, à l'aide, très utile, du contenu en fossiles, des caractéristiques lithologiques et de ceux du faciès. Mais, dans le substratum ancien, on doit se servir souvent de la tectonique pour parvenir à une stratigraphie, méthode qui est non seulement très difficile, mais qui présente en outre de sérieux inconvénients.

Comme seconde difficulté, il faut encore ajouter, que souvent on se trouve réduit à déduire la tectonique uniquement des mensurations de la foliation. Les mensurations de la stratification sont très

rares. La carte no. 2 de la foliation dans le chapitre de la tectonique, montre que le sens de l'inclinaison de la foliation varie en outre beaucoup, ce qui rend parfois très difficile de donner avec quelque certitude une esquisse tectonique d'un terrain cristallophyllien très métamorphisé. S'il nous a été possible d'établir une division stratigraphique du cristallophyllien, toute globale qu'elle soit, nous en sommes redevables au fait, que nous avons pu utiliser avec quelque succès deux principes stratigraphiques. Tout d'abord, la composition des schistes cristallophylliens, nous permettait parfois de déterminer approximativement celle de la roche originelle. Cette roche sert souvent de norme pour déterminer la profondeur à laquelle elle fut déposée. Et ce principe encore, tout simple qu'il paraisse, présente plusieurs inconvénients. A la suite d'intrusion, les roches se transforment souvent de façon telle, que nous ne parvenons que difficilement à une genèse exacte. Nous ne citerons ici que les transformations qui entourent les Fioraro-gneiss et les gneiss chiari, où des phyllades se sont transformées en des paragneiss-oeillés-à-feldspath-alkalin, ce qui a probablement donné naissance à tout le groupe des gneiss de Morbegno. C'est justement ce métamorphisme pegmatitico-pneumatolitique qui, avec le dynamométamorphisme et le métamorphisme régional subséquent, rend parfois impossible de déterminer avec certitude la genèse de telle ou telle roche. Le second principe utilisé, a été le fait, qu'il avait été possible de constater une transition progressive des paragneiss-à-feldspath-alkalin respectivement aux gneiss riches en Al_2O_3 , ou aux phyllades. Mais ici se présente une autre difficulté: que le métamorphisme efface souvent des différences et cause ainsi une apparence de succession progressive. Dans le cas où la transition est vraiment progressive, il reste encore deux possibilités. La variation des roches peut indiquer, dans une même couche, les changements de faciès dans les sens N.-S., et E.-O., mais elle peut représenter aussi une succession verticale. Comme nous ne pouvons observer d'habitude que la foliation et non pas la stratification, il est nécessaire de déterminer d'une autre manière en présence de laquelle de ces deux possibilités on se trouve. Voici maintenant plusieurs arguments en faveur d'une succession verticale des couches:

1. Une succession progressive, dans une région originellement horizontale mais présentant plus tard des failles innombrables, se laisse difficilement imaginer, alors qu'il va de soi qu'il est difficile d'admettre qu'un paquet de couches horizontales ait été complètement épargné par l'érosion. Si nous nous déplaçons dans le sens nord-sud ou Est-ouest la variation assez grande dans un groupe rocheux pris dans son ensemble, est, par ailleurs, un argument contre une disposition horizontale des couches.

2. A l'Est et à l'ouest du terrain étudié on rencontre deux roches à faciès égal, à savoir: les phyllades et les gneiss riches en Al_2O_3 , qui, au nord, se transforment tous deux en gneiss riches en Al_2O_3 , alternants avec des couches quartzitiques.

Considérons maintenant de plus près la série suivante :

1. Les paragneiss-à-feldspath-alkalin, ou Morbegno-gneiss sont probablement issus de sables riches-alternant avec des sables pauvres en argile, feldspathisés plus tard par un métamorphisme de contact de longue durée et à une grande profondeur, à la suite d'un magma granitique gazeux.

2. Les gneiss-à-feldspath-alkalin riches en Al_2O_3 prirent naissance dans des sables plus riches en argile encore, mais au reste, de la même manière que le groupe précédent.

3. Les gneiss riches en Al_2O_3 alternant avec des paragneiss-à-feldspath-alkalin indiquent des sables très riches en argile alternant avec des couches moins riches, feldspathisées plus tard.

4a. Les gneiss riches en Al_2O_3 alternant avec des roches quartzitiques-à-gneiss-quartzitiques furent engendrés probablement par la feldspathisation d'argiles riches en sable.

4b. Les phyllades alternant avec des couches quartzitiques eurent également leur origine dans des argiles riches en sable, mais la feldspathisation n'eut pas lieu.

5a. Les gneiss riches en Al_2O_3 furent produits par des argiles contenant peu ou pas de sable, et feldspathisées plus tard.

5b. Les phyllades doivent être issues également d'argiles, mais sans feldspathisation.

Si maintenant nous considérons que les sédiments originels se soient effectivement trouvés verticalement les uns au dessus des autres, nous voyons par conséquent, en allant de bas en haut, une diminution de la teneur en argile et une augmentation de la teneur en sable. Il est difficile de déterminer les différences d'âge éventuelles entre les phyllades et les roches riches en Al_2O_3 . Mais, comme nous trouvons des zones de transitions quartzitiques, tant vers les phyllades que vers les gneiss riches en Al_2O_3 , un âge à peu près égal me semble encore le plus admissible. La chaux n'a apparemment joué qu'un rôle minime dans les sédiments. Pour autant, qu'elle ait encore pu être présente, elle fut utilisée pendant la feldspathisation. Cependant une cristallisation de la calcite n'arriva que rarement. Une exception possible à ce qui précède est constituée peut-être par une mince lentille de marbre au nord et au sud du M. Pedena. De ce que nous venons de voir, nous pouvons conclure, que nous avons affaire à des sédiments, déposés dans une mer très peu profonde, peut-être à proximité d'une côte. La grande épaisseur des dépôts trahit une zone géosynclinale du type dit peu-profond, c'est-à-dire que le mouvement descendant eut lieu de manière à ce que le faciès restât littoralo-néritique. Cependant il ne serait pas exact de parler d'un mouvement descendant pur et simple. En effet ce mouvement doit avoir été ralenti progressivement, voir même changé

en un mouvement ascendant, vu la teneur croissante en sable dans les couches supérieures. Nous allons tenter maintenant de déterminer l'âge possible de ces divers sédiments. Cette question qui a déjà fait couler bien de l'encre, ne trouvera pas davantage ici de solution définitive. Cependant, il me semble qu'il y a plusieurs arguments indiquant, que les sédiments primaires datent de l'âge paléozoïque inférieur, et furent transformés en schistes cristallophylliens au cours du plissement hercynien. Ces arguments sont :

1. Près du Pusterthal on trouve des phyllades quartzifères, contenant des calcaires rubanés et des ardoises argileuses, dont il est malheureusement impossible de déterminer plus exactement l'âge en raison de l'absence de fossiles. Mais plus à l'Est, dans les Alpes Carniques, on a trouvé des „Bänderkalke" identiques, qui, d'après la méthode de détermination fossilienne, doivent dater de l'âge silurien. On y a trouvé aussi des ardoises argileuses carbonifères. Ceci est donc la raison pour laquelle on attribue à cette zone orientale de phyllades quartzifères dans le Pusterthal comme dans les Dolomites méridionales un âge identique. Mais plus à l'ouest, on trouve souvent dans les „Tonale Schiefer" de Salomon des marbres, foliacés parallèlement aux roches encaissantes et nettement rubanés. Quoiqu'il soit toujours dangereux de tirer des parallèles en lithologie, il nous semble cependant admissible de considérer les données susdites comme une indication, que le cristallophyllien occidental, lui aussi, date d'un âge placé entre l'âge silurien et celui du Carbonifère.

2. Dans le Valle del Bitto nous avons appris à connaître les gneiss chiari comme un granite porphyrique d'habitude très foliacé, et qui paraît toujours adapter sa foliation à celle de la roche encaissante. Autrement dit : la roche mère et le granite intrudé furent probablement foliacés au cours d'une même orogénèse. A ceci s'ajoutent plusieurs phénomènes, qui plaident en faveur d'une genèse de ces granites dans une période carbonifère des plus jeunes. Il est évident, que si nous parvenons à démontrer cela, nous aurons donné en même temps une base solide à l'hypothèse, que les sédiments dans lesquels les granites ont intrudé doivent dater d'un âge précarbonifère, ou, tout au moins, d'un âge carbonifère ancien. Nous avons affaire alors à un cycle orogénique normal : Sédimentation, replissement, intrusion, continuation du plissement, qui donne aux sédiments et aux matériaux intrudés une foliation parallèle. Cette foliation a été prépermienne. Ceci est prouvé par le fait, que dans les sédiments permien, le Verrucano e. a. on trouve des fragments du substratum nettement foliacés, et qu'en outre cette foliation ne concorde pas avec celle de la roche encaissante, dans les cas où celle-ci en présente une. En faveur d'une genèse de cette intrusion à une époque jeune-carbonifère, nous pouvons avancer les arguments suivants : Les tuffoïdes basales, qui, dans les Alpes Bergamasques se trouvent toujours au-dessous des porphyres permien, sont superposées autochthonément aux gneiss chiari (au sud de Fenile e. a.). D'après les communications de Dozy nous les trouvons aussi plus à l'Est dans la région du Corno Stella ; mais là, d'autres sédiments du

Permien inférieur leur sont presque autochthonément superposés, alors que dans les conglomérats aporphyriques, que l'on trouve à la base des porphyres, on rencontre même des galets de gneiss chiari, déjà foliacés. Pour finir, la présence des gneiss chiari au-dessous des porphyres quartzifères près de la faille insubre, indique aussi une genèse datant de l'âge carbonifère. Nous connaissons par ailleurs sur terre un grand nombre d'exemples de pareilles périodes d'effusion, où sont engendrés des porphyres comme phase ultime d'une intrusion un peu antérieure, qui serait en même temps le terme d'une période orogénique. Les gneiss chiari sont donc certainement d'origine prépermienne, et le fait qu'ils sont encore foliacés nettement, alors que les couches permienes ne le sont plus (du moins pas de façon hercynienne), rend admissible qu'ils aient été intrudés peu de temps avant la fin du plissement hercynien, probablement donc vers la fin du Carbonifère.

Plusieurs autres phénomènes encore font supposer une intrusion à la fin du plissement hercynien. Le fait que les gneiss chiari ont été imbriqués parfois tout comme des sédiments, avec les sédiments susjacents, est un argument en faveur d'une consolidation au cours d'une orogénèse, antérieure à l'orogénèse alpine, qui provoqua cette formation d'écailles. Les gneiss chiari se rencontrent aussi à des endroits qui, comme la fenêtre de Salmurano, n'appartinrent pas aux plans de plus fort rejet au cours du plissement alpin. La foliation est aussi beaucoup plus faible ici, que dans le terrain cristallophyllien plus au nord. Nous voyons encore la foliation beaucoup plus faible, qui résulta d'une orogénèse antérieure. Alors que partout ailleurs les failles hercyniennes furent réouvertes, il n'en fut pas ainsi dans la fenêtre elle-même, en raison de quoi l'ancienne foliation ne fut que faiblement accentuée. Tout contre la faille orobique de Porro nous trouvons deux sortes d'orthogneiss, les gneiss chiari et les Fiorarogneiss. Ce dernier n'est fortement foliacé, que dans les zones marginales et présentent encore par endroits une pure structure de roches éruptives; les gneiss chiari au contraire sont toujours finement foliacés, souvent même en légères ondulations. Ceci nous fait conclure que nous pouvons peut-être distinguer deux périodes différentes d'intrusion, l'une alpine (les Fiorarogneiss), l'autre hercynienne (les gneiss chiari). Il n'est pas possible de déterminer l'âge exactement, comme chez les gneiss chiari. Plusieurs faits néanmoins semblent indiquer une formation alpine, c.-à-d. :

a. La différence déjà citée d'avec les gneiss chiari, qu'ici on trouve encore un noyau éruptif. A ce point de vue le Fiorarogneiss ressemble beaucoup aux tonalites tertiaires. On pourrait encore expliquer la différence entre les gneiss chiari et les Fiorarogneiss par la différence de dimensions du massif éruptif, en raison de laquelle la foliation n'est pas pénétrée aussi avant. Il est bien curieux cependant que ni dans le grand massif de gneiss chiari près de Bellano et plus à l'Est, ni dans la région du Corno Stella, on n'ait trouvé au centre de roches purement éruptives.

b. Il est également étrange que, alors que la région du Corno Stella comme celle du M. Fioraro se trouvent limitées par des failles renversées allant du nord-Est au sud-ouest, le massif des gneiss chiari s'imbrique avec les sédiments plus jeunes comme s'il en était un, et que le Fiorarogneiss ne le fait pas, tout proche qu'il soit du charriage orobique.

c. La présence d'une zone d'injection irrégulière très nette à l'ouest du Fiorarogneiss, exclut les failles renversées très prononcées contre le massif déjà intrudé à l'âge Carbonifère, alors qu'en réalité ces failles renversées se produisirent quand-même. Les phénomènes de contact aussi dans les gneiss chiari diffèrent totalement de ceux des Fiorarogneiss. Ils manquent presque totalement chez les premiers, mais nous trouvons d'habitude une zone marginale quartzitique ou riche en amphibole; le contact est toujours très net. Dans les Fiorarogneiss nous ne trouvons dans le massif lui-même que des amphibolites à diorites amphiboliques.

d. La feldspathisation peu accentuée des phyllades, qui entourent les Fiorarogneiss, en opposition avec celle qu'on rencontre chez les gneiss chiari, peut signifier, que chez ces derniers la feldspathisation eut lieu dans un sédiment encore relativement peu transformé depuis sa genèse, alors que chez les Fiorarogneiss les sédiments se trouvaient déjà avoir été déformés à un tel degré, que les actions de contact comme nous en avons trouvé chez plusieurs intrusions dans les schistes cristallophylliens, n'étaient plus guère possibles.

e. Les Fiorarogneiss enclavent parfois des phyllades nettement foliacées, alors que les gneiss chiari présentent toujours une foliation parallèle à celle des roches encaissantes.

f. Le massif des gneiss chiari du groupe du Corno Stella présente au plissement alpin une si puissante barrière qu'il put se former la faille de Porro-Spitz, enserrant des sédiments permien. De tels phénomènes cependant manquent totalement chez les Fiorarogneiss.

g. Les gneiss chiari se trouvent toujours au bord même de la faille orobique, les Fiorarogneiss se trouvent au nord de celle-ci.

Tout ceci me paraît rendre admissible l'hypothèse de considérer les Fiorarogneiss comme des granites tertiaires. Nous verrons dans le chapitre sur la tectonique quelles en seront les conséquences importantes par rapport à la genèse de la zone des failles insubre et orobique.

3. Le fait, que l'on trouve des fragments de substratum foliacé dans des sédiments permien, nous apprend uniquement que l'orogénèse de cette foliation doit avoir été prépermienne. Les plissements calédonien et hercynien paraissent donc les plus plausibles. De ces deux-ci il nous semble que le premier n'entre pas en ligne de compte. Si nous considérons maintenant l'aire principale du plissement calédonien, nous voyons que celui-ci se borne d'une façon générale à une zone au nord-ouest et au nord de l'Europe, et qu'en outre l'étendue de l'action tectonique diminue considérablement vers le sud. Le plissement her-

cynien par contre, atteint son maximum de développement dans l'Europe occidentale et centrale.

Il est très possible que l'avant-pays comme l'arrière-pays de cette zone géosynclinale l'aient subi encore faiblement; surtout si nous tenons compte du milieu de la sédimentation, nous pouvons nous attendre à trouver ici une simple structure anticlinale et synclinale, qui, sur la fin du plissement hercynien, eût été fortement modifiée par une intense formation de failles. Si nous considérons tout ceci en regard du fait que nous avons bien trouvé une discordance entre le Permien et le substratum, mais pas de seconde discordance dans le substratum lui-même, il nous paraît grandement probable, que cette partie méridionale de l'Europe a été déformée par le seul plissement hercynien, alors qu'avant cela elle n'avait encore accompli que des mouvements oscillatoires, par rapport auxquels les composantes tangentielles ne jouèrent qu'un rôle minime.

Ces arguments nous apprennent donc tous trois, que des sédiments, datant du Silurien au Carbonifère inférieur, doivent s'être déposés, et avoir été intrudés et foliacés vers la fin du Carbonifère. Avant que de donner une échelle stratigraphique des roches, trouvées dans le Valle del Bitto di Albaredo et di Gerola, nous voulons examiner brièvement quel peut être l'âge des filons éruptifs. Les directions de tous ces filons, sans exception, parurent couper obliquement la direction de la foliation. Il semble par conséquent assez admissible, que ces filons appartiennent à une nouvelle phase orogénique. Ceci posé, leur âge peut encore varier entre le Permien et le Tertiair. Dans le Valle del Bitto nous pouvons, à l'examen microscopique, distinguer deux types: l'un, un type de filon très métamorphisé dont il est souvent difficile de déterminer la genèse éruptive exacte, l'autre une roche hypabyssale tant soit peu altérée. Les filons plus petits se trouvèrent surtout dans deux régions. A l'Est, au nord du Fiorarogneiss, et à l'ouest, près des intrusions des gneiss chiari. Le premier groupe se trouve probablement en relation indirecte avec l'intrusion des Fiorarogneiss. Il est possible que ce soient des filons tertiaires qui doivent être considérés comme des avant-coureurs des intrusions alpines. Le second groupe appartient probablement au Permien, et est en relation avec les premières extrusions au cours du Permien inférieur, extrusions qui, comme avant-coureurs de l'orogénèse hercynienne, annoncent en même temps la phase alpine. Comme exemple d'un filon jeune et peu métamorphisé, nous pouvons prendre le filon de diorite-porphyrite de l'A. Dosso Cavallo.

Il est probablement de l'âge tertiaire ou jeune-mésozoïque. Le fait que des filons de l'époque tertiaire peuvent se présenter, est prouvé par la découverte de W. SALOMON à proximité du groupe de l'Adamello, où des filons de porphyrite percent même les couches jurassiques. On connaît même des filons post-triasiques. Selon les communications de P. VISSER des filons de porphyrite près d'Oneta traversent même le Norien (Hauptdolomit). On connaît aussi des exemples de filons permien, sous la forme de filons de porphyrite, qui traversent même les couches de Collio. Il est en général impossible de se rendre compte jusqu'à quel point ces filons-ci sont triasiques ou jurassiques. H. P.

CORNELIUS mentionna que, quoique très abondants peut-être, les filons post-permiens constituent probablement une minorité en regard des filons permien. Ses arguments sont: d'abord l'interruption brusque des filons par la faille insubre, mais à côté de ceci le fait que le nombre des filons qui percent les couches triasiques est beaucoup moindre, que celui des filons trouvés dans le terrain cristallophyllien. A l'encontre de ceci il existe cette possibilité que les filons plus récents ne peuvent en général traverser que difficilement toute l'épaisseur du paquet des sédiments, et que c'est pour cela, qu'ils ne se trouvent apparemment que dans les formations les plus anciennes.

Nous arrivons maintenant au bref aperçu stratigraphique des diverses roches rencontrées dans le terrain cristallophyllien:

1. Le Carbonifère inférieur et auparavant:
 - a. Des argiles avec peu ou point de sable.
 - b. Des argiles sableuses.
 - c. Des sables très riches en argile alternant avec des couches pauvres en argile.
 - d. Des sables riches en argile alternant avec des couches pauvres en argile.
 - e. Des sables argileux alternant avec des couches pauvres en argile.
2. Le Carbonifère supérieur:

Le plissement, la formation de failles, l'intrusion de granite porphyrique (gneiss chiari).
 La formation de roches riches en amphibole.
 La feldspathisation des sédiments prépermiens.
 La formation de schistes cristallophylliens et de gneiss chiari.
3. Permien inférieur.
 - a. La formation des filons de felsophyre et des tuffoïdes basales.
 - b. La formation de filons éruptifs, surtout des diorites-porphyrates.
4. Tertiaire (probablement Miocène, en rapport avec la formation de la faille insubre et de la faille orobique qui l'accompagne).
 L'intrusion des Fiorarogneiss dans les phyllades, la formation des Fiorarogneiss, la formation de filons éruptifs.

Nous verrons au chapitre dernier jusqu'à quel point ce schéma cadre dans le schéma tectonique général des Alpes Lombardes.

C. La Tectonique.

Dans le chapitre sur la pétrographie, au paragraphe traitant des propriétés des zones de mylonite, nous avons déjà rencontré les caractéristiques les plus importantes de ces zones de failles, de même que la façon dont on peut les repérer sur le terrain. Nous nous contenterons donc ici de relever deux phénomènes importants, que nous rencontrons toujours dans les zones de failles du Valle del Bitto.

D'abord, le fait que nous n'avons presque jamais affaire à un seul plan de faille, mais à des zones. Les expériences de W. RIEDEL (1929) montrèrent un phénomène indentique dans les failles d'expansion chez les argiles. Nous devons probablement attribuer ce phénomène à une transgression discontinue de la limite de résistance à la rupture. Si dans une certaine zone cette limite de résistance est dépassée, cela ne se fait pas simultanément en tous les points, mais en des phases distinctes et successives. Il en résulte un certain nombre de failles parallèles, qui forment ensemble une zone de failles.

Le second phénomène à remarquer, est que les zones de failles ne représentent pas à proprement dire des zones de charriages (vu que dans ce cas on ne trouverait en général pas un certain nombre de failles aussi nettement parallèles) mais plutôt des failles respectivement normales et anormales. Ces plans de rejet très inclinés, caractérisent en effet le terrain cristallophyllien du Valle del Bitto.

Nous n'insisterons pas sur les détails, et nous nous occuperons plutôt de la tectonique du Valle del Bitto dans son ensemble.

Nous avons déjà attiré l'attention sur les grandes difficultés rencontrées au cours de l'étude d'un terrain cristallophyllien et spécialement lorsque nous voulons nous faire une idée de la genèse de la tectonique. Pour étudier la tectonique d'un terrain on a recours surtout à l'étude de la foliation. Il fallut par conséquent faire sur le terrain un grand nombre de mensurations de celle-ci. On en trouve un aperçu sur la carte de la foliation (fig. 2). En étudiant cette carte nous constatons une variété vraiment frappante des inclinaisons et des directions. La fig. 3 nous en donne une image encore plus nette. Cette figure représente la route de Morbegno à Bema, qui, après le pont sur le Bitto, n'est mise en carte que jusqu'à la première courbe, d'où elle va montant graduellement en lacets. Elle fut relevée au moyen de la boussole et à la marche, opération au cours de laquelle on nota avec soin l'inclinaison, la direction et la nature de la roche. La figure 4 nous montre une section N-S à travers cette zone. Nous distinguons nettement la grande variété d'inclinaison et de direction. Cependant cette variation se trouve être après coup, être moins irrégulière qu'elle ne le paraissait à première vue. Ceci nous est apparu après que nous ayons groupé les mensurations des foliations, ce qui dans la fig. 2 est indiqué par les lignes pointillées. Il ressort de cette figure que nous pouvons distinguer plusieurs directions principales dans lesquelles s'inclinent les plans de foliation. Elles sont :

1. Le sens de l'inclinaison $310\text{ E}/60^{\circ}-80^{\circ}$. Ce sens domine dans la partie Est. Vers le sud-ouest l'inclinaison devient $310^{\circ}-340^{\circ}\text{ E}/30^{\circ}-40^{\circ}$.

2. Le sens de l'inclinaison $40^{\circ}\text{ E}/70^{\circ}$. Ce sens présente une séparation très nette d'avec le précédent, et se rencontre dans la partie centrale du terrain, jusqu'à Nasuncio. Dans la partie sud ce sens se change en $10^{\circ}-30^{\circ}\text{ E}/60^{\circ}$. Plus à l'ouest apparaît un sens nouveau, mais coupé continuellement par le sens $40^{\circ}\text{ E}/70^{\circ}$. Au sud-Est du Melasc ce sens réapparaît.

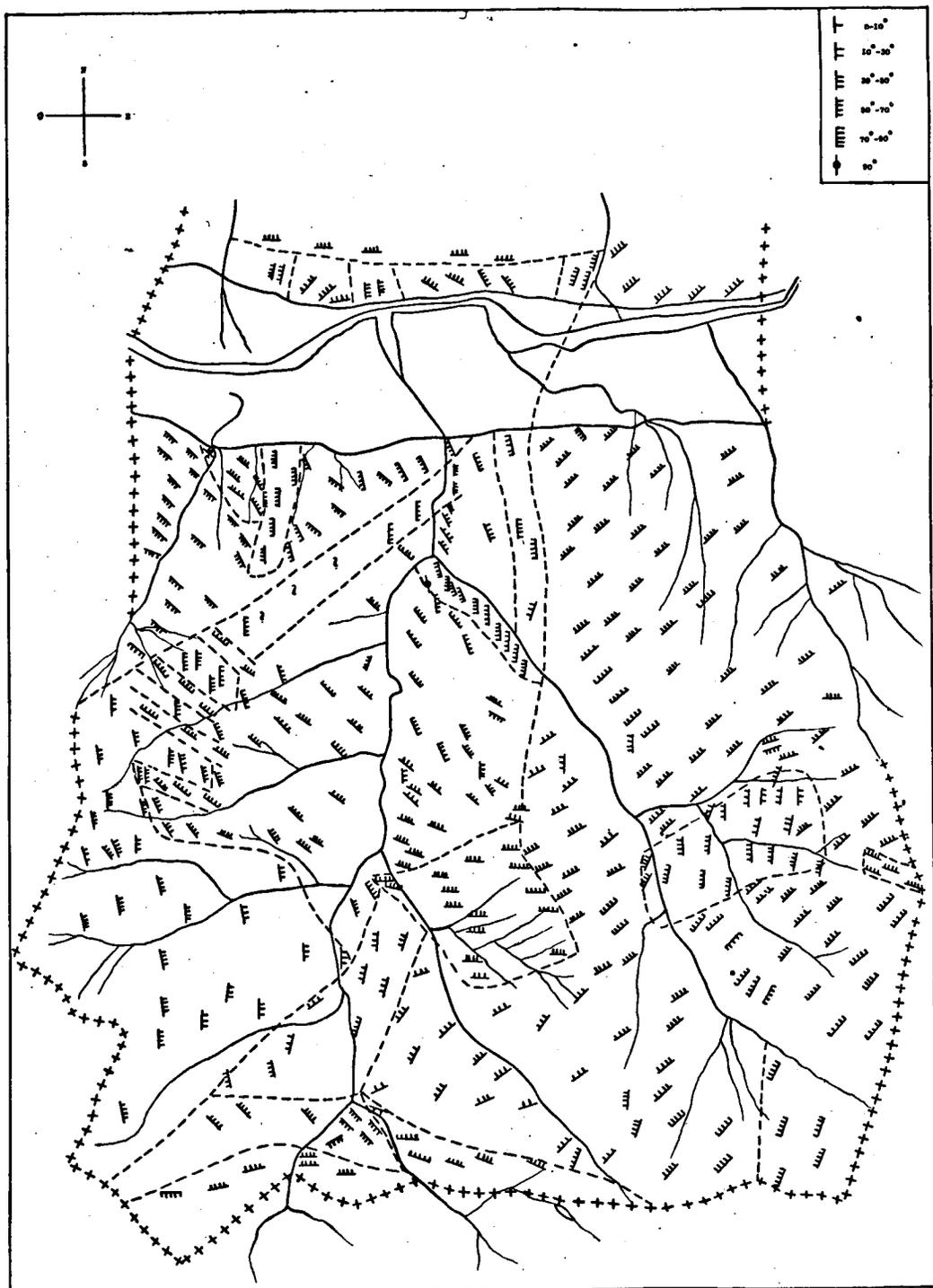


Fig. 2.

Carte du sens de l'inclinaison de la foliation dans les Valle del Bitto di Albaredo et di Gerola.

3. Le sens de l'inclinaison 70° — 90° E/ 40° — 70° . Cette zone atteint sa plus grande largeur entre le Pzo. Melasc et le M. Combana, se rétrécit ensuite, pour n'être plus que des minces bandes entre les écailles de gneiss chiari. Les gneiss chiari pénètrent dans cette foliation (70° — 90° E) de façon nettement digitiforme. Ce dernier sens (70° — 90° E) continue probablement plus loin au nord-Est, traverse le Bitto et se montre encore une dernière fois sur l'autre rive.

4. Le sens de l'inclinaison 270° E. Ce sens-ci se rencontre dans une zone étroite allant de Nasuncio à Gerola, et sous la forme des sens 280° — 290° E, se changeant plus au sud en 250° E. Près de l'écaille de gneiss chiari de Scigorella on trouve une bande présentant le sens 250° — 270° E. On le trouve encore à la hauteur de Bema, longeant le Bitto di Albaredo dans le sens 240° — 280° E/ 70° , puis encore une large bande dans le sens 270° — 280° E/ 60° — 70° , près du Rio di Lago et qui continue jusqu'au bord ouest du Bitto di Albaredo et enfin encore près du Passo San Marco, dans le sens 285° E/ 75° .

5. Le sens de l'inclinaison N/ 60° . On le rencontre sur une surface à peu près carrée entre l'A. Dosso Cavallo et les Prati della Brusada. Il se trouve délimité à l'Est approximativement par la crête du M. Berro et continue jusqu'au Pzo. Berro, alors qu'à l'ouest près de Nasuncio une mince bande se trouve encore de l'autre côté du Bomino.

6. Le sens de l'inclinaison 220° E. Ce sens-ci forme une large bande au nord-ouest. Les deux filons septentrionaux de gneiss chiari, changent de sens sur le versant nord du M. Olano, en quittant le sens 40° E, pour aboutir progressivement au sens 220° E, et coupent, en ce faisant, toute la zone du sens 90° E. Dans le massif des gneiss chiari de Cosio nous rencontrons le phénomène curieux que la partie nord-Est a un sens 40° E, et la partie sud-ouest un sens 220° E. Vers le nord-est la zone 220° E se change en un sens 240° E, pour terminer un peu à l'Est de Morbegno. Nous rencontrons encore une bande inattendue au sud de Gerola, entre le Valle della Pietra et le Valle di Pescegallo.

Nous insistons encore une fois sur le fait, que lorsque nous parlons du sens, nous voulons dire la direction dans laquelle s'incline le plan de la foliation, mais non pas la direction de la foliation elle-même.

Sur le versant nord de la vallée de l'Adda, le terrain affleure très mal, à cause du grand nombre de vignobles. Le nombre des mensurations de foliations est, par conséquent, bien moindre. Nous pouvons dire cependant, que, d'une façon générale, on trouve en allant de l'Est à l'ouest, un sens de l'inclinaison variant de 310° E à 290° E, puis à 20° — 60° E, à 70° — 80° E, à 310° — 340° E et à 295° E. Plus haut cette variation diminue, jusqu'à ce que nous ayons à peu près partout une inclinaison N., ce qui indique la proximité de la faille insubre. Sur la limite de la faille orobique nous trouvons de l'Est à l'ouest les sens d'inclinaison 340° E, N, et 10° E.

Les transitions entre les directions de la foliation semblent avoir lieu assez rapidement. La transition de 40° E à N près des Prati della Brusada constitue une exception à cette règle: Le sens 40° E change

en un sens 10° — 30° E, puis en 5° E, et enfin en N. La transition du sens 310° E au sens N est par contre très abrupte. Alors que sur le versant Est du M. Berro nous trouvons encore le sens 310° E, on trouve le sens N déjà directement de l'autre côté. La transition de 40° E à 310° E est bien progressive, mais, la transition en éventail, que nous rencontrons aussi ici, et qui rend la transition possible, est réduite à une bande très étroite. Elle va de la façon suivante: 40° E— 60° E— 80° E—transition très rapide— 90° E— 270° E— 310° E.

Pour finir nous voulons relever encore quelques anomalies locales.

Sur la route d'Albaredo à Dosso Chierico par exemple, nous voyons bien partout l'inclinaison 310° E, mais, par ci par là, nous trouvons tout-à-coup l'inclinaison 270° E. Ceci peut être en relation avec la zone d'inclinaison 270° E près de Bema. Mais dans la zone d'inclinaison 270° E près du Rio Lago nous rencontrons quelquefois aussi l'inclinaison 300° E, alors que le long d'une petite faille locale, près de Ca. Bianca p. ex., nous trouvons un renversement de l'inclinaison de 270° E en 80° — 90° E. La transition 270° E— 310° E se fait ici assez brusquement via 280° E— 295° E.

Nous avons déjà signalé plus haut que la foliation des gneiss chiari est toujours parallèle à celle de la roche encaissante. Cependant, à quelque distance du contact, la foliation peut dévier considérablement, ce que nous pouvons voir aisément à l'inclinaison 90° E, qui se présente entre les filons de gneiss chiari de l'ouest. Si nous voulons tenter d'expliquer ces divers phénomènes, il ne nous faut pas perdre de vue un certain nombre d'observations stratigraphiques, qui sont:

1. La genèse de la foliation remonte à l'âge Carbonifère ou plus haut.
2. Les gneiss chiari doivent avoir été intrudés à la fin du Carbonifère.
3. La foliation des gneiss chiari et des autres roches doit être d'une origine déjà prépermienne.

4. La perforation digitiforme des gneiss chiari, inclinée en 40° E dans la foliation inclinée en 90° E, la non-continuation des gneiss chiari vers l'ouest, et l'adaptation de la foliation des gneiss chiari de l'ouest à l'inclinaison 90° E, tout cela indique que l'inclinaison en 90° E de foliation, doit être plus ancienne que l'inclinaison en 40° E. La non-adaptation des zones marginales nord et sud des gneiss chiari à la foliation en 90° E est la conséquence des zones de failles qui inclinent justement en 40° E. Les minces bandes inclinées en 90° E entre les gneiss chiari doivent donc être considérées comme une foliation de reliquat.

5. Les failles nord-ouest—sud-Est le long desquelles les gneiss chiari ont intrudé, doivent donc avoir pris naissance après la foliation en 90° E, mais avant la foliation en 40° E.

6. La présence de la même foliation, inclinée en 40° E, dans les gneiss chiari près de Cosio indique une genèse simultanée de ce massif de gneiss chiari et des filons plus au sud. Vu qu'au bord sud-ouest de ce même massif on rencontre une foliation inclinée en 220° E, la genèse

de celle-ci aura eu lieu en même temps que celle de la foliation inclinée en 40° E.

7. La proximité des gneiss chiari de Scigorella fait supposer une genèse à peu près simultanée de ceux-ci et des gneiss chiari de Cosio. Autrement dit, les failles inclinées en 270° E doivent être à peu près aussi anciennes que les failles inclinées en 40° E. Mais voilà que nous trouvons à l'ouest du terrain une faille renservée inclinée en 90° E, contre laquelle les filons de gneiss chiari viennent se buter. Ceci pourrait éventuellement indiquer, que les failles inclinées en 270° E, comme celles inclinées en 90° E, sont plus anciennes que celles iclinées en 40° E.

8. La présence de gneiss chiari, le long de parties considérables de la faille orobique actuelle comme le long de la faille insubre, combinée au fait que les gneiss chiari sont d'origine prépermienne, indique qu'à l'époque prépermienne les deux zones de failles actuelles étaient déjà présentes dans les grandes lignes. Au cours du plissement alpin ces zones de failles furent réouvertes, quoique les failles actuelles ne concordent pas nécessairement partout avec les lignes des failles pré-permiennes¹⁾. Il résulte de ce qui précède, qu'en même temps que celle des failles nord-ouest—sud-Est eut lieu une très forte formation de failles dans le sens Est-ouest, ce qui paraît d'autant plus probable par la présence de tuffoides basales dans les failles de cette sorte aux alentours de Fli. Valburga.

9. Les zones de failles inclinées en 310° E, sont très certainement d'origine alpine vu les sédiments enserrés tout au long du charrige dit de „Laghi di Poreile”, de WENNEKERS (152), et la présence de Fiorarogneiss intrudés. Plusieurs phénomènes cependant plaident en faveur d'une origine hercynienne, indépendamment du fait, que nous constatons plutôt une réouverture presque générale des failles hercyniennes dans le cristallophyllien et non une formation alpine toute nouvelle. Le premier argument en faveur d'une origine hercynienne est qu'aucune des failles ne continue dans la partie occidentale du terrain, inclinée en 40° E. Les deux régions présentent une séparation très nette. Les inclinaisons sont presque perpendiculaires l'une à l'autre. Le second argument est le fait curieux que l'inclinaison en 310° E se trouve aussi sur le versant nord de la Valteline, ce qui fait que les barrières proches de la faille orobique, comme les gneiss chiari, ne peuvent guère avoir exercé d'influence. Sur le versant nord aussi, nous voyons le renversement brusque en une inclinaison en 60° E. Comme troisième argument les plissements près de Campo Erbolo indiquent également une genèse hercynienne, comme nous le verrons plus tard.

Mais l'argument principal est, que sous le „Culmine di Dazio” se trouvent aussi des gneiss chiari, qui, en considération de la foliation, doivent avoir été intrudé le long d'une faille inclinée en 310° E. Le fait que l'intrusion n'a pu atteindre la surface qu'à peine, indiquerait une formation moins accentuée de failles inclinées en 310° E, que celle

¹⁾ Nous rencontrons des exemples de ces failles réouvertes dans diverses contrées de l'Europe, en Thuringe p. ex., alors que la Fennoskandia nous fournit un exemple d'un territoire où les mêmes failles ont subi deux orogènes ou plus.

des failles inclinées en 40° E. Le tout ensemble rend probable, que les deux inclinaisons 40° E et 310° E aient été engendrées à peu près simultanément.

D'un autre côté, l'absence d'intrusions dans la partie Est du terrain contrairement à la partie ouest, semble indiquer que la formation de failles inclinées en 310° E ne doit pas avoir été très accentuée.

10. Pour terminer, nous devons tenir compte de la distribution des roches dans les sens nord-sud et Est-ouest, si nous voulons chercher une explication aux phénomènes tectoniques dans le Valle del Bitto.

Dans le chapitre de la stratigraphie nous avons déjà mentionné que les phyllades et les gneiss riches en Al_2O_3 sont, au sud-Est et à l'ouest, les formations les plus anciennes, alors que, en allant du sud au nord, nous rencontrons des roches probablement de plus en plus jeunes.

Essayons maintenant de grouper toutes ces données en un schéma logique. D'innombrables difficultés nous empêchent de nous faire une idée exacte de la genèse de ce territoire. Considérons maintenant les coupes longitudinales et transversales, ces dernières surtout. Elles nous tenteraient à première vue de conclure immédiatement à une structure anticlinale et synclinale. La réalité en est loin. La disparition brusque de synclinaux nets de l'un à l'autre de deux profils voisins, nous indique immédiatement, que l'on ne peut conclure, en partant de ces coupes, à un phénomène normal de plissement.

Ces coupes en effet ne représentent pas des profils de stratification, mais purement des profils de foliation. Dans une coupe Est-ouest, les foliations inclinées en 40° E et en 310° E, donneront lieu à un synclinal apparent. En réalité cependant l'axe de ce synclinal ne représente pas la ligne d'intersection des deux plans de foliation. Cette ligne d'intersection plonge en réalité sous un angle de 60° — 70° . Ceci est la raison pour laquelle on ne trouve pas dans les coupes les prolongements que l'on serait tenté de dessiner. Les lignes des coupes indiquent uniquement les variations de la foliation, mais deviendraient trompeuses si nous voulions sans plus en déduire la tectonique. L'on ne saurait par conséquent trop recommander de tenir compte de ceci lors de la mise en carte d'autres terrains cristallophylliens. Si nous comparons nos coupes à celles, que CORNELIUS et d'autres ont faites de la zone cristallophyllienne septentrionale, nous sommes frappés de la grande similitude apparente, qui existe entre les deux terrains. Les mises en carte des terrains septentrionaux cependant, sont souvent basées sur de simples traversées, et, eu égard à ce qui précède, il est clair que nous serions rapidement enclins à conclure à une structure synclinale normale. Sans vouloir mettre en doute l'exactitude de ces sections des terrains septentrionaux, je pense ne pas devoir considérer comme exclu, que des mises en carte détaillées pourraient nous fournir des données toutes différentes concernant la structure de ces terrains. Si donc les coupes ne nous donnent pas d'images exactes, il nous faudra recourir à la carte des sens d'inclinaison des foliations. En cherchant une explication, il nous faudra envisager plusieurs possibilités. Nous verrons alors qu'aucun des cas précédents ne peut être appliqué, et qu'il nous faudra utiliser

une autre méthode. Toutefois, avant de commencer cela, nous nous demanderons comment la foliation prend naissance, et ce qu'elle nous apprend au sujet de la structure géologique d'un terrain cristallophyllien.

En étudiant la question de l'origine de la foliation, il nous faudra distinguer très nettement entre la foliation telle qu'elle se présente dans les roches ortho- ou paramétamorphiques.

A. LA FOLIATION DANS LES ROCHES ORTHOMÉTAMORPHIQUES.

Pendant la solidification d'un magma il y a deux manières possibles, suivant lesquelles une foliation peut se former. Tout d'abord par les phénomènes de pression causés par la solidification du magma et les mouvements simultanés à l'intérieur. En second lieu par les forces tectoniques de pression qui accompagnent l'intrusion.

Dans le premier cas les minéraux déjà solidifiés peuvent être brisés, et, par suite des forces de pression, donner lieu à une texture parallèle; ce sont les *phénomènes protoclastiques de W. C. Brögger*. Les minéraux peuvent aussi, au cours de la solidification, s'adapter aux mouvements du magma: dans ce cas ont lieu les *phénomènes dits „protoblastiques” de M. Weber*.

Dans les cas où l'intrusion est accompagnée de forces tectoniques de pression, on parle, à l'instar de E. WEINSCHENK, de *piézocrystallisation*.

Ici aussi une texture parallèle se produit, mais elle peut avoir lieu simultanément avec la cristallisation du magma, ou peu après la solidification de celui-ci. Selon TAMMANN la plasticité d'une matière augmente considérablement à proximité de son point de fusion. Ceci fait, que pendant un temps très court après la coagulation, les minéraux peuvent encore être déformés plastiquement. Ce sont les *phénomènes protoplastiques de W. Salomon*. Les gneiss chiari et les Fiorarogneiss nous fournissent un exemple de ces phénomènes, qu'on trouve, à ce qu'il paraît, dans d'autres contrées aussi. En notre cas nous voyons se passer ce qui se passe aussi chez les gneiss chiari, c'est que la foliation de la roche éruptive s'adapte toujours à celle de la roche encaissante.

Per GEYER (39) écrit p. ex. en parlant de la Suède centrale, que les divers granites intrudés au cours de l'époque archéenne dans la formation de la Leptite, présentent toujours une foliation adaptée soit à la stratification, soit à la foliation de la Leptite.

H. W. TURNER trouva la même chose dans les Cordillères américaines.

W. LINDGREN (83) le fit voir pour ce qu'on appelle le „Californian Gold Belt”, alors que G. STEINMANN (132) en fit autant dans les granodiorites tertiaires des Cordillères du Pérou, à savoir là où les granites percent les sédiments mésozoïques.

Dans la tonalite du Riesenferner, LÖWL et BECKE (88) ont signalé, en 1893 déjà le parallélisme des deux foliations, de la tonalite et de la roche encaissante. Nous y assistons en outre au phénomène curieux, que la foliation y décrit une courbe en forme de coupole. Un phénomène analogue se rencontre à Cosio, où les gneiss chiari du nord s'inclinent en 40°—50° E, au sud-ouest en 220° E, et au bord Est de façon

très variée en 50° — 90° E ou 270° E. De même dans les massifs de gneiss chiari vers l'Est du groupe de Corno Stella, on trouve selon les communications de Dozy, le même changement de direction et adaptation simultanée de la foliation.

Il se peut que l'explication des différentes foliations trouvées dans les roches ortho-métamorphiques dans le Valle del Bitto soit la suivante: La foliation en 90° E des parties occidentales des filons de gneiss chiari près du M. Olano, fut produite par des phénomènes en partie protoblastiques, mais en partie protoclastiques aussi. La foliation en 40° E. et en 120° E fut engendrée probablement de la même manière par le travail des granites poussant vers le haut, et se foliaçant parallèlement au toit en coupole. Mais, comme nous le verrons tout-de-suite, des forces tectoniques jouèrent aussi un rôle dans ce processus, quoique se bornant à renforcer la foliation déjà primairement présente. Cependant, la foliation en 40° E des filons de gneiss chiari, comme celle en 310° E des Fiorarogneiss, doit avoir eu une origine tectonique, vu le rapport existant entre le plan de faille et la foliation. Il est malheureusement difficile de se rendre compte lequel était prépondérant des phénomènes protoplastiques, ou de la foliation pendant la solidification, quoique le rapport avec les plans de failles indiquerait plutôt une foliation du magma déjà presque solidifié. L'autre phénomène aura probablement eu lieu aussi, mais de façon moins accentuée.

B. LA FOLIATION DANS LES ROCHES PARAMETAMORPHIQUES.

D'une des lois principales de la géologie, la „loi du moindre effort”, il résulte, que lors des métamorphismes ce seront toujours les textures et les minéraux nécessitant un minimum de travail, qui se produiront.

De cette loi fondamentale découlent:

1. La „loi des volumes” de la formation des minéraux, qui est universellement connue.
2. La règle de B. SANDER, qui nous apprend, que toute inhomogénéité mécanique a une influence dirigeante déviatrice sur une texture en formation. Autrement dit: la texture s'adapte aux barrières. En suivant cette règle, la stratification et la foliation coïncideront souvent en partie ou entièrement.
3. La présence de surfaces de glissement ou de plans de glissement éventuel, régissent le métamorphisme de dislocation.

Attendu que les minéraux tendent toujours à placer leur plus grand axe parallèle à ces plans, il y aura en général une relation étroite entre la foliation de cristallisation et les surfaces de glissement. Cette règle est déjà connue de longue date sous le nom de „*principe de Sander et de Schmidt*”.

Seulement, dans les cas où les surfaces de glissement se seront fait difficilement sentir, la foliation donnera la représentation des principales forces de pression. Ceci n'arrive que rarement, et dans la cata-zone seulement. Le principe de SANDER et de SCHMIDT est d'habitude pré-

pondérant dans la méso-zone et dans l'épi-zone. NIGGLI signale à bon droit, que la foliation mylonitique est une des plus belles preuves de ce principe.

Pour voir comment sont situés les plans de glissement éventuel, il nous faut étudier l'ellipsoïde du changement de forme („Strainellipsoid”).

A ce sujet nous serons brefs, car les ouvrages de LEITCH (82), SANDER (115) et SCHMIDT (116) y consacrent des études détaillées. Nous nous contenterons de relever quelques propriétés importantes, dont nous aurons immédiatement besoin pour expliquer la genèse de la variation de la foliation dans le Valle del Bitto. Certains plans dans l'ellipsoïde du changement de forme se caractérisent par des forces maximales de glissement éventuel. Dans l'ellipsoïde de changement de forme nous voyons toujours paraître deux de ces plans, placés à l'origine perpendiculairement l'un à l'autre. Ils traversent l'axe moyen et partagent en deux l'angle entre l'axe le plus petit et l'axe le plus grand. Cependant l'angle entre le plan de glissement principal et le plus petit axe de l'ellipsoïde du changement de forme est inférieur à 45° , par suite de la friction interne. Cet angle peut éventuellement dépasser 45° . Les divers facteurs, qui provoquent les variations ont été en partie expérimentalement déterminés. En effet il paraît que:

1. Chez les roches très cassantes, l'angle est parfois sensiblement inférieur à 45° .
2. Chez des matériaux peu cassants, l'angle est parfois de beaucoup supérieur à 45° .
3. A grande profondeur, l'angle augmente par suite de pression omnilatérale.

Alors que les deux plans principaux de glissement éventuel sont d'une importance égale dans les cas de changement de forme non-rotatoire, un de ces deux plans se trouvera avantaagé dans les cas de changement de forme rotatoire: ce sera celui des deux plans qui se trouvera le plus proche de la parallèle à la tension maxima. Nous tirons des arguments en faveur de ceci, des recherches faites sur des métaux laminés, qui ne présentent d'habitude qu'un seul plan de glissement développé. D'ailleurs, dès qu'un de ces plans de glissement est constitué, il empêche le développement normal des autres. Nous laisserons maintenant de côté les considérations théoriques et nous allons voir, ce que l'étude sur le terrain nous a fourni de résultats, propres à nous donner une notion plus claire sur la tectonique d'un terrain cristallophyllien. Indépendamment des recherches faites par B. SANDER, P. NIGGLI, W. SCHMIDT, et d'autres, je voudrais signaler quelques recherches de ces dernières années, à savoir: celles de A. BORN (10), celles de G. FISCHER (36), de H. SCHOLZ (117) et de L. RÜGER (111).

De ces recherches il ressort ce qui suit:

1. Selon BORN, la „Druckschieferung” est en général plus récente que le plissement, vu que cette foliation coupe souvent les plis. Mais selon FISCHER la foliation et le plissement auraient été engendrés simultanément, en vertu de la relation entre la foliation et les flancs anti-

clinaux et synclinaux, qu'il put démontrer dans le sud et dans l'Est du Harz. D'une façon générale cependant, la genèse simultanée de la foliation n'est pas davantage obligatoire en ce second cas, vu que les surfaces de glissement ne commencent à se manifester nettement qu'un certain temps après que la déformation ait commencé. En général ce processus de foliation sera plus ancien que celui d'une foliation qui coupe le plissement.

2a. Dans un pli principal on rencontre souvent un grand nombre de petits plis, appelés „Stauchfalten". Dans le pli principal, de divers petits plans de glissement se trouvent parallèlement aux flancs médians de ces petits plis secondaires. Etant donné que les axes de ces plis convergent vers la crête anticlinale et divergent vers le synclinal, les surfaces de glissement comme les plans de foliation, convergeront en anticlinaux vers le haut, en synclinaux ils divergeront vers le haut et convergeront vers le bas. BORN appelle ces axes variant du nom de „Umkipungsachsen". FISCHER indique la foliation qui en résulte par le nom „Stauchungsschieferung".

b. Au lieu d'une foliation convergente de cette sorte, BORN en trouva souvent une parallèle au plan axial du pli.

c. On trouve souvent, traversant la „Stauchungsschieferung", une foliation plus récente, la „Gleitbrettschieferung" de FISCHER.

Le Valle del Bitto ne nous fournit pas l'occasion de contrôler les phénomènes mentionnés ci-dessus, vu que les plissements sont presque complètement absents. Mais ces phénomènes peuvent néanmoins nous fournir à leur tour un moyen possible de trouver une explication logique aux différents phénomènes de foliation.

Considérons maintenant de plus près les phénomènes de plissement du Valle del Bitto. Au-dessus de Campo Erbolo, à environ 1000 m. d'altitude, nous trouvons des plis dans les gneiss-à-feldspath-alcalin riches en grenats. Ces plis sont formés de couches alternantes finement et grossièrement ocellées. L'érosion ayant provoqué plusieurs glissements de terrain, il ne fut pas possible de déterminer l'inclinaison exacte de ces plis. Un autre exemple nous est donné par les plis au-dessus de Lavaggiolo, qui inclinent à peu près en 95° E. Ce sont des plis à plis-failles très compliqués. Les couches se composent ici alternativement de zones de gneiss grenatifères à quartzites-à-gneiss plus ou moins riches ou pauvres en mica. Là, comme à Campo Erbolo, l'amplitude du plissement ne dépassé guère les 10 m. On rencontre des plis analogues dans le nord du Val Bomino, quoique moins nets, et surtout sur le versant Est, en dessous de la crête du M. Berro. Le fait, que le plissement soit si net, doit être attribué à l'alternance de couches plus ou moins plastiques, respectivement des couches plus finement et plus grossièrement ocellées de gneiss-à-feldspath-alcalin et de gneiss grenatifère à quartzite-à-gneiss, riches et pauvres en mica. L'origine du plissement peut dépendre de deux causes. L'une peut être la proximité de plans de failles, dans l'autre cas on constate un phénomène de plissement normal. Le plissement près de Campo Erbolo, fut probablement provoqué par des failles renversées, venant du nord-ouest. Il en est de même dans

le Val Bomino. Le plissement très beau à l'ouest près de Laveggiolo et ailleurs, peut être considéré comme un plissement normal, quoique une formation de failles pourrait bien y avoir joué un rôle. Pour ma part je considérerais plus volontiers ce plissement comme en étant un secondaire, faisant partie d'un phénomène de plissement plus grand. Comme nous le verrons tout-de-suite, les failles se produisent souvent plus tard seulement. La grande faille renversée à l'ouest fut la conséquence d'un grand nombre de petites failles, engendrées à leur tour après le plissement secondaire. Il nous faudrait donc considérer ce dernier comme une sorte de „Stauchfaltung" en plus grand. Le mécanisme est semblable dans les deux cas. Nous pouvons tirer de ce qui précède quelques conclusions concernant l'âge de ces plissements. Celui de Campo Erbolo se produisit probablement après de feldspathisation des roches de Morbegno et après la formation des failles dans cette partie orientale du terrain. Il eut lieu au cours de la foliation du cristallophyllien, mais le métamorphisme ne peut pas encore avoir été bien fort. Tout ceci rend une origine hercynienne la plus probable, mais place en même temps la formation des failles inclinées en 310° E dans une période préalpine. De même le plissement près de Laveggiolo se produisit probablement pendant une période, au cours de laquelle les roches n'étaient pas encore métamorphosées et consolidées, au point de rendre un plissement impossible.

Avant de revenir maintenant à la question de savoir quelle a été la genèse du Valle del Bitto, il nous faut voir encore, comment les zones de failles se sont produites, attendu que cet élément tectonique joue aussi un rôle important dans le Valle del Bitto. Nous commencerons par étudier la formation de failles dans les corps homogènes, puis dans les corps non-homogènes.

A. LA FORMATION DE FAILLES DANS LES CORPS HOMOGÈNES.

La naissance de failles nécessite toujours une extension. Celle-ci peut être primaire, ou secondaire comme conséquence de pression. Le second cas seul nous intéresse, et nous ne considérerons donc pas ici la formation de failles par suite de forces extensives, qui sont toujours perpendiculaires au sens de la pression, mais nous étudierons uniquement la formation de failles, qui suit des plans de glissement éventuel. La formation de failles suivant des plans de glissement a lieu, lorsque les tensions le long des plans de glissement maximum dépassent la limite de résistance à la rupture. Nous pouvons distinguer maintenant trois possibilités :

a. Si la région qui subit la pression possédait déjà une ancienne structure plissée, les plans de glissement seront en majeure partie parallèles aux flancs des plis. Une force de pression perpendiculaire à l'axe du pli provoquera souvent un plissement secondaire parallèle aux flancs, jusqu'à ce que la limite de résistance à la rupture le long des plans de glissement convergents, soit dépassée. Les petits plans de foliation convergents, dont nous avons déjà parlé se transformeront alors en de petites failles. Elles ne se manifesteront d'habitude pas toutes,

mais concourront à former un plan de faille, sur la surface présentant la plus forte discontinuité.

b. S'il n'y a pas de structure plissée antérieure, ou si le sens de la pression est oblique par rapport à l'axe de l'ancien plissement, ou bien parallèle à celui-ci, les failles pourront se produire suivant les deux plans de plissement principaux dont nous avons déjà parlé. L'angle formé par le sens de la pression maxima et le sens du plan de glissement maximum peut varier entre 0° et 90° , selon que le changement de forme est rotatoire ou non. En ce dernier cas l'angle est de $\pm 45^\circ$. A. NADAI (1927) a démontré ces phénomènes expérimentalement.

c. Les expériences de RIEDEL et CLOOS ont démontré, qu'en même temps que les grandes failles d'extension, dites „Fiederspaltten”, des petites failles se produisent parfois dans les plans de glissement éventuel sous un angle de 12° à 17° avec le sens de la pression.

B. LA FORMATION DE FAILLES DANS LES CORPS NON-HOMOGÈNES.

Des non-homogénéités peuvent être occasionnées, en premier lieu, par la présence de roches différentes dans une même région: p. ex. des gneiss chiari et des Morbegnogneiss, ou des tuffoïdes basales dans les gneiss grenatifères à quartzites-à-gneiss. Mais ces non-homogénéités peuvent se présenter aussi dans une même roche, en raison de variations de composition chimique, de structure, etc.. Il est clair que ces non-homogénéités peuvent provoquer des anomalies considérables des phénomènes mentionnés plus haut. Un fait remarquable, rencontré en bien des endroits dans les contacts des gneiss chiari, est que les plans de faille se produisent souvent, non exactement sur la limite séparant deux roches, mais toujours à peu de distance à côté de celle-ci. Nous devons attribuer ce phénomène probablement au fait, que si la variété des roches est la cause directe d'un plan de discontinuité, le contact se trouve souvent trop solidement établi, pour être rompu, mais qu'à côté, la limite de résistance à la pression peut fréquemment être dépassée.

Nous terminons ici nos considérations théoriques et nous essayerons à l'aide des résultats obtenus, de trouver une explication plausible aux multiples phénomènes de failles et de foliations dans le Valle del Bitto. Nous nous sommes à dessein étendus un peu sur la partie théorique de la question, parce qu'on lit souvent dans les publications sur des recherches de foliation que, à côté de la direction principale il s'en présente encore d'autres, qui seront vraisemblablement sans importance, vu qu'un rapport direct n'avait pu être établi. Je crois plutôt, que dans beaucoup de cas analogues, il serait possible, à l'aide des phénomènes décrits jusqu'à maintenant, de parvenir à une explication logique plausible. Le fait que nous ayons rencontré dans le Valle del Bitto une foliation croisée n'est pas rare, comme nous pouvons le constater en comparant avec beaucoup d'autres territoires. Des filons éruptifs aussi présentent de tels croisements¹⁾. Voyons maintenant la carte des folia-

¹⁾ H. H. SUTER (136) trouva ainsi en 1924 dans la Forêt-Noire, que les directions des filons de lamprophyre, peuvent toutes se réduire à deux maxima, placés symétriquement par rapport aux sens de la pression.

tions et essayons d'en trouver une explication, provisoirement pour les foliations inclinées en 40° E et 310° E seulement. A mon avis, les seules explications possibles sont les suivantes :

1. L'admission d'une structure synclinal.

Nous avons déjà relevé que là où la foliation converge en un anticlinal et un synclinal, respectivement vers la crête et vers le fond, nous serions réduits à admettre un plissement autour d'un axe plongeant sous un angle de 60° à 70° . Quoiqu'un plissement autour d'un axe approximativement vertical serait possible, il est pourtant curieux qu'un tel phénomène en plus petit n'est connu que dans la tectonique des gisements salins. En grand, nous ne connaissons ce mécanisme que dans les nappes pennines, mais ce cas là appartient aussi aux exceptions. Il paraît impossible d'expliquer les autres foliations au moyen de ce phénomène. Nous n'indiquons que la pénétration digitiforme de la foliation inclinée en 40° E dans celle inclinée en 90° E, la transition de la foliation en 40° E en celle en 220° E, etc.. Cela nous mènerait trop loin de réfuter une à une toutes ces objections, qui en outre vont de soi.

2. L'admission de forces agissant à peu près simultanément dans les sens N. E.—S. O. et N. O.—S. E.

Dans ce cas il est incompréhensible, pourquoi les foliations inclinées en 40° E et 310° E sont si nettement délimitées entre elles. Quoique nous ayons des preuves suffisantes de l'activité simultanée de forces agissant au cours de la même orogénèse dans les sens N.—S. et E.—O., il n'est pas aisé à comprendre comment, à moins d'admettre des résistances, des forces peuvent agir simultanément dans les sens N.E.—S.O. et N.O.—S.E. Nous voici arrivés en même temps à la troisième possibilité.

3. L'admission de barrières exerçant des résistances inégales.

Nous avons vu que, selon la règle de SANDER, la foliation s'adapte réellement aux non-homogénéités, et donc aussi aux culminations et aux dépressions dans le sous-sol. Les foliations inclinées en 40° E. et 310° E nécessitent donc une dépression. La transition assez abrupte s'expliquerait alors par deux barrières nettement indépendantes l'une de l'autre. Nous ne trouvons rien cependant d'une foliation contournante, ni d'une foliation tout-à-fait parallèle à la dépression. Nous n'avons d'ailleurs fait que déplacer la difficulté, car quoiqu'il doive y avoir un rapport entre la foliation inclinée en 40° E et les filons de gneiss chiari, la question subsiste néanmoins: pourquoi ces filons se sont-ils tous formés avec une inclinaison en 40° E, alors que, au cours de la même période, l'inclinaison en 310° E doit avoir été également présente. Pour la foliation en 310° E il n'existe pas davantage d'indications de barrières à résistance inégale. Si donc la présence de barrières ne doit pas avoir été exclue, nous ne devons néanmoins pas trop nous laisser guider par cette supposition lorsqu'il s'agit de retrouver les causes primaires.

4. L'admission de ce qu'on appelle une „Fieder spaltstruktur”.

Si nous admettons un mouvement de la région Est par rapport à celle de l'ouest, et dans le sens nord-sud, il est possible en effet, qu'il se produise dans la région Est une zone de failles inclinées approximativement en 310° C. Cependant la région ouest doit s'être déplacée ensuite par rapport à la région Est, pour qu'une zone de failles inclinées en 40° E ait pu se produire, ou bien encore tout le Valle del Bitto doit s'être déplacé par rapport aux terrains environnants. Quoique nous ayons trouvé près du M. Verobbio et près de Bema des failles orientées à peu près dans un sens nord-sud, il nous fut impossible de repérer en quelque manière un grand plan de rejet, qui pourrait indiquer un mouvement de la région Est par rapport à celle de l'ouest. D'ailleurs un tel mécanisme ne nous explique pas encore une foliation inclinée en 90° E, ou le filon de gneiss chiari près de Scigorella, etc..

Comme seule possibilité qui nous reste, il nous faut considérer le mécanisme des plans de glissement. En admettant ceci nous nous heurtons à trois difficultés. Tout d'abord: Pourquoi les deux zones de failles ne se coupent-elles pas? Puis: Pourquoi la limite entre les inclinaisons en 40° E et en 310° E se produit-elle justement dans le Valle del Bitto? En troisième lieu: Pourquoi les gneiss chiari ne se trouvent-ils qu'à l'ouest seulement, autrement dit: Pourquoi la formation de failles a-t-elle été beaucoup plus prononcée là, que dans la région Est? A mon avis la réponse à ces questions peut s'énoncer comme suit: Pour que deux zones de plans de glissement aussi accentuées puissent se rencontrer en un endroit précis, il doit y avoir eu une raison particulière, la présence d'une ancienne structure plissée semble être la raison la plus probable.

Si la pression agit perpendiculairement à l'axe du plissement, il s'en suit, comme nous l'avons dit, une zone de failles orientées parallèlement à l'axe de plissement. Si maintenant la pression agit obliquement sur l'axe, ou bien si elle agit en sens parallèle, des failles transversales peuvent se produire également. Dans ce cas une force extérieure horizontale, agit sur une ellipsoïde de changement de forme déjà existante, de façon à ce que le plus petit axe de l'ellipsoïde soit perpendiculaire à l'axe de plissement, le plus grand axe de l'ellipsoïde coïncide alors avec ce dernier, et l'axe moyen y est vertical. En réalité nous avons affaire naturellement à une petite ellipsoïde de changement de forme en chaque point, mais celles-ci donnent comme résultante une ellipsoïde de tension, qui rend la structure de plissement. Les surfaces de glissement passent toujours par l'axe moyen et coupent en deux les angles formés par le plus grand et le plus petit axe. Par chaque point de l'axe de plissement il peut donc passer deux plans de faille verticaux, qui suivent respectivement une direction N.O.—S.E. et N.E.—S.O. dans le cas où l'axe de plissement suit une direction N.—S. Les plans de glissement tendront à s'adapter aux surfaces de glissement déjà existantes du plissement. A supposer, que nous ayons affaire à un

synclinal, les plans de glissement ont aussi cette forme, et selon le sens de la pression, les branches S.E. et S.O. des failles s'adapteront plus facilement que les branches N.E. et N.O., ou inversement. Dans le cas d'une pression venant du nord cette dernière éventualité se réalisera, de même que lorsque nous avons affaire à un anticlinal, avec une pression venant du sud.

Le cas que nous considérons peut encore être influencé par le fait que la pression n'agit pas horizontalement ou que l'axe de plissement plonge. La suite de ceci sera donc, que les branches d'un même plan de faille ou de glissement ne parviendront pas toutes deux à se développer. Les branches qui ont atteint leur plein développement ne sont pas non plus toutes deux équivalentes, attendu que la pression maxima et le plus petit axe de l'ellipsoïde de changement de forme ne coïncident pas, autrement dit : que nous avons affaire à un changement de forme rotatoire. Sont les mieux développés les plans placés dans un sens approximativement parallèle à celui de la pression. La formation primaire de ces plans empêche en même temps la formation d'autres grands plans de faille. Alors que le plan de faille, qui est presque perpendiculaire au sens de la pression, subit souvent encore de nouveau un charriage, qui le referme plus ou moins, les plans de faille orientés dans le sens de la pression permettront des mouvements en sens horizontal.

Si maintenant nous admettons pour le Valle del Bitto, un synclinal à axe dirigé dans un sens approximativement nord-sud, une pression venant du Nord à N.N.O. causera une zone de failles orientée dans les sens N.O.—S.E. et N.E.—S.O. ; nous avons pu constater que la zone de failles orientée dans le premier de ces deux sens est limitée à la moitié occidentale de la syncline, alors que la zone dirigée dans le second sens s'en tient à la moitié orientale. Nous devons donc attribuer ceci tout d'abord à la pression venant du nord, qui rend possible une adaptation aux plans de glissement synclinaux, mais surtout au fait que, allant vers le sud cette pression agit en remontant, par suite de la faille insubre probablement prépermienne. Ceci se trouve maintenant être en même temps la raison pour laquelle les plans de faille ne sont pas exactement verticaux mais présentent une forte inclinaison vers le nord. Comme les forces de pression étaient orientées plutôt en sens N.N.O.—S.S.E., mais l'axe de plissement au contraire probablement plutôt dans le sens N.N.E.—S.S.O., les plans de faille orientés dans le sens N.O.—S.E. se développèrent le mieux. C'est surtout le long de ces plans que la décharge de la pression rendit possible l'ascension du magma granatique. Il est à remarquer que les zones de failles croisées se trouvent effectivement dans le Valle del Bitto placées à peu près symétriquement par rapport à la direction nord—sud et font avec celle-ci un angle de 40°—50°, le tout conforme à la théorie. Des écarts du 45° peuvent être expliqués par les causes précédemment indiquées. L'inclinaison en 220° E est une conséquence conforme au principe de SANDER, de l'adaptation aux gneiss chiari intrudant plus tard.

Voyons maintenant jusqu'où notre supposition d'une structure synclinale repose sur une base réelle. A part l'indication mentionnée ci-dessus d'une structure plus ancienne, il nous est impossible de dire

d'une façon certaine quelle est réellement cette structure. Comme argument en faveur d'une structure synclinale et anclinale normale nous avons :

1. L'inclinaison de la foliation en 90° E à l'ouest et en 270° E à l'Est, ainsi que les preuves que cette foliation est plus ancienne que celle qui est inclinée en 40° E. Ceci indiquerait une foliation convergente en un synclinal.

2. Les petits plis dans la région de l'ouest indiquent une „Stauchfaltung”, prise comme phénomène de détail d'un phénomène de plissement plus grand.

3. En considération de la faille insubre, déjà présente probablement dans une période prépermienne, la pression venant du nord, combinée à la présence de la foliation inclinée en 40° E et 310° E, ne peut correspondre qu'avec un synclinal à axe dirigé du nord au sud, et non pas avec un anticlinal. Les foliations inclinées en 90° E et en 270° E sont en outre les seules qui entrent en considération pour une structure synclinale étant donné qu'elles se trouvent dans des zones parallèles, et non pas, comme les foliations inclinées en 40° E et en 220° E, dans le prolongement l'une de l'autre.

4. La succession stratigraphique s'accorde avec notre hypothèse. En effet, les roches les plus anciennes, c.-à-d. les sédiments avec le faciès le plus profond se trouvent le plus bas dans le profil normal. On les rencontre à l'Est et l'ouest, alors que les roches plus jeunes se trouvent situées entre deux.

5. Dans les autres territoires cristallophylliens aussi, au sud de la faille insubre, on trouve à côté de l'inclinaison vers le nord, etc., une foliation préalpine, distincte au dire de CORNELIUS, et qui montre une direction N—S. Cependant la foliation croisée, elle aussi, se rencontre souvent dans le cristallophyllien.

6. Si nous considérons la tectonique hercynienne générale des régions de l'Est, moins métamorphisées et donc mieux connues, situées au sud de la faille insubre, il est probable, qu'au cours du Carbonifère le cristallophyllien des Alpes Bergamasques doit avoir été d'une simple structure synclinale et anticlinale.

Nous allons essayer maintenant de donner un aperçu de la genèse possible du cristallophyllien dans le Valle del Bitto. Cependant je ne donne cette explication que sous toutes réserves. La partie du territoire étudiée en détail est en effet trop petite pour pouvoir indiquer la genèse d'une façon absolument certaine. En conséquence, l'aperçu qui va suivre, ne donnera donc rien d'autre que l'explication, momentanément la plus logique à mon avis, des données qui sont actuellement à notre disposition.

Pendant le Pré-Carbonifère et le Carbonifère inférieur le terrain s'est probablement trouvé recouvert d'une mer relativement peu profonde et à peu de distance d'une côte. Il se produisit une sédimentation d'argiles qui devinrent de plus en plus sableuses, pour se changer finalement en des sables, riches en argile. Pendant la sédimentation le

terrain s'affaissa lentement, de façon à ce que la formation d'un assez épais paquet de couches fut possible. Vers le commencement du Carbonifère cet affaissement se transforma probablement peu à peu en une ascension progressive. A la suite du plissement hercynien le terrain fut plissé et porté au-dessus du niveau de la mer. Les matériaux argileux se prêtèrent excellemment à la formation de plans de glissement, ce qui occasionna une légère foliation. Une force dirigée dans le sens E.—O. causa la structure synclinale ainsi que la première foliation. Sur l'emplacement du Valle del Bitto actuel, se produisit un grand synclinal à axe dirigé en un sens approximativement N.—S., et dans lequel une foliation convergente inclinée en 90° E et en 270° E se produisit à son tour. La pression croissante produisit dans la partie ouest des petits plis secondaires, et finit par dépasser la limite de résistance à la rupture. Des failles plus petites se produisirent, qui provoquèrent pour finir une grande faille renversée vers l'ouest. Mais dans le flanc Est du synclinal aussi quelques failles se produisirent déjà qui étaient inclinées en 270° E. Vers la fin du plissement hercynien, les forces dirigées du nord au sud commencèrent à jouer aussi un rôle important. Il est possible que la formation de la faille insubre fut régie en plus petit par le même mécanisme qui produisit, au cours du plissement alpin, la zone de failles actuelle. Il se peut que les chaînes orobiques aient sous-charrié les territoires cristallophylliens septentrionaux, ce qui occasionna la formation d'une longue zone de failles dirigée en sens est-ouest, et au long desquelles eurent lieu plusieurs intrusions, e. a. celle des gneiss chiari. Par suite de ce souscharriage des territoires méridionaux, respectivement surcharriage de ceux du nord, la résistance s'accrut tant, qu'un second souscharriage respectivement surcharriage, devint possible, mais beaucoup plus au sud cette fois. Ici aussi des roches granitiques intrudèrent, et se produisirent les commencements d'une zone de failles, qui causerait plus tard la faille, dite orobique, de Porro. La pression venant du nord fit se produire des deux côtés de l'axe synclinal des plans de glissement, faisant avec la direction nord un angle de 40° environ, dont, par suite de leur situation privilégiée, les plans inclinés en 40° E furent de la plus grande importance. Ainsi donc, la limite de résistance à la rupture se trouvant dépassée, on vit se produire surtout des failles inclinées en 40° E. Le long de celles-ci il y eut plusieurs intrusions de granite porphyrique. Au cours de la solidification elles s'adaptèrent à leurs plans-limites. En raison de ceci, la roche fut foliacée avec une inclinaison en 90° E à l'ouest, entre les limites des failles, mais sur les bords nords et suds suivant une inclinaison en 40° E. Ce dernier processus subit surtout l'influence de la pression continue venant du nord. C'est ainsi que se produisirent les limites rectilignes et pauvres en phénomènes de contact. Les roches encaissantes ne devenaient que plus quartzitiques et, parfois aussi, riches en amphibole. Près de Cosio un granite porphyrique intruda le long d'un ces plans de faille inclinée en 40° E. Mais ce granite porphyrique fit subir aux couches de roches une pression ascendante qui leur donna une forme de coupole. En même temps que ce granite porphyrique, un autre filon de gneiss chiari, probablement en relation avec le batholithe de Cosio.

intruda en suivant un plan le faille en sens N.—S. près de Scigorella. Plus à l'Est les failles ne furent pas suffisamment accusées, pour provoquer des intrusions renouvelées. Les régions occidentales avaient déjà fourni la décharge de pression nécessaire. Le granite solidifié à l'ouest en gneiss chiari, resta, plus à l'Est, confiné aux profondeurs. Les vapeurs riches en natron provoquèrent une feldspathisation dans les roches susjacentes, qui donna naissance aux gneiss de Morbegno, aux gneiss riches en Al_2O_3 , etc. Au S.—E. seulement le massif éruptif plongea suffisamment, pour que les phyllades fussent intégralement conservées. Dans le massif de Cosio, la foliation s'adapta au plafond en coupole, ce qui provoqua au S.O. une foliation inclinée en 220° E. Les sédiments circonvoisins adoptèrent aussi cette foliation. Les forces allant de l'Est à l'ouest donnèrent aux filons près de Scigorella une foliation inclinée en 270° E. Cette inclinaison fut probablement produite par la pression en réaction du massif de Cosio. C'est à cause de cela que nous voyons aussi du côté ouest une zone de failles, qui prouve le souscharriage du filon de Scigorella. La pression venant du nord fit souscharrier les gneiss chiari de Cosio aux sédiments plus au sud; au côté sud-ouest nous pouvons encore voir le plan de charriage.

Les failles inclinées en 310° E. ne se manifestèrent qu'après la formation des failles en 40° E. La foliation s'adapta alors à ce plan principal de glissement. C'est pourquoi dans la région des filons de gneiss chiari, la foliation inclinée en 40° E. se produisit partout, alors qu'à l'Est par contre, se fit la foliation inclinée en 310° E. Dans ces régions nous retrouvons encore souvent les foliations en reliquat, inclinées en 90° E. et en 270° E. Dans la zone de transition de la foliation inclinée en 40° E. en celle inclinée en 310° E., nous voyons une bande étroite présentant les foliations inclinées en 90° E. et en 270° E. En allant vers le sud la formation de failles alla s'ammoindrisant et la foliation croisée inclinée en 40° E. et en 310° E. s'effacèrent de même progressivement. Le long de la faille orobique on vit se former surtout des foliations inclinées vers le nord, alors que des réactions localisées, provoquèrent des anomalies dans la foliation. Plus au sud, la formation locale de petites failles en sens Est-ouest fut possible dans ce qui deviendrait plus tard le Valle del Bitto. Les tuffoïdes basales, que le plissement alpin compressa fortement plus tard, intrudèrent le long de plusieurs de ces cassures. La formation de ces roches constitue la fin du plissement hercynien et le commencement de la phase alpine. On vit alors se produire divers filons de felsophyre et de diorite-porphyrites, qui coupèrent la foliation originelle. Les sédiments mésozoïques se formèrent ensuite jusqu'à ce que dans le Cénomanién, mais surtout dans le Miocène, une nouvelle orogénèse eut lieu. Les diverses failles hercyniennes furent réouvertes, et en particulier les zones de failles insubre et orobique. Elles ne coïncidèrent pas exactement avec les failles hercyniennes, mais dans les grandes lignes seulement. Le grand massif de gneiss chiari du Corno Stella constitua une puissante barrière aux forces de pression venant du nord. Pour finir il y eut sur ce massif un charriage des roches cristallophylliennes septentrionales, en conséquence de quoi, surtout à cause de la forme du massif, il se

produisit des failles inclinées approximativement en sens nord-ouest. L'influence de ce phénomène se fit sentir aussi dans le Valle del Bitto. La formation de failles intense près de la faille orobique fit intruder le Fioraro-granite, qui alla former de grandes zones d'injection dans les côtés sud et ouest des phyllades. Le long d'une faille située un petit peu plus au nord se produisit la zone d'injection si curieuse, où partiellement les phyllades et le granite s'interpénétrèrent et où, en partie, les phyllades furent transformées en gneiss-oeillés-à-feldspath-alkalin. La présence du massif du M. Fioraro favorisa cette fois dans le Valle del Bitto aussi, la formation de failles renversées inclinées en 310° E.

Ces failles se produisirent encore pendant la solidification du massif, et c'est pourquoi des plans de charriage rectilignes se produisirent sur le versant nord, et que le granite se transforma en des gneiss bien foliacés. Au milieu seulement quelques rares noyaux éruptifs originels purent être conservés. Ainsi donc, quoiqu'une accentuation générale des foliations hercyniennes, inclinées en 40° E. et en 310° E. eut lieu, la dernière de ces deux devint prédominante, par l'influence des failles renversées dans les Fiorarogneiss. A la fin du plissement alpin on vit encore se former quelques filons éruptifs, comme avant-coureurs des intrusions alpines. Pendant le Tertiaire et le Quaternaire les sédiments furent éliminés. Dans ces sédiments, qui s'adaptèrent probablement au substratum cristallophyllien pendant le plissement alpin, fut engendré un bassin de rivières qui posséda, à côté d'une direction nord-sud, surtout une orientation nord-ouest à sud-Est. A la suite de la formation de la faille insubre on vit se former assez rapidement une profonde vallée d'érosion: la future Valteline. Il se forma également un bassin d'écoulement des eaux, allant de la haute crête orobique à la Vallée de l'Adda. Après que les sédiments eussent été emportés, exception faite de quelques reliquats de tuffoïdes basales, le bassin d'écoulement resta encore orienté à peu près perpendiculairement à la foliation. Pendant le Pleistocène, des glaciers se formèrent sur le versant nord de la Valteline, près de la crête orobique et de la ligne de séparation des eaux occidentale du Valle del Bitto. Les deux complexes de glaciers se rencontrèrent dans la vallée de l'Adda, pour y former un large vallon en forme d'U. Après la fonte des glaciers les dépôts fluvio-glaciaires se produisirent, les rivières s'incisèrent plus profondément, des terrasses se formèrent en différents endroits, et dans la vallée de l'Adda, le Bitto forma un large delta d'éboulis, que l'Adda emporta vers le nord. Comme manifestation la plus récente nous voyons les multiples chutes d'éboulis. Nous pouvons nous en tenir à ces quelques considérations de géomorphologie, vu qu'il en sera question plus en détail au prochain chapitre.

Nous signalerons encore pour finir les recherches de von Bubnoff dans la Forêt-Noire méridionale, ou le rapport entre les plissements, la formation des failles et les intrusions au cours du plissement hercynien, fut également démontré. La grande différence d'avec notre territoire consiste en le fait, que dans les montagnes de plissement hercynien de l'Europe moyenne nous avons souvent affaire à deux

systèmes de plissements, orientés obliquement l'un par rapport à l'autre, comme aussi, par conséquent, l'orientation des failles. Mais, conformément à ce que FOURMARIER d'une part, et BARROIS, LECORNU et BIGOT d'autre part, trouvèrent dans la „Haute Fagne", et en Bretagne et Normandie, il paraît que nous avons affaire ici à des noyaux Calédoniens, qui, au cours du plissement hercynien, furent la cause du double système de plissement. Cependant nous avons vu, que dans le Valle del Bitto il ne peut être question que d'un seul plissement, qui n'est, par surcroît, pas même entièrement prouvé, et que, lors de la genèse primaire des failles, les barrières ne peuvent pas avoir joué un rôle considérable. Nous voici arrivés au terme du chapitre sur la tectonique du Valle del Bitto. Nous nous sommes souvent arrêtés longuement à des considérations théoriques, mais cela était indispensable pour comprendre tant soit peu la genèse du terrain cristallophyllien.

D. La Géomorphologie du Valle del Bitto.

Nous allons partager le chapitre de la géomorphologie en trois paragraphes, traitant respectivement: des phénomènes fluviatiles, des phénomènes glaciaires, et enfin, du rapport entre la géomorphologie et la tectonique.

a. Les phénomènes fluviatiles. Dans le territoire étudié, le Bitto, comme l'Adda ont érodé des terrasses. Pour le Bitto, nous en trouvons aisément des preuves très nettes dans les clapiers, actuellement recouverts de gazon, le long de la route carrossable près de Gerola. Près de Nasuncio aussi, nous trouvons des traces d'une terrasse triangulaire près de la jonction du Valle di Bomino et du Bitto di Gerola. Ces terrasses trahissent nettement un fort creusement de la rivière, probablement à la suite d'une forte érosion après la fusion des glaciers qui avaient recouvert ce terrain cristallophyllien septentrional. Si nous quittons l'I. di Olano pour descendre vers le nord, nous sommes frappés par l'abaissement brusque du relief, alors qu'en suite nous parcourons pendant un certain temps une surface presque horizontale, après quoi la pente raide reprend. Malgré la riche végétation qui nous rendit impossible d'obtenir une vue d'ensemble nette de la région, je suppose quand-même, qu'ici nous avons affaire à d'anciennes terrasses de l'Adda. Au-dessus de Arzo aussi, en allant vers l'Est, on distingue nettement un certain nombre de plateaux. Ils sont échelonnés les uns au-dessus des autres, et les profils nord-sud se montrent le plus distinctement. Ces plateaux indiquent probablement un creusement plus profond de l'Adda peu après la fusion du glacier de l'Adda. Nous trouvons les mêmes traces de formation de terrasses sur le versant nord de la vallée de l'Adda, mais beaucoup moins nettes. En dessous de Pitalone et ailleurs, on rencontre des talus d'éboulis. Au-dessous de Bema, près du Bitto di Gerola et sur le raccourci de Bema au Bitto di Albaredo de grandes chutes récentes ont aussi formé des talus d'éboulis. Le Bitto près de Morbegno, le T. Roncailo près de Talamona et le Vallone près de Traona formèrent dans la Valteline de grands deltas, qui refoulèrent l'Adda respectivement vers le nord et vers le sud.

L'Adda lui-même forma ici une vallée extrêmement large, dépassant entre Cosio et Traona une largeur de deux kilomètres. D'énormes blocs de Verrucano dans la rivière, près de Valle et de Gerola, de même que le Verrucano sur la grand'route vers Gerola, près de Rasura et de Sacco, alors que le Verrucano ne se présente que comme rochemême au sud de la faille orobique, nous fournissent la preuve de la très forte érosion du Bitto dans les périodes anciennes. Si nous descendons de Sacco à Morbegno par le raccourci, nous arrivons tout-à-coup sur un plateau horizontal, qui correspond à une terrasse identique sur le versant Est du Bitto, le long de la route de Morbegno à Albaredo.

Sur la terrasse du versant occidental on trouve une masse rocheuse, érodée en forme arrondie, qu'il faut considérer probablement comme une colline de méandre du Bitto. En outre le bord ouest de la terrasse présente une rigole profonde et remplie de galets. Nous pouvons considérer la terrasse comme le lit préglaciaire probable du Bitto, vu que la colline de méandre présente encore des traces de phénomènes glaciaires. Après la période glaciaire l'érosion commença par augmenter considérablement. Une profonde incision, suivant la vallée principale, fit abandonner le lit ancien.

b. Les phénomènes glaciaires. De nombreux phénomènes trahissent une glaciation assez considérable du terrain cristallophyllien, au nord de la ligne de partage des eaux orobique.

Tout d'abord les formes d'érosion glaciaire, comme les *champs de roches moutonnées*: Sur la route carrossable de Morbegno à Gerola, nous trouvons p. ex. près de Morbegno, une paroi absolument lisse de paragneiss-à-feldspath-alkalin, dont la pseudo-stratification en gneiss alternativement finement et grossièrement ocellés, se trouve nettement révélée. Plus haut, la paroi est couverte de dépôts fluvioglaciaires qui montrent encore des traces de stratification entrecroisée. Au-dessous du Passo di Pedena également, nous trouvons dans les orthogneiss un superbe champ de roches moutonnées. Nous trouvons encore des phénomènes analogues, sur le M. Berro, quoiqu'ils y soient beaucoup moins nets en raison de l'épaisse couche de mousse et de limon qui y couvrent le sol. Le long de la route qui mène à la Casa San Marco, sur le Dossò Chierico, on trouve encore d'autres belles parois lisses.

Une seconde preuve de la glaciation est constituée par les divers *cirques glaciaires*, qui se sont développés très nettement, surtout près de la ligne de partage des eaux occidentale, allant du Pizzo Melase au M. la Tagliata. Ce sont au fond de grands vallons en forme d'amphithéâtre, comme nous en trouvons à la limite des neiges dans presque toutes les hautes montagnes, et qui sont les produits d'une forte érosion. Ici encore les vallées se caractérisent par des parois escarpées et des terrasses échelonnées en plateaux, qui laissent échapper par ci par là de petites chutes d'eau. Plusieurs de ces cirques montrent encore de petits champs de névés vers la fin de l'été. Nous pouvons citer comme exemple le cirque du Val Vedrano supérieur. Nous trouvâmes encore des terrasses très escarpées entre la Bocchetta Colombana et le M. Ronde. Le terrain se trouve par conséquent être difficilement

pratiquable, étant donné que de nombreuses petites crevasses empêchent une ascension graduelle. Il arriva parfois que l'action évidente de l'érosion glaciaire donna naissance à des lacs de cirque dans les vallons en amphithéâtre. Les lacs dits „laghi alpini di circo” sont les seuls de tous ceux que P. PATRINI (96) a décrits, qui se soient trouvés dans mon terrain. Le Lago Culino en est un exemple; il est situé à une altitude de \pm 1950 m. dans la vallée du R. Valma'a sur une terrasse, et derrière un seuil de cirque. Ces seuils sont en général formés dans la roche même, quoique des dépôts de moraine y jouent souvent un rôle. A 100 m. environ au-dessus du Lago Culino se trouve une seconde terrasse, plus haut nous en trouvons encore une troisième. Une troisième preuve de glaciation est constituée par les *galets erratiques* que nous trouvons en de nombreux endroits dans le Valle del Bitto. Nous trouvons ainsi sur le Fli. di Olano à 1300 ms. environ de grands blocs de Verrucano. De même sur le M. Pitalone on trouve diverses roches qui ne peuvent y être venues que du midi; ce sont des orthogneiss du Fioraro, des phyllades, etc.. Plus à l'Est à une altitude de \pm 1250 m. nous trouvons un grand bloc de Verrucano. Celui-ci fait défaut dans le nord, si l'on ne tient pas compte de quelques petites lentilles près de la faille insubre, mais on le retrouve immédiatement au sud de la faille orobique de Porro. Tout ceci, combiné au fait que les galets erratiques venant du nord, comme le granite de Ghiandone, manquent complètement sur le versant méridional de la vallée de l'Adda, nous montre que les glaciers doivent s'être écoulés du sud vers le nord. Sur le versant Est du M. Berro nous trouvons d'épais dépôts glaciaires contenant diverses matières erratiques, e. a. des phyllades etc.. Sur le versant nord de la vallée de l'Adda nous trouvons, éparpillés le long du chemin de Dazio, de grands blocs de granite de Ghiandone, atteignant souvent une dimension de 3 à 4 ms. Dans le Nord du Val Masino ce granite se présente comme la roche même. En partant de Dazio vers l'ouest, les galets erratiques en granite de Ghiandone se raréfient progressivement, alors que les galets de roches riches en biotite forment peu à peu la majorité. Entre Dubino et Pianezzo on rencontre davantage de dépôts fluvioglaciaires, formés presque uniquement de ces tonalites. Ces roches ne se rencontrent comme roche même que beaucoup plus au nord. L'absence de galets erratiques du sud, sur le versant nord de la Valteline nous apprend donc, que dans la vallée de l'Adda deux systèmes de glaciers doivent s'être rencontrés, venant, l'un du nord, l'autre du midi. Le système septentrional se composait au moins de deux glaciers; l'un venant du Val Masino, se partageait probablement en deux branches au nord du Culmine di Dazio, pour les voir atteindre la Valteline respectivement à l'Est et à l'ouest de ce monticule; l'autre prit naissance dans la zone de tonalite septentrionale. Quoiqu'il nous soit possible de dessiner dans les grandes lignes l'écoulement des glaciers, la façon dont cette glaciation eut lieu reste néanmoins excessivement difficile à déterminer plus en détail. Il est en effet curieux de constater que l'on ne rencontre jamais des cailloux ou des parois avec des stries glaciaires, d'où l'on puisse déduire la direction du mouvement de la glace. Et cependant les phénomènes déjà nommés indiquent indubitablement une ancien-

ne glaciation. Alors que la présence de Verrucano sur le Fli. di Olano se laisse encore relativement facilement expliquer, si l'on admet un transport primaire par le Bitto di Gerola, après quoi les glaciers auraient emporté les matériaux plus loin, cette explication n'est plus admissible pour les galets erratiques du Pitalone et plus à l'Est. Le Verrucano se trouve ici au sud de la ligne de séparation des eaux orobique. Un transport de matériaux par-dessus cette ligne de séparation n'est pas très plausible, attendu que nous avons des arguments en faveur d'un transport de glaces depuis la ligne de partage des eaux vers le sud. De même un transport venant du S. O. et passant par-dessus la chaîne du M. Berro se laisse difficilement imaginer. Il ne nous reste donc qu'à admettre que les matières glaciaires de la vallée du Bitto di Gerola, se sont, à la hauteur de Bema, étendues aussi vers l'Est. Elles doivent cependant avoir rencontré aussi un glacier venant de la région du M. Pedena et du M. Fioraro, qui aura transporté du sud au nord des phyllades et des orthogneiss.

c. Le rapport entre la géomorphologie et la tectonique.

A plusieurs reprises déjà on a signalé dans la littérature géologique des divers pays le rapport qui existe entre la formation des failles et celle des vallées. Divers auteurs cependant nient ce rapport, ou ne lui attribuent qu'une mince importance. Quoique je sois souvent de ce dernier avis, lorsqu'il s'agit de terrains sédimentaires, je ne puis m'y ranger quand il est question d'un terrain cristallophyllien, vus les résultats des investigations géologiques. Ailleurs aussi on a trouvé des arguments à l'appui de ce que j'avance¹⁾. Si nous considérons maintenant le système d'écoulement des eaux dans le Valle del Bitto, et aussi, en partie, ceux du Val Tartano et du Valle Lesina, situés respectivement à l'Est et à l'ouest du terrain étudié, nous constatons surtout comme direction principale, les directions N.O.—S.E., et N.—S. Comme exemple de la première direction nous pouvons citer le Valle di Pescegallo, le Valle di Bomino, le Valle del Bitto di Albaredo, le Valle Lunga, le Valle Lemma, la partie nord du Val Tartano et la partie centrale du Val Lesina.

Comme exemple de la direction N.—S. nous pouvons citer le Valle del Bitto di Gerola, la partie moyenne du Val Tartano et la partie méridionale du Valle Lesina. A côté de ces directions principales on rencontre aussi la direction S.O.—N.E. (le Valle della Pietra, le Valle Budria et la vallée latérale du Valle Lesina). Nous rencontrons dans les vallées latérales du Valle di Bomino, entre les Prati della Brusada et l'Alpe Dosso Cavallo un entrecroisement compliqué des directions N.O.—S.E. et N.E.—S.O. A part sa présence dans la Valteline, la direction E.—O. ne se rencontre guère que dans la partie occidentale

¹⁾ Je ne citerai que la Fennoskandia où, selon les recherches de KJERULF, SEDERHOLM et DE GEER il existe un rapport très distinct entre la tectonique des failles d'une part, et le cours des rivières et des fjords et la forme de divers lacs d'autrepart.

du terrain, et là encore, en partie seulement. Si nous regardons maintenant la carte géologique et la carte de la foliation (fig. 2) dans le chapitre sur la tectonique, nous voyons que ce sont surtout les directions N.O.—S.E. et N.E.—S.O., mais aussi la direction N.—S., qui jouent un rôle très considérable dans la tectonique des Valle del Bitto di Albarredo et di Gerola. Cependant la direction E.—O. se rencontre fréquemment tant au bord nord qu'au bord sud du terrain étudié. Jusqu'à quel point peut il y avoir un rapport entre la tectonique et la géomorphologie du Valle del Bitto? Le fait, que plusieurs rivières sur les flancs du M. Berro sont en relation avec des zones de failles, que l'on peut suivre nettement dans la topographie du M. Fioraro les limites tectoniques dans la région des gneiss, et plus encore le phénomène, que les rivières se meuvent de préférence dans un sens perpendiculaire à la direction générale de la foliation, rend très admissible, que la géomorphologie soit dominée en grande partie par la tectonique du terrain cristallophyllien. Celui-ci cependant, était couvert de sédiments pendant l'époque mésozoïque. Les premières rivières se dessinèrent dans ces sédiments. De petits écarts entre la tectonique du cristallophyllien et le cours des rivières y doivent être probablement ramenés. Le rôle peu important joué par ces rivières épigéniques dans le cristallophyllien, doit être attribué au fait, qu'au cours du plissement alpin les sédiments s'adaptèrent à la tectonique du substratum. Comme nous l'avons déjà remarqué, la ligne de partage des eaux méridionale, doit son origine à la faille orobique de Porro. Comme elle se produisit dans le Valle del Bitto en un sens N.O.—S.E., la limite de séparation des eaux atteignit sa plus grande altitude au S.E. Alors que l'écoulement principal des eaux dans la partie septentrionale du terrain put avoir eu lieu en suivant l'ancien axe synclinal hercynien, cet écoulement se fit dans la région S.E. au moyen des rivières dont le cours était orienté perpendiculairement à la direction de la faille renversée, autrement dit, en un sens 310° E. Dans la partie ouest du terrain, la ligne de partage des eaux se produisit probablement à la suite d'un flanc synclinal, accentué par une faille renversée. La partie méridionale du Valle Lesina, s'écartant complètement du reste du cours de la rivière, y doit peut-être son origine. A la suite de la ligne de partage des eaux occidentale, il se produisit un écoulement des eaux dans le sens E.—O. Dans la partie méridionale nous voyons dominer des failles renversées, inclinées en 40° E. Il est compréhensible, que dans les régions inférieures les rivières essayèrent de se diriger perpendiculairement à cette nouvelle direction d'inclinaison, et n'ont par conséquent pas pris le chemin le plus court vers le Bitto: à savoir la direction E.—O. En réalité le développement du processus s'est fait en ordre inverse, à cause de l'érosion remontante. Quelques affluents du Bitto descendant du M. Berro suivirent des plans de faille, de même les affluents du R. Valmala et, peut-être, aussi le dernier affluent du R. di Pai, suivirent les plans de charriage des écailles des gneiss chiari. Au S.E. les Fiorarogneiss constituèrent une roche très résistante à l'érosion. Plusieurs rivières jaillirent au nord de ce massif, mais finirent par le couper également par suite de l'érosion remontante. Le M. Fioraro et le M.

Pedena ne sont donc pas autre chose que des crêtes, épargnées par l'érosion normale, sans être redevables de leur origine à des causes tectoniques ou pétrographiques déterminées. Cependant une période de glaciation ultérieure, comme, e. a., celle qui produisit les champs de roches moutonnées au-dessous du Passo di Pedena, les acusa encore davantage. De même toute la chaîne du M. Berro est un phénomène d'érosion à peu près normale, indépendamment de l'influence possible du long filon de tuffoïdes basales. Le flanc ouest trouva éventuellement son origine dans l'ancien flanc Est du synclinal. Celui-ci se trouva coupé en trois morceaux par l'érosion du Bomino et du Bitto di Albarredo, morceaux qui par suite de la faille renversée du nord-ouest, avaient une direction N.O.—S.E. Ces trois parties sont: une partie orientale, dont font partie le Pitalone et Baitridana, une partie moyenne, la chaîne du Berro, et une partie occidentale, qui fut plus tard le M. Motta. Au nord, la formation de la chaîne du Berro fut fortement favorisée en outre par la zone de failles de Bema. Le phénomène déjà cité, que le flanc ouest de la chaîne du Berro peut avoir été dès l'abord déjà un flanc synclinal, combiné aux diverses failles anormales dans cette région, est probablement la raison pour laquelle ce flanc ouest de la chaîne a une apparence totalement différente de l'autre flanc. La partie orientale se caractérise comme étant une région légèrement ondulée et assez praticable, mais qui présente en même temps l'inconvénient d'être couvert de forêts épaisses. Ces forêts, de même que les paturages trouvés surtout dans la partie nord du terrain, opposent à la mise en carte de considérables difficultés. La partie ouest du Berro est toute autre. Le terrain y présente d'excellents affleurements, mais la grande raideur des pentes, et la fréquence des crevasses, rend, contrairement au flanc Est, le terrain beaucoup plus difficilement praticable.

De même les diverses crêtes latérales de la ligne de partage des eaux occidentale, sont probablement des crêtes d'érosion normales. Il fut en effet impossible de trouver une origine spéciale déterminée. Sur le versant nord du massif du Fioraro on distingue un rapport très net entre l'érosion et la tectonique. Si, à une altitude de ± 1900 m., à la hauteur de Cra. Mte Lago, nous regardons vers le sud, nous voyons, assez proche du petit lac au nord du M. Pedena, s'élever une paroi escarpée, qui constitue en même temps la limite des phyllades injectées et celle des phyllades véritables. Sur la limite qui sépare la deuxième zone plus méridionale de phyllades d'avec les phyllades injectées, nous voyons s'élever une autre paroi. Le même phénomène s'observe dans la vallée entre le M. Pedena et le M. Fioraro. La limite entre les gneiss et les phyllades se caractérise par une paroi escarpée. A l'Est de cette paroi, nous trouvons comme qui dirait sur une terrasse, le champ de roches moutonnées des gneiss. La limite occidentale des Fiorarogneiss se distingue nettement aussi un peu au nord de la Cra. d'Orta, par une paroi rocheuse très escarpée. Dans la région entre Morbegno et Bema, le cours du Bitto paraît être en rapport très étroit avec les diverses zones de failles. La petite carte de détail de la route de Morbegno à Bema (fig. 3) nous l'expose très clairement. Le Valle Reggio, dans la

partie sud-Est de la chaîne du M. Berro, nous fournit un cas probable d'adaptation à la foliation: la direction, placée d'abord de biais sur la foliation inclinée en 310° E, s'adapte plus tard à la foliation 270° E. Voyons maintenant le F. di Cosio. Son cours est perpendiculaire à la foliation, mais, dans sa partie méridionale, il présente un système fluvial non-conséquent par rapport à celle-ci. A l'origine cependant, cette rivière coulait de façon conséquente à travers toute la partie septentrionale dans une direction 40° E. L'érosion remontante laissa la rivière perpendiculaire à la foliation, mais celle-ci n'inclinait pas en 40° E, mais en 220° E.

Avant de terminer ce chapitre, nous devons nous arrêter encore un moment à la vallée de l'Adda. Depuis longtemps déjà on a pensé à une origine tectonique, comme pour les bassins du Rhône et du Rhin. On commença par penser à la racine des nappes Est-alpines; quelques auteurs voulurent attribuer à l'influence de la faille insubre l'origine de la Valteline.

En effet, cette zone de failles se trouve accompagnée presque partout de vallées. A l'ouest du Lac de Côme ce sont le Val Morobbia et le Valle S. Jorio. Du Lac de Côme jusqu'à Tirano c'est la Valteline, plus à l'Est, à travers le col d'Aprica, c'est le Val Camonica, le col „Tonale” et le Val di Sole. H. P. CORNELIUS nie cependant un rapport direct, et se base sur le fait que les vallées ne coïncident pas avec la ligne de faille.

Il considère la Valteline comme un bassin d'affaissement tectonique, et argumentait cette hypothèse au moyen d'investigations dans les Alpes Orientales, où, dans certaines vallées longitudinales comme celles de la Drave et celle de l'Inn, on trouve des dépôts tertiaires, qu'un affaissement tectonique a soustraits à l'érosion. Nous n'avons pas l'intention de nous inscrire en faux contre ce point de vue dont nous ne pouvons juger, comme n'ayant pas personnellement exploré ces territoires. Mais pour la Valteline je crois me trouver obligé de contredire une telle opinion. Tout d'abord, nous ne trouvons ici rien qui, de près ou de loin, ressemble à des dépôts tertiaires que l'érosion eut épargnés. En second lieu, la foliation inclinée en 310° E. paraît continuer de l'autre côté de la vallée, alors que dans le cas d'une zone de failles, nous observerions de fortes variations d'inclinaison sur les bords de la vallée.

En troisième lieu la profondeur de la dépression qui accompagne la faille insubre, est souvent très petite: p. ex. près du Passo San Jorio, où elle n'est que de 300 m. au plus. Pour finir nous voulons relever encore le phénomène, qu'une profonde vallée tectonique ne doit jamais coïncider avec une zone de failles, mais ne peut qu'y être parallèle, à moins que celle-ci ne soit verticale, contrairement à l'opinion de CORNELIUS, qui considère une coïncidence comme nécessaire. Il est clair en effet que, en raison de l'inclinaison d'un plan de faille, la première érosion aura lieu en un autre endroit qu'à l'affleurement actuel du plan de faille: la vallée de l'érosion se trouvera toujours du côté de l'affleurement d'où le plan de faille va descendant, autrement dit, dans le cas d'une inclinaison vers le nord, la vallée se trouvera au sud de

la faille. Plus l'inclinaison du plan de faille est forte, plus la distance du fond de la vallée jusqu'à l'affleurement actuel de la faille sera petit, alors que la distance augmente de la profondeur à laquelle l'érosion s'est incisée. Si nous regardons maintenant la ligne insubre, nous voyons que véritablement dans toute la partie occidentale, jusqu'à Tirano, les vallées se trouvent situées au sud de la zone de failles, mais plus à l'Est leur emplacement est au nord de celle-ci, attendu que l'inclinaison des couches y est orientée vers le sud au lieu du nord. Moins les dépressions sont profondes, plus elles sont proches de la ligne insubre. Concluant d'après ce qui précède, je m'estime justifié de mettre en doute la théorie de l'affaissement, et de considérer la zone de failles insubre comme cause primaire de l'origine de la Valteline. Nous avons déjà mentionné la glaciation du versant nord de la Valteline. Les glaciers du nord, comme ceux des Alpes Bergamasques, confluent dans la Valteline et lui donnèrent en majeure partie sa forme actuelle. Après la fusion des glaciers, la vallée fut comblée des éboulis de l'Adda et de ses affluents, parmi lesquels le Bitto. Il est difficile de dire si les terrasses des deux côtes de la Valteline ont une genèse post- ou pré-glaciaire. Probablement la formation de terrasses eut lieu dans les deux périodes, mais surtout dans la période post-glaciaire à cause de l'érosion renforcée après la fusion des glaciers.

III. LA TECTONIQUE DES ALPES LOMBARDES DANS SON RAPPORT AVEC LE PROBLÈME DES DINARIDES.

A. La Stratigraphie du Cristalloyhyllien Septentrional.

Nous allons nous occuper maintenant de la stratigraphie des terrains cristalloyhylliens situés plus à l'Est et à l'ouest du Valle del Bitto, afin de voir jusqu'à quel point elle correspond à la succession stratigraphique supposée du Valle del Bitto. L'appréciation de la stratigraphie de terrains peu connus est toujours une entreprise dangereuse. Cependant à l'aide de nos observations, des données multiples de divers auteurs, et surtout, de l'éminent ouvrage de H. P. CORNELIUS (27), nous allons essayer néanmoins de nous faire une idée des changements de faciès des roches dans les directions E.—O. et N.—S.

Dans ce but nous devons donner un aperçu sommaire des roches que nous trouvons à l'ouest et à l'Est respectivement, au nord du terrain étudié par nous. Nous essayerons de rassembler systématiquement les divers faits épars dans la littérature existante. Comme nous en aurons encore besoin pour notre exposé tectonique général, nous traiterons la zone cristalloyhyllienne nord un peu plus en détail qu'il ne serait strictement nécessaire pour une description purement stratigraphique. Le cristalloyhyllien nord se partage donc en trois zones:

1. La région de „la Ligne Insubre” de A. SPITZ (1919), ou „la Ligne Tonale” de W. SALOMON (1890), la zone de failles dite „Insubre”.
2. Le cristalloyhyllien au sud de cette ligne, dit „Cristalloyhyllien Orobique”.
3. Le Cristalloyhyllien au nord de cette ligne, que, pour la commodité, nous appellerons, le „Cristalloyhyllien Tonale”.

Nous décrirons maintenant en quelques mots chacune de ces zones.

1. La zone de failles Insubre.

Il n'est pas facile de donner de cette longue zone de failles, atteignant presque les 150 K.M., un schéma satisfaisant au point que tout les phénomènes caractéristiques présentés s'y trouvent contenus. En combinant mes propres observations aux données extrêmement étendues de CORNELIUS, je crois pouvoir établir le schéma suivant: En allant du nord au sud, nous trouvons:

1. Les schistes de Tonale.
2. Une zone de failles avec mylonites.
3. Des gneiss ocellés.
4. Une zone de failles avec mylonites.

5. Des sédiments:

a. *le Trias*: (d'une épaisseur maxima de 500 m.)

1. le Carnien: de la dolomie cellulaire et de la marne dolomitique, délavée jaune.
2. le Ladinien: de la dolomie gris-claire.
3. l'Anisien: de la dolomie bitumineuse foncée.
4. le Werfénien: le Servino supérieur: de la dolomie jaune, alternant avec des ardoises argileuses vertes et violacées.
le Servino inférieur: du grès vert alternant avec de minces couches schisteuses et de la dolomie jaune.

b. *le Permien*: (d'une épaisseur, maxima de 250 m.)

1. le Verrucano: des conglomérats violacés, alternant avec des grès rouges.
2. le Quartzporphyre: des schistes très mylonitisés allant du vert au violet.

c. *la fin du Carbonifère-le Permien inférieur*: le conglomérat aporphyrique (?).

6. Une zone de failles avec mylonites.
7. Des gneiss ocellés.
8. Des paragneiss-à-feldspath-alkalin ou des phyllades.

Cette classification stratigraphique est très incomplète, surtout quant au Trias. L'absence de fossiles nous contraint à nous tenir à des concordances pétrographiques.

De cette façon nous devons classer probablement la dolomie cellulaire dans le Norien inférieur et non pas dans le Carnien comme disait CORNELIUS. Je reconnais néanmoins volontiers ne pouvoir me baser que sur des arguments pétrographiques, vu le mode de présentation de cette dolomie dans les Alpes Bergamasques.

De même, à l'Est du Passo San Jorio, on trouve dans la dolomie de l'Anisien (Muschelkalk), des couches rouges-foncées, ainsi que quelques petits bancs de pétrosilex. Je suis enclin à ranger ceux-ci déjà dans la zone de transition de l'Anisien (Muschelkalk) au Ladinien (Esino), vu les recherches de Cosijn, Trümpy et d'autres.

La présence de quartzporphyre peut être corroborée par l'examen de quelques coupes minces d'échantillons, pris près de Dubino.

Au sujet des gneiss ocellés j'aimerais relever ce qui suit: CORNELIUS cite près de Dubino un granite verdâtre situé à la base de ce profil, et se changeant plus haut en Verrucano (mêlé en partie à du quartzporphyre). D'une visite à cet endroit il m'est apparu clairement qu'on y trouve trois zones superposées, qui, à l'examen microscopique, parurent composées de gneiss chiari, de quartzporphyre (très mylonitisé)

et de Verrucano (également très compressé). Le „granite de Cornelius” montre à tous les points de vue une grande ressemblance avec les gneiss chiari très compressés des Alpes Bergamasques. Je me trouve donc justifié à mon avis d'attribuer à ces orthogneiss-ci, comme partout ailleurs dans les Alpes Bergamasques, une origine hercynienne.

Près de Stazzona, Cornelius signale encore des fragments de phyllades verts et gris dans une pâte sableuse et verte. Quoique je n'aie pas visité moi-même cette localité il me semble cependant, en raison de la description, devoir douter du nom de Verrucano, que Cornelius attribue à cette formation.

A mon avis, nous avons affaire ici à un conglomérat aporphyrique, d'allure normale sous les quartzporphyres susjacents.

La succession idéale des couches, telle qu'elle est donnée ici se trouve en réalité fréquemment troublée par des failles secondaires.

1. Dans le Trias on rencontre plusieurs redoublements qui embarrassent encore davantage cette succession stratigraphique déjà si peu claire.

2. Le Permien surtout semble s'écailler souvent avec les phyllades, et, plus particulièrement avec les gneiss chiari. A Dubino en effet, je pus répérer dans le torrent ouest une zone de gneiss de Morbegno normaux (quoique très mylonitisés), succédant à une zone de quartzporphyre et recouverts plus haut de nouveau par des porphyres.

Des exemples d'écaillures de gneiss chiari se trouvent entre Ponte et le Val Camonica. D'une façon générale cependant, les couches les plus récentes apparaissent sur le versant nord, où l'on rencontre également, en tout cas pour la partie occidentale de la zone de failles insubre, les mylonites les plus accentuées. Sur le versant sud, les mylonites sont toujours beaucoup moins prononcées. Il est évident que le coin de sédiments n'est pas partout aussi épais le long de la zone de failles insubre. Parfois même il fait complètement défaut. Parfois le Trias, ailleurs le Permien seul, est bien représenté. Nous pouvons dire d'une façon générale, que, dans les parties occidentales, l'échelle stratigraphique donnée est la mieux représentée. Plus à l'Est les sédiments deviennent de plus en plus minces. Comme eux, les gneiss ocellés peuvent aussi manquer par endroits. L'échelle ne représente donc qu'un cas idéal où toutes les zones possibles seraient représentées. D'un endroit à un autre maintenant, telle ou telle de ces zones peut manquer dans l'échelle.

2. Le Cristallophyllien Orobie.

D'une façon générale nous pouvons dire que nous trouvons à l'Est une prédominance des phyllades, que SALOMON appelle „Edoloschiefer”. Plus à l'ouest cette prépondérance passe aux gneiss grenatiformes et aux gneiss grenatiformes à staurotide. Selon divers auteurs cependant on trouve de nouveau des phyllades à l'ouest du lac de Côme.

Si l'on parcourt attentivement la littérature existant sur ce sujet, on se rendra compte du peu que l'on connaît encore de ce territoire

crystallophyllien. Nous devons par conséquent nous borner à quelques généralités.

Nous avons vu comment les gneiss chiari ne se rencontrent pas seulement le long de la faille orobique, mais aussi en diverses localités dans le crystallophyllien nord. Des mises en carte plus détaillées nous révéleront encore d'autres localités nouvelles. Les orthogneiss paraissent avoir eu continuellement une action feldspathisante, là surtout, où ils plongent. Il n'y a donc pas lieu de s'étonner, qu'au nord du groupe du Corno Stella, PORRO, et plus tard CORNELIUS aussi, aient trouvé divers gneiss ocellés. Grâce à l'aimable entremise de Mr. Dozy qui me montra tous les gneiss ocellés collectionnés par lui dans ce territoire septentrional, il me fut possible de confirmer mon hypothèse que nous avons affaire ici à des paragneiss ocellés-à-feldspath-alcalin normaux, comme les gneiss de Morbegno et les phyllades feldspathisées, au nord du M. Pedena. Les gneiss ocellés se rencontrent justement là où les gneiss chiari commencent à plonger nettement. Plus au nord, ces phyllades feldspathisées, maintenant des gneiss, se trouvent surcharriées par des phyllades pures, probablement le long du charriage de Laghi di Porcile, de Wenekers (ou la ligne de Porro-Spitz) ou, respectivement, le long des failles latérales de celui-ci.

Examinons maintenant les roches si importantes pour les schistes de Tonale (du crystallophyllien Tonale): à savoir: les pegmatites, les marbres et les amphibolites.

1. *Les pegmatites*: On les rencontre surtout à l'ouest, qui sont de grandes dimensions, près du M. Legnone, et près d'Ogliasca (vis-à-vis de Musso sur le lac de Côme).

Ces pegmatites orobiques se distinguent des pegmatites de Tonale en ce que:

- a. les pegmatites sud ont subi peu d'influences tectoniques.
- b. les pegmatites ne suivent d'habitude pas un plan concordant avec les schistes encaissants.
- c. les pegmatites contiennent souvent du béryl, de la pechblende, du dumorthiérite etc..

C'est à Cornelius surtout que nous sommes redevables de l'indication de ces différences.

2. *Les marbres*: Ceux-ci sont assez rares. Dans les terrains à l'Est surtout ils manquent presque totalement, à part quelques petites lentilles près de Corteno p. ex., au sud du M. Padrio (selon Cornelius).

Plus à l'ouest on en trouve sur le Culmine di Dazio (selon Cornelius), et au nord du M. Fioraro, où je signalai moi-même une de ces minces lentilles.

La plus grande lentille de marbre se trouve entre Dongo et Musso. Cornelius a relevé avec raison, qu'il ne faut pas confondre cette lentille de marbre avec la dolomie triasique qui s'y trouve également, comme l'a fait Henny e. a.

3. *Les amphibolites*: Ils manquent presque totalement à l'Est, à peu près jusqu'au lac de Côme. Il n'est cependant pas exclu qu'une

mise en carte détaillée, en puisse retracer d'autres lentilles, quoique les recherches dans le Valle del Bitto y paraissent peu propices. Près du M. Legnone, mais surtout à l'ouest du lac de Côme près de Dongo, on rencontre de grandes lentilles d'amphibolite.

3. Le Cristallophyllien Tonale.

Ici encore nous distinguons trois zones: en allant du sud au nord: les schistes Tonale, les schistes grenatifères à staurotide, et le groupe des tonalites.

a. Les schistes Tonale: Ils se composent surtout de schistes à deux micas, parfois aussi de gneiss. Les roches sont souvent riches en biotite. Comme minéral caractéristique on rencontre souvent la sillimanite, contrairement à la staurotide, qui caractérise justement les terrains situés plus au sud et les terrains situés beaucoup plus au nord. Ce groupe de roches se fait remarquer en outre par une très curieuse association de roches, qui sont:

1. *les pegmatites et aplites.* Le nombre des filons de pegmatite diminue d'habitude en allant de l'Est à l'ouest. Leur différences d'avec les pegmatites orobiques ont déjà été mentionnées.

2. *les marbres*, que nous pouvons, selon Cornelius, diviser en deux types:

a. Une roche gris-foncée, finement grenue, souvent rubanée, à couches minces ou à „schlieren”, et se composant de matériaux pegmatitiques ou de silicates calcaires. Selon GOLDSCHMIDT et CORNELIUS ce rapport avec les pegmatites s'explique par l'action précipitante de la chaux sur des vapeurs acides.

b. Des marbres très blancs, très purs, qui ne contiennent en général pas de silicates et qui sont grossièrement grenus. Ce type paraît être tout-à-fait prépondérant. Les quelques filons de pegmatite qu'on rencontre encore, percent en général la roche. Ceci est la raison pour laquelle, selon CORNELIUS, ce marbre devait être plus ancien que celui du type précédent.

Il faut mentionner spécialement le marbre près de Piatta auquel du FeCO_3 a donné un délavé orange. Le même phénomène s'est présenté chez le marbre au nord du M. Pedena.

Contrairement à ce qui se passe dans le cristallophyllien orobique nous voyons une forte diminution des lentilles de marbre, en allant de l'Est à l'ouest.

C'est CORNELIUS qui a eu le grand mérite de relever la grande différence qui existe entre ces lentilles de marbre et les calcaires triasiques. Cette différence en effet est riche en conséquences importantes pour l'appréciation de la tectonique du cristallophyllien des Alpes Lombardes et des régions situées plus au nord. Les caractéristiques des deux groupes cités, sont en effet les suivantes:

- | | |
|---|---|
| <p>A. Les lentilles de marbre.</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. se composant habituellement de CaCO₃ pur. 2. d'une cristallinité à gros grains. 3a. contenant souvent du silicate calcaire. <li style="padding-left: 2em;">b. contenant des rubans de pegmatite, souvent parallèles. 4. se trouvant en rapport étroit avec la roche encaissante. 5. souvent riches en pyrite. | <p>B. Le Trias:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. en général dolomitisé. 2. pas très cristallin. 3a. sans silicates de néo-formation. <li style="padding-left: 2em;">b. sans filons de pegmatite. 4. en contact tectonique très net avec la roche encaissante. |
|---|---|

Dans les divers cas qui se présentèrent à moi au cours de mes excursions ces caractéristiques se sont toujours avérées exactes.

3. *Les amphibolites.* Les schistes Tonale paraissent en être très riches. Ne citons que la lentille énorme près de Tirano.

4a. *Les péridotites transformées, etc.* Par endroits on trouve de la cornéenne péridotique, ou de la serpentine.

b. *Les roches éruptives acides* font presque complètement défaut dans cette zone, contrairement au groupe des tonalites situé plus au nord. Le tonalite de Sondrio fait une exception à cette règle.

A la limite des schistes de Tonale et de la zone des failles insubre on trouve des gneiss ocellés qui sont peut-être en parallélisme avec les gneiss chiari, ce sont : les „Stavelgneis” de TRENER, et les „Gneiss Ocellés du Val Piana” de SALOMON. Tous deux sont confinés aux terrains de l'Est. Dans cette zone liminale, mais seulement à l'Est près du Val Camonica on trouve un banc, dit „Grünglimmerbank”, et un banc de quartzite riche en pyrite. Ces phénomènes cependant se trouvent très localisés dans toute cette zone des schistes de Tonale.

Je dois citer ici la „Série de Pejo”, de HAMMER. CORNELIUS considère une différenciation d'avec les schistes de Tonale, superflue, en raison de la présence d'associations de roches identiques à celles qui se rencontrent chez ces derniers. A ce sujet, je ne puis me prononcer avec exactitude, ne connaissant ces roches que par des descriptions, mais j'ai l'impression que CORNELIUS identifie à bon escient la „Série de Pejo” aux schistes de Tonale. Les curieuses répétitions des schistes de Tonale, de la Série de Pejo et les schistes grenatifères à staurotide, doivent peut-être être attribuées à des redoublements tectoniques. Une mise en carte détaillée de la région située au nord du Val Camonica serait, en raison de tout ceci, très à conseiller.

b. *Les schistes grenatifères à staurotide:* Ils se limitent presque exclusivement aux régions les plus à l'Est. On les rencontre à l'ouest aussi, mais en de très minces bandes seulement. Ce phénomène doit être attribué en grande partie au sur-charriage du groupe des tonalites sur le cristallophyllien nord.

c. Le groupe des tonalites. Nous le diviserons en deux groupes distincts:

1. *Les schistes micacés de Val Grande à l'Est.* Ce sont en général des phyllades que l'on trouve au nord des schistes micacés. Elles se font remarquer par leur grande pauvreté en marbre et leur richesse en roches éruptives, contrairement à ce que présentent les schistes de Tonale.

Nous trouvons en suite des amphibolites, des serpentines et des gneiss ocellés granitiques. Les gneiss ocellés provoquent un métamorphisme de contact très visible et présentent une alternance capricieuse avec les phyllades, comme chez les Fiorarogneiss. CORNELIUS déjà releva la ressemblance avec les gneiss ocellés orobiques.

En fait de roches éruptives, nous trouvons à l'Est de Grosoto plusieurs grandes intrusions de granite et de diorite. Près de Lago Seroten CORNELIUS a décrit des roches complètement analogues aux diorites dites „en peau de panthère” du Valsassina, sur lequel R. D. CROMMELIN publiera sous peu une étude. Nous trouvons en effet de grandes lentilles de granite flottant dans la diorite. Ici aussi nous nous trouvons devant la même difficulté que dans le Valsassina, à savoir: que nous y trouvons aussi des roches dans lesquelles des corps de diorite semblent flotter dans le granite. Ces roches éruptives se caractérisent par les propriétés suivantes, importantes pour la détermination de leurs âges:

- a. Les zones de mylonites en paraissent absentes.
- b. On trouve une zone de contact très nette et large souvent de 100 m. avec de l'andalousite.
- c. Les granites enclavent souvent des fragments des schistes encaissants.
- d. Les roches éruptives sont probablement plus jeunes que les gneiss ocellés dans lesquels elles intrudent en forme de filons.
- e. Les roches gabbroïques se trouvent au nord des amphibolites de Tonale.

Là, où elles se trouvent à proximité d'amphibolites, elles les percent toujours.

2. *Les gneiss du Tessin.* Ce groupe de roches encore peu connues commence à l'Est du Lago di Mezzola. Il se caractérise, les gneiss mis à part, par les filons d'aplite, de pegmatite, peu de marbre et beaucoup d'amphibolites, mais tous de dimensions restreintes.

On trouve encore de la cornéenne péridotique et de la serpentine. Dans les zones frontières surtout, des schistes grenatifères à staurotide et des gneiss du Tessin, nous trouvons les intrusions étendues de tonalite bien connues, du groupe de Bergell-Disgrazia auquel appartient également le Scerizo di Ghiandone connu, du Val Masino supérieur. Sur le versant nord de la vallée de l'Adda on trouve ce même Scerizo de Ghiandone sous la forme de galets erratiques.

Aux environs de Sasso Pel ces tonalites se trouvent encore tellement charriées vers le nord, qu'on les y trouve presque immédiatement à-même le Trias. Entre les tonalites et les schistes à staurotide on

trouve souvent des schistes de contact ou les „gneiss ocellés de San Antonio” de R. STAUB.

Nous avons essayé de donner un aperçu aussi bref que possible, de ce que l'on connaît actuellement du terrain cristallophyllien, situé au nord de la zone de failles orobique. La recherche de parallélisme avec des phénomènes rencontrés plus au sud, nous a souvent contraint à entrer dans les détails. A l'aide de ce qui précède nous pouvons établir quelques données sur les quatre problèmes suivants qui sont :

1. La position de la zone d'Ivrea, par rapport aux cristallophylliens Tonale et Orobique.
2. La recherche d'une ancienne structure synclinale et anticlinale dirigée en sens E.-O.
3. L'âge des roches éruptives au nord de la zone de failles orobique, et, en rapport avec celle-ci, la genèse des nappes Est-Alpines.
4. La répartition ancienne d'eau et de terre ferme.

1. La position de la zone d'Ivrea, par rapport aux cristallophylliens Tonale et Orobique.

Non seulement l'étude des publications qui le concernent, mais aussi une excursion, faite en 1930 dans la zone d'Ivrea, me rendit possible d'examiner de plus près ce problème.

Dans le but de voir, si la zone d'Ivrea forme une continuation du cristallophyllien orobique ou tonale nous voulons en énumérer brièvement les roches caractéristiques.

a. *Les künzingites*. Ce sont des schistes micacés grenatiformes à biotite.

b. *Les amphibolites*. Elles ont probablement été des roches éruptives basiques, tout au moins aux environs d'Ornavasso. Comme arguments en faveur de cette hypothèse nous avons :

1. Leur présence, sous forme de filons, dans le marbre au-dessus d'Ornavasso. Ces filons paraissent souvent couper les plans de stratification.
2. Les amphibolites contiennent parfois de grandes enclaves de schistes.
3. Les amphibolites occasionnèrent l'apport de minerai (de la pyrrhotine riche en nickel).

Les amphibolites sont quelquefois finement stratifiées et plissées, et souvent coupées de „schlieren” pegmatitiques. Entre la Teglia et Ornavasso en outre, on trouve des amphibolites ocellées très curieuses, rappelant fort les gneiss de Morbegno. En effet, ces amphibolites sont formées de couches alternantes de roches finement et grossièrement ocellées.

De même que sur la route de Bema, ces amphibolites ont subi de fortes altérations apomagmatiques le long de zones de failles, altérations, qui occasionnent la couleur vert-jaune caractéristique. Ici encore on trouve souvent de grandes croûtes de limonite déposées en forme de terrasses.

c. Les marbres.

On trouve de très grandes lentilles de marbre dans les kinzingites, près de Candoglia et d'Ornavasso e. a. Dans cette dernière carrière le marbre est riche en pyrite, et est injecté d'amphibolite.

Nous nous en tiendrons à ces données, et nous allons tâcher d'établir un parallélisme. Selon A. ESCHER VON DER LINTH (1853), F. ROLLE (1881), C. DIENER (1891), E. SUESS (1901), W. SALOMON (1905), C. SCHMIDT (1907), R. STAUB (1920) et A. HEIM (1922), la faille insubre passe au sud de la zone d'Ivrea. Dans ce cas, les schistes de Tonale doivent être les mêmes que les roches de la zone d'Ivrea.

Selon V. NOVARESE (1907), E. ARGAND (1911), M. LUGEON et G. HENNY (1915), G. B. CACCIAMALI (1917), A. SPITZ (1919), H. JENNY (1924), et H. P. CORNELIUS (1930), la faille insubre s'étendrait au nord de la zone d'Ivrea. Elle devrait être, par conséquent, une continuation du cristallophyllien orobique.

Personnellement, je pencherais pour le second groupe, et voudrais donc considérer la zone d'Ivrea comme une continuation vers l'ouest du cristallophyllien orobique. Comme arguments en faveur de cette thèse nous avons:

1. *a.* Dans les schistes de Tonale nous voyons les grandes lentilles de marbre et d'amphibole se raréfier de l'Est vers l'ouest. La largeur totale de cette zone diminue également de façon très sensible.

b. Dans le cristallophyllien orobique, par contre, nous constatons une augmentation considérable des marbres et des amphibolites de l'Est vers l'ouest. La largeur de la zone est à peu près constante pour ne s'élargir guère qu'à proximité du Lac Majeur.

CORNELIUS déjà a relevé que les grandes lentilles de marbre d'Ogliasca et de Musso doivent être considérées comme les contreforts Est des marbres d'Ivrea. Les amphibolites suivent la même règle.

2. Selon CORNELIUS e. a., on ne trouve pas dans la partie sud-Est de la zone d'Ivrea une zone de mylonite étendue, qui pourrait indiquer une continuation vers l'ouest de la ligne de Jorio. Les kinzingites changeraient insensiblement en „Stronagneiss”. Cependant dans le chapitre final sur la tectonique nous expliquerons comment la zone de failles orobique continue vers l'ouest via Sasso Grande et Manno vers Cremenaga, de là vers Bedero Val Travaglia près du Lac Majeur, puis plus au sud, jusqu'à ce que près de Meina sur la rive occidentale on le voit réapparaître. Plus au nord on trouve les granites de Baveno, plus au nord encore, la zone d'Ivrea. Si nous admettons que la faille insubre passe au nord de cette zone, nous voyons apparaître un phénomène identique à celui que l'on trouve vers l'Est près du groupe de l'Adamello. Ces granites tertiaires sont également situés entre la zone de failles orobique et la zone de failles insubre. Mais, comme à l'Est la zone située entre les failles orobique et insubre est beaucoup plus étroite qu'à l'extrémité ouest, il est compréhensible que le groupe de l'Adamello dépasse en partie la zone de failles orobique, alors que les granites de Baveno au contraire, sont situés exactement au milieu

entre les deux lignes de failles. Nous reviendrons là-dessus plus tard, et plus en détail.

3. Dans les schistes de Tonale les roches éruptives paraissent manquer, contrairement à ce qui se passe dans la zone d'Ivrea. Une exception à cette règle est faite par la tonalite de Sondrio. Nous avons encore en outre affaire au cas exceptionnel que cette tonalite est située exactement à la limite même qui sépare les schistes de Tonale de la zone de Brusio, respectivement du massif de Combolo. Dans le cristallophyllien orobique les roches éruptives sont fréquentes: p. ex. le groupe de l'Adamello, les Fiorarogneiss et les gneiss chiari. A ce point de vue la zone d'Ivrea pourrait encore correspondre avec les schistes micacés de Val Grande. Mais, indépendamment du fait, que tout le groupe des schistes de Tonale aurait alors disparu dans la zone d'Ivrea, la pauvreté en marbre dans les schistes micacés de Val Grande, n'est pas correspondante avec celle de la zone d'Ivrea. Quoique cet argument ne soit pas absolument définitif, je l'ai mentionné pour réfuter l'opinion, qu'en vertu d'arguments pétrographiques un parallélisme puisse exister entre la zone d'Ivrea et les schistes de Tonale. Au point de vue pétrographique il y a à peu près autant d'arguments en faveur du cristallophyllien orobique ouest, qu'en faveur des schistes de Tonale à l'Est, à quoi s'ajoute encore que dans un tel cas on trouve davantage de données en faveur d'un parallélisme entre la zone d'Ivrea et la zone analogue la plus proche, à savoir: le cristallophyllien orobique de l'ouest, que pour un groupe beaucoup plus éloigné: les schistes de Tonale.

4. Le fait que les amphibolites et les pegmatites de la zone d'Ivrea ne sont pas orientées parallèlement soit à la stratification, soit à la foliation, est plutôt conforme au cristallophyllien orobique qu'aux schistes de Tonale.

5. Les amphibolites à curieuse alternance d'yeux fins et grossiers, entre la Teglia et Ornavasso, amphibolites, dont, pour autant que je sache, la genèse n'est pas encore bien certaine, présentent, comme nous l'avions déjà remarqué une grande ressemblance avec les gneiss de Morbegno. L'on ne peut pas encore dire avec certitude si la structure ocellée et la stratification peuvent avoir été occasionnées par le sédiment primaire dans lequel les amphibolites injectèrent. Mais, vu les phénomènes que présentent les gneiss de Morbegno, cela me semble néanmoins fort admissible.

A considérer l'ensemble, il me paraît que, si à l'examen superficiel la zone d'Ivrea et les schistes de Tonale ont beaucoup de points de ressemblance, nous devons néanmoins considérer la première, comme une continuation du cristallophyllien orobique. Quelle est le cours exact de la zone de failles insubre? On ne peut le dire encore avec certitude, mais elle passe en tout cas au nord de la zone d'Ivrea.

Selon A. SPRIZ et H. P. CORNELIUS la ligne de Jorio de STAUB se continuerait vers l'ouest dans le Centovalli, puis dans la zone dite „du Canavèse”. Probablement que plus à l'ouest, elle s'infléchit vers le

S.O., comme la zone de failles orobique. En faveur de l'opinion de CORNELIUS nous constatons que :

1. Nous avons affaire dans le Centovalli avec une grande zone de failles, située exactement dans le prolongement de la zone de failles insubre. Ici aussi, la zone de failles se trouve accompagnée d'une vallée d'érosion.
2. Nous trouvons aussi ici des couches mésozoïques non-métamorphisées enserrées dans la faille.

Plus au nord commence la zone, dite de Sesia-Lanzo, qui forme la zone des racines des Pennides supérieures. En analogie avec ceci nous trouvons à l'Est et au nord des schistes de Tonale, près de Sondrio, les racines des Pennides supérieures et les nappes Est-Alpines inférieures. On a souvent objecté qu'il ne reste ainsi pas de place pour les racines des nappes Est-Alpines, si nous partons d'un schéma comme celui que nous venons d'indiquer. Cependant, dans le chapitre final sur la tectonique nous essayerons de démontrer qu'il ne peut jamais être question de racines, mais tout au plus d'une région d'origine. Mais en outre nous essayerons de démontrer que la position des nappes Est-Alpines sur les Pennides nécessite justement un contact direct entre les Pennides supérieures et le cristallophyllien insubre.

2. La possibilité d'une ancienne structure synclinale et anticlinale orientée en sens Est-ouest.

Dans le chapitre final nous expliquerons plus en détail, pourquoi l'on ne peut parler d'un anticlinal orobique ou insubre, comme font STAUB, CACCIAMALI, PORRO et d'autres, d'autant moins que les culminations actuelles proviennent d'une structure imbriquée de massifs de consolidation hercynienne, irrégulièrement érodés. Nous avons déjà essayé de démontrer qu'un plissement à direction nord-sud s'est produit probablement au cours de la période du Carbonifère. Un plissement à direction Est-ouest s'est-il produit aussi, et jusqu'où? En effet, à première vue, on serait tenté d'admettre un plissement en très grand: un synclinal à axe en sens Est-ouest, et qui suivrait la faille insubre. La raison de ceci est que, allant du sud au nord, nous constatons, au sud de la faille insubre, la succession: phyllades-gneiss grenatifères à staurotide-gneiss de Morbegno, alors qu'au nord de la faille nous trouvons la succession: schistes de Tonale-schistes grenatifères à staurotide-phyllades; les phyllades sont probablement les plus anciennes. CORNELIUS surtout a insisté le premier sur cette succession. Les divers faits suivants vont à l'encontre de cette théorie:

1. La succession en sens sud-nord est loin d'être en réalité aussi idéalement développée qu'elle le paraît être à première vue. En outre les transitions sont toujours très graduelles, et non tenues à des délimitations nettes.

2. A l'Est comme à l'ouest du cristallophyllien orobique, cette succession n'est pas partout présente. En effet, plus vers l'ouest et vers

l'Est les gneiss de Morbegno font complètement défaut, et ne se rencontrent qu'irrégulièrement disséminés.

3. Le phénomène de plissement nommé s'étend sur des distances de 15 km. et plus. Un tel phénomène tectonique n'est pas conforme à la tectonique hercynienne dans les régions du nord et de l'Est, qui sont mieux connues.

4. La ressemblance entre les zones analogues au nord et au sud de la faille insubre se réduit à peu de chose, si nous les examinons plus en détail.

L'avenir nous donnera peut-être l'explication de cette répétition, régulière en apparence, lorsque les diverses zones cristallophylliennes auront été mises en carte plus détaillée. Comme solution provisoire plausible je voudrais admettre ceci: Un gros paquet de sédiments, présentant peu de différences de faciès, et, pour autant qu'il y en eût, une variation ayant eu lieu dans les sens nord-sud et Est-ouest. Des intrusions ultérieures auraient encore provoqué des différences plus grandes.

Mais la raison pour laquelle la faille insubre se produisit exactement là où elle se trouve maintenant, reste jusqu'à présent un problème sans solution. A mon avis on pourrait l'attribuer à l'axe géosynclinal dirigé en sens Est-ouest, qui jouait le rôle d'importante zone géantielinale au cours du plissement alpin. Nous pouvons nous attendre le long de ce géantielin Est-ouest à une grande zone de failles, comme constituant la partie la plus profonde du géosynclinal et remontant la première, par suite de l'ascension graduelle du fond géosynclinal en massifs tabulaires le long de failles en escalier. Les phénomènes tectoniques subséquents s'adaptèrent toujours à ce géantielin primaire, de manière que beaucoup plus au sud, plusieurs zones de failles orientées en sens Est-ouest se produisirent. Dans le chapitre final sur la tectonique nous décrirons ces zones de façon plus précise. Les failles orobique et insubre se trouvant probablement être aussi déjà en grande partie de formation hercynienne, les mêmes barrières continentales du sud, qui déterminèrent la forme du géosynclinal alpin, auront probablement déterminé également, au cours de l'ère du Carbonifère, le géosynclinal carbonifère, en raison de quoi, la même ligne de failles, prise dans son ensemble, put se présenter dans le Carbonifère comme dans le Tertiaire.

3. L'âge des roches éruptives.

Un des paragraphes précédents nous a montré qu'on trouve des roches éruptives tertiaires et carbonifères.

a. Appartiennent aux roches éruptives tertiaires: Certainement le groupe de l'Adamello, qui perce les sédiments mésozoïques, et les tonalites de Disgrazia-Bergell. Mais, eu égard à leurs propriétés énumérées à la page 121, il faudra probablement considérer les tonalites de Sondrio, et les roches éruptives de Val Grande, plus à l'Est, également comme de formation tertiaire. Pour les mêmes raisons je considère comme des intrusions tertiaires les Fiorarogneiss, et les gneiss ocellés de Val Grande. Cependant, dans le Val Grande, nous voyons les gneiss

oeillés percés par les granites. Dans les Fiorarogneiss, nous avons trouvé un noyau dioritique et granitique. Celui-ci est presque certainement un reste de granite foliacé, à Val Grande ils indiquent une intrusion plus récente. Deux intrusions peuvent donc avoir eu lieu au cours de l'époque Tertiaire. Une se place dans le tertiaire inférieur, et l'autre après l'arrêt des plus puissantes forces de pression.

b. Appartiennent aux roches éruptives prépermienues: Certainement les gneiss chiari, les grano-diorites du Valsassina et le diorite micacé et quartzifère de la fenêtre de Mezzoldo. Quant aux diorites, leur âge se trouve déterminé par un recouvrement de couches permienues relativement autochthones, alors que, dans ces sédiments permienus les phénomènes de contact et les filons font de même complètement défaut.

Nous avons déjà exposé pourquoi nous considérons la fin du Carbonifère comme la période la plus probable des intrusions. Le fait que, près de Bozen, SANDER ait trouvé des galets de Brixen-granité dans les quartzporphyres, indique à mon avis, comme chez les gneiss chiari un âge carbonifère; d'autant plus, qu'à proximité du prolongement Est de la zone de failles insubre, de la ligne de Puster, ces granites là se rencontrent aussi. Notre certitude est moindre au sujet des „Stavelgneiss" de TRENER, et des „Gneiss Oeillés du Val Piana" de SALOMON. Leur ressemblance aux gneiss chiari, et leur emplacement y correspondant près de la zone de failles insubre, indiquent probablement aussi un âge carbonifère. Il en est probablement de même des „colmites" de SALOMON, et du „Daziogranite" de CORNELIUS. De même qu'il parle de „granite de Dubino", au lieu de „gneiss", nous avons meilleur temps de parler aussi de „Daziogneiss" ici. Ce gneiss est probablement une variété des gneiss chiari, et donc, probablement aussi d'origine du Carbonifère.

Pour finir, nous rencontrons dans le massif de Combolo, dans la zone de Brusio, et dans la zone de gneiss septentrionale de Cornelius, des roches éruptives diverses, comme les gneiss-oeillés de Combolo, les granites, monzonites, etc. de Brusio, et les Malojagneiss, sur lesquels nous reviendrons encore au dernier chapitre. Dans ce chapitre nous traiterons aussi les conséquences de ce qui précède, et qui touchent au problème des racines des Pennides.

4. La répartition ancienne d'eau et de terre ferme.

Groupons maintenant brièvement nos données stratigraphiques. Nous pouvons alors établir ce tableau synoptique des phénomènes relevés:

- 1a. La teneur en calcaire augmente considérablement du sud au nord.
- b. La teneur en calcaire augmente considérablement de l'Est à l'ouest, dans le cristallophyllien Orobique.
- c. La teneur en calcaire diminue de l'Est à l'ouest dans le cristallophyllien Tonale.
- d. Nous pouvons distinguer deux espèces de marbres: le marbre pegmatitique, et le prépegmatitique.

2. Les sédiments originels étaient formés de sables et d'argiles; en remontant les sables devenaient probablement prépondérants.
- 3a. Les sédiments furent feldspathisés par des intrusions de granite.
 - b. Ils furent injectés par des pegmatites. En partie durant le Tertiaire, en partie durant le Prépermien.
 - c. Les intrusions acides furent probablement précédées d'intrusions basiques. Au sud ce furent surtout les diorites et peut-être quelques amphibolites. Dans les régions occidentales surtout, ces intrusions basiques doivent avoir joué un rôle considérable. Au nord ce furent probablement les amphibolites, dont la fréquence augmente surtout vers l'Est, puis des serpentines et de la cornéenne à péridot.
- 4a. La teneur croissante en pegmatites, en allant de l'ouest à l'Est, du cristallophyllien Tonale, est probablement en rapport avec la teneur croissante en calcaire. Les pegmatites sont probablement occasionnées par les intrusions de gneiss chiari.
 - b. Selon CORNELIUS, les grandes pegmatites du cristallophyllien orobique ouest furent formées par les tonalites. Mais plus au sud, il se peut que les intrusions de gneiss chiari aient eu aussi quelque influence. Le petit nombre de filons est probablement en rapport avec la teneur restreinte en calcaire, étant donné qu'aussi dans ce cristallophyllien méridional, on peut constater un parallélisme dans l'accroissement du marbre et de la pegmatite.

Nous pouvons donc déduire, qu'au cours du Précambrien et du Carbonifère Inférieur, une mer peu profonde a recouvert le cristallophyllien. En considération de la formation des sédiments, il doit s'être trouvée une côte proche dans le sud-à-sud-ouest. La profondeur de la mer s'accrut vers l'ouest et vers le nord, mais surtout vers le nord-Est. Là se formèrent des calcaires qui causèrent la formation de marbres. L'affaissement lent du fond permit la formation de paquets de sédiments assez monotones, comme nous en rencontrons p. ex. dans les profils de houille. Vers le Carbonifère Inférieur, l'affaissement se transforma graduellement en un mouvement ascendant. Les intrusions ophiolitiques eurent lieu sous forme de gabbros et de péridotites, qui se transformèrent plus tard en serpentines, en cornéenne à péridot et en amphibolites. Comme partout sur la terre, ces intrusions ont lieu surtout dans les parties profondes d'un géosynclinal, voilà pourquoi on les trouve fréquemment dans les schistes de Tonale, et dans la partie ouest de la zone d'Ivrea. Vers la fin du plissement des failles se formèrent, suivies d'intrusions, d'abord de diorites, puis de granites porphyriques. Ceux-ci eurent une action feldspathisante, et formèrent des pegmatites dans les roches riches en calcaire. Peut-être que ces injections aient eu lieu aussi en partie durant le processus de la sédimentation. Le paquet de sédiments très métamorphisés et plissés fut imbriqué ensuite, et mis à-peu-près dans son état actuel. Lors du plissement alpin seulement, il y eut une nouvelle formation de failles, suivie d'intrusions. Les changements tectoniques qui les accompagnèrent seront traités plus en détail au chapitre suivant.

B. La limite Alpino-Dinarique.

Avant que d'examiner le problème des Dinarides dans son rapport avec la tectonique des Alpes Bergamasques, nous devons nous arrêter aux trois points suivants :

Primo : les différentes théories sur la limite Alpino-Dinarique,

Secundo : les points de ressemblance et de différence entre les Alpes et les Dinarides,

Tertio : le problème des racines des nappes Est-Alpines.

1. Les théories sur la limite Alpino-Dinarique.

Nous serons brefs, car KLOMPÉ (72) a déjà donné un aperçu de quelques-unes de ces théories. Après lui CORNELIUS (27) en donna encore un meilleur dans son ouvrage déjà cité.

1. *La théorie de C. Diener (1891)* : Il considérait la zone d'Ivrea et sa continuation par Bellinzona, comme une zone effondrée, limitée par la faille insubre.

2. *La théorie de W. Salomon* :

a. Vers 1905 il considérait, comme DIENER la zone insubre comme une zone effondrée. Selon lui le terrain au nord de la faille insubre se serait affaissé par rapport au terrain situé au sud de cette faille. Il appelle la ligne de faille elle-même du nom de „Peridinarischer Randbruch”.

b. Vers 1930 SALOMON a quelque peu modifié son opinion. Cette fois-ci il admet un affaissement du flanc sud par rapport au flanc nord, sans pour cela considérer nécessaire un charriage antérieur. La faille insubre (ou mieux : la ligne de Tonale) serait cette fois la „Synaphie”. ou limite séparant les deux continents Eurasiatique et Africain, flottant l'un vers l'autre. P. TERMIER, lui aussi, admet un affaissement des Dinarides par rapport aux Alpes. Mais il le combine avec un sur-charriage antérieur.

3. *La théorie de M. Lugeon et de G. Henny (1915)*.

Ces deux investigateurs admettent un grand anticlinal, dit „Anticlinal Insubre”. Le noyau en serait la zone d'Ivrea, le flanc sud en serait le cristallophyllien orobique, et le flanc nord serait formé par la zone du Canavèse qui constituerait en même temps la limite Alpino-Dinarique.

4. *La théorie de R. Staub (1916)*.

a. Cette théorie du sur-charriage a été soutenue d'abord par ED. SUSS et P. TERMIER, STAUB l'a développée dans la suite, et ALB. HEM et J. CADISCH y adhèrent également.

P. TERMIER considère les Dinarides comme un traîneau écraseur qui glissait par-dessus les Alpes vers le nord, refoulant tout devant lui. Les Dinarides eux-mêmes se comportèrent comme un „traîneau solide, non plissé”. Ils subirent plus tard un rétroplissement, et la partie sud s'affaissa le long de faille insubre. Pour TERMIER la limite Alpino-Dinarique représente donc un grand plan de mouvement, qui contiendrait en même temps la zone des racines des nappes Est-Alpines.

Suess, Uhlig, Steinmann et Haug, considèrent l'effondrement de l'Adriatique comme étant la cause de ce rétroplissement.

b. R. STAUD prit comme point de départ l'hypothèse que les nappes inférieures Est-Alpines pourraient être suivies jusqu'à la zone de Brusio. Par conséquent, les nappes Est-Alpines moyennes prendraient racine dans les schistes de Tonale, les nappes Est-Alpines supérieures (le cristallophyllien de Silvretta et de Oetz) prendraient racine encore plus au sud, dans le cristallophyllien orobique. STAUD, comme TERMIER admet un sur-charriage initial des Alpes par les Dinarides: la „Nappe Dinarique ou Styrienne”. Les nappes Est-Alpines supérieures seraient donc une continuation des Dinarides eux-mêmes sur-charriées par les Dinarides. A ce phénomène en succéda un de rétroplissement, qui fit s'effondrer les Dinarides dans la ligne des racines. Ainsi la limite Alpino-Dinarique s'étendra entre la zone des racines Est-Alpines et le cristallophyllien dinarique, et ne doit, par conséquent, pas être cherchée dans la faille inubre, mais dans la ligne de Gallinera et dans sa continuation vers l'ouest, la faille orobique. Contrairement à la thèse de KOBER, la limite Alpino-Dinarique ne serait donc pas une limite primaire, le long de laquelle beaucoup d'intrusions eurent lieu. Les Alpes et les Dinarides forment un seul ensemble orogénique, la limite entre ces deux se produisit secondairement comme limite de nappes.

5. *La théorie de A. Spitz (1919).*

CORNELIUS l'adopta dans la suite. Tous deux partent de l'hypothèse d'une seule montagne de plissement qui se serait plissée par le fait que la partie méridionale glissait vers le sud. CORNELIUS ne veut pas expliquer le cas où une tranche de la montagne aurait disparu par un laminage, mais par un engoutissement (la théorie d'AMPFERER).

6. *La théorie de L. Kober (1923).*

KOBER commença par être un adhérent convaincu de l'hypothèse dite: „Narbenhypothese”, comme C. SCHMIDT (1904) et F. ZIJNDEL (1912). Selon lui les Alpes et les Dinarides seraient séparés nettement par une large faille comblée de matériaux magmatiques (les intrusions péri-adriatiques de SALOMON). Les protestations violentes de R. SCHWINNER et d'autres que cette „Narbe” représentait une zone de pression, la zone des racines des nappes Est-Alpines supérieures, et en même temps une faille d'extension le long de laquelle monta du magma, ont eu pour effet, que KOBER renonça à dessiner cette „Narbe” dans ses sections. Ensuite il adopta le point de vue de TERMIER et de ED. SUESS. Cependant il admet une montagne de structure plissée bilatérale, dont le „Zwischengebirge” aurait disparu par suite de la pression. La limite Alpino-Dinarique serait donc déterminée par la limite de charriage des Dinarides sur les Alpes. D'après ARGAND la distance de charriage serait de ± 70 km.

7. *La théorie de H. Jenny (1924).*

JENNY part aussi de la „Narbenhypothese”, selon laquelle les racines des nappes Est-Alpines supérieures eussent été écrasées, mais selon lui les Alpes n'auraient jamais été sur-charriées par les Dinarides.

8. *La théorie de O. Ampferer (1911—1924).*

Il explique la faille insubre par un plan de séparation entre deux montagnes, se mouvant horizontalement l'une par rapport à l'autre. Il explique l'absence de racines par sa „Verschlussungstheorie”.

9. *La théorie de G. B. Cacciamali (1917—1932).*

Il est un partisan de la théorie de LUGÉON et de HENNY. La faille orobique serait le noyau d'un pli sur-charrié loin vers le sud, donc: la racine d'une nappe dinarique. La ligne de Gallinera passerait beaucoup plus au nord dans le cristallophyllien, au sud de l'Adda, et constituerait une continuation de la zone du Canavèse de LUGÉON et de HENNY, tout en formant en même temps la limite Alpino-Dinarique. La ligne de crête de l'anticlinal insubre est selon lui la limite des sur-charriages vers le nord et vers le sud. Cette ligne en forme d'éventail est appelée par lui: „Linea del Ventaglio Dinarico”.

Qu'y-a-t-il de vrai dans ces diverses théories? Nous nous bornerons à une critique générale sans les reprendre une à une. Les divers arguments contraires sont les suivants:

1. Comme arguments s'opposant à l'hypothèse qui fait de la limite Alpino-Dinarique une zone d'effondrement, nous avons:
 - a. Qu'on ne trouve ni sédiments post-hercyniens, ni du cristallophyllien plus jeune au nord ou au sud de la faille insubre. Si l'on veut considérer la faille orobique comme étant la limite, la première objection tombe, mais celle qui concerne le cristallophyllien subsiste, et en outre, toutes les théories qui admettent la faille orobique comme limite, n'admettent pas de zones d'effondrement.
 - b. Que les sédiments dans la faille insubre présentent un caractère nettement cunéiforme en raison de leur inclinaison légère par rapport aux schistes encaissants, et en raison d'une forte mylonitisation du côté nord (tout au moins vers l'ouest de la faille insubre). Ceci, combiné aux petits plans de failles secondaires inclinés vers le nord, comme dans la tonalite près de Sasso Pel, indique plutôt un sur-charriage venant du nord, qu'une zone d'effondrement.
 - c. Que, comme nous l'exposerons en détail tout-à-l'heure, la zone insubre ouest est inclinée vers le nord, mais que plus à l'Est près du Val Camonica, et plus à l'Est encore chez les Karawanken, les couches s'inclinent vers le sud. Il s'en suit que l'on ne pourrait jamais avoir affaire à une zone d'effondrement continue, étant donné qu'à l'ouest ce serait la partie sud et à l'Est ce serait la partie nord qui cussent dû s'affaisser.
2. Comme argument contre la „Narbenhypothese” nous avons:
 - a. Le métamorphisme peu accusé des sédiments triasiques. En effet, si, le long de la faille insubre il y eût eu un laminage, on aurait pu s'attendre à trouver des calcaires très broyés ou marmorisés. Or ceci n'est pas le cas. Ceci plaide à fortiori pour la position des sédiments insubres.

- b. Les roches cristallophylliennes des deux côtés de la faille insubre présentent tant de points de ressemblance, qu'il ne peut être question d'une „Verschluckung" d'une large tranche.
3. Comme argument contre un mouvement horizontal de deux montagnes, l'une par rapport à l'autre (l'hypothèse d'Ampferer) nous avons les arguments suivants.
- a. Si on rencontre, près du Col de Tonale surtout des stries horizontales, celles-ci paraissent cependant être toujours dominées par les stries verticales.
- b. Les sédiments devraient toujours avoir été enserrés en suivant des plans verticaux. A cause de la position cunéiforme cependant, nous trouvons ici une inclinaison nettement oblique.
- c. La ligne droite dessinée par la faille insubre sur de grandes distances, est un argument contre un mouvement horizontal de deux massifs l'un par rapport à l'autre.
4. Contre l'hypothèse de l'anticlinal, de LUGEON et HENNY, nous avons les arguments cités déjà au chapitre sur la stratigraphie, à savoir: que la zone d'Ivrea et le cristallophyllien orobique se continuent l'un l'autre, et que la faille insubre et la zone du Canavèse en font autant. En outre il n'y a aucun autre argument en faveur d'anticlinaux à direction E.-O.

Provisoirement nous en resterons là de nos objections. Nous n'exposerons notre critique principale qu'en traitant de la question des racines Est-Alpines.

2. Les points de ressemblance et de différence entre les Alpes et les Dinarides.

a. *Le cristallophyllien*: Il existe divers points de ressemblance entre le cristallophyllien orobique, d'une part, et celui d'Oetz, ou de Silvretta, d'autre part. Pour commencer nous constatons dans les massifs de Silvretta et d'Oetz la présence de roches ressemblant à des gneiss de Morbegno (selon CORNELIUS, HAMMER et d'autres). De même on connaît dans les Alpes les schistes micacés ou les gneiss à staurotide et à staurotide-disthène. Dans le massif de Silvretta on trouve fréquemment de l'andalousite dans des lentilles de quartz. Repossi a signalé la même chose près de Musso. Les phyllades enfin se rencontrent aussi en divers endroits. Entrons maintenant dans le détail. Nous voyons tout-de-suite de nombreuses différences. Nous constatons p. ex. l'absence dans les Dinarides des éklogites de la vallée de l'Oetz. L'argument de A. SPRZ disant que dans le cristallophyllien de l'Oetz et de la Silvretta se trouvent de grandes quantités d'orthogneiss, contrairement à ce qu'on trouve dans les Alpes Bergamasques, ne peut me convaincre, en raison des divers filons de gneiss chiari dont la présence fut démontrée dans le Valle del Bitto. J'ignore jusqu'à quel point les orthogneiss trouvés par SPRZ peuvent être d'origine tertiaire. Mais en ce cas-là aussi, nous nous en rapporterons aux Fiorarogneiss.

b. Les sédiments: Les couches, tant permienues que mésozoïques, des Alpes Bergamasques présentent d'importants points de ressemblance avec les couches correspondantes des Alpes, comme TRÜMPY, RASSMUS, FRAUENFELDER, et d'autres l'ont amplement démontré. De l'autre côté on constate aussi de nombreuses différences. Quant aux sédiments le long de la faille insubre ils présentent une très grande ressemblance avec les roches décrites par COSIEN, TRÜMPY et d'autres. CORNELIUS tend à les comparer aux sédiments de la montagne de Grigna. Nous voulons relever ici une erreur qu'ont faite plusieurs auteurs, surtout STAUB. Selon lui en effet un faciès identique indique généralement un élément tectonique correspondant. Il chercha donc les racines des Alpes Calcaires Septentrionales dans le „Drauzug" en raison de la ressemblance de faciès de ces Alpes avec les Alpes Méridionales. Diener déjà signala que les „Lunzer" et „Aflenzer" faciès des roches de ces Alpes Calcaires Septentrionales, contenant des matériaux continentaux Nordiques, indiquent une position relativement autochthone dans ces Alpes du Nord. Mais le fait que nous trouvons néanmoins un faciès approximativement identique à celui des Alpes Méridionales, peut s'expliquer par cet autre fait, que nous nous trouvons dans les deux cas au bord d'une zone géosynclinale. Nous ne devons pas perdre ceci de vue dans l'appréciation des sédiments de la zone de failles insubre.

Si nous considérons maintenant l'ensemble, nous voyons qu'il n'existe aucune raison pour considérer les Alpes et les Dinarides comme deux régions développées indépendamment l'une de l'autre. Ils firent probablement partie d'un seul ensemble orogénique partagé en deux, lors du plissement tertiaire seulement, partage si peu important, à l'Est surtout, que même après le plissement alpin, une distinction nette entre les Alpes et les Dinarides, telle qu'elle fut admise par E. SUSS et d'autres, devenait superflue. Les différences entre les sédiments, pour autant qu'elles existent, doivent être attribuées aux grandes distances horizontales, qui causent aisément des différences locales de faciès.

3. Le problème des racines des nappes Est-Alpines.

Avant de nous attaquer aux racines Est-Alpines, au sujet desquelles les opinions sont très divergentes, nous allons voir d'abord quelles sont les racines qui leur font suite plus au nord, et qui, elles, sont mieux connues.

Ce sont les Pennides. A l'ouest la zone de Sesia Lanzo doit être considérée, selon ARGAND et STAUB, comme la racine des Pennides supérieurs (la nappe de la Dent Blanche). Cette zone de Sesia Lanzo est située au nord de la zone du Canavèse, qui, comme nous avons essayé de la démontrer dans le chapitre sur la stratigraphie, forme la continuation vers l'ouest de la zone de failles insubre. Plus à l'Est, au Tessin, STAUB décrivit cinq zones de gneiss consécutives, séparées entre elles par des bandes de marbre. Les trois zones septentrionales représenteraient les nappes pennines supérieures. La quatrième zone séparée aussi des autres par des marbres, contiendrait les racines des nappes Est-Alpines inférieures. Les couches triasiques situées encore plus au

sud du Passo San Jorio et qui forment une lentille longue de deux km. environ et large de 100 à 200 m., seraient la racine des nappes Est-Alpines moyennes, et enfin, le cristallophyllien de la Catena Orobica constituerait la racine de la nappe de la Silvretta. La faille orobique, qui, selon STAUB, constitue la limite alpino-dinarique, continuerait vers l'ouest jusqu'à Musso sur le lac de Côme. Cette opinion de STAUB présente un grand nombre d'inconvénients. Comme objections nous avons :

1. Comme nous l'avons déjà dit au chapitre sur la stratigraphie et comme CORNELIUS l'a, le premier, formulé nettement, nous devons faire une distinction très nette entre les marbres et les calcaires triasiques. Les premiers appartiennent à l'ère paléozoïque inférieure, les seconds à l'ère mésozoïque inférieure. Les marbres trouvés par STAUB sont les marbres normaux du cristallophyllien Tonale, et ne peuvent guère être suivis sur des kilomètres. Ils se distinguent nettement des calcaires triasiques proches non-métamorphisés. CORNELIUS releva en outre, qu'ailleurs aussi dans les Alpes Centrales de l'Est, on rencontre de ces bandes de marbre comme les „Brettsteinzüge", qui sont aussi d'origine paléozoïque. La différence nette entre les deux groupes de calcaires se laisse observer le mieux entre Dongo et Musso, mais aussi à l'entrée du Val Masino où ces deux types se trouvent très proches l'un de l'autre, mais ne peuvent jamais donner lieu à équivoque.

2. CORNELIUS et SPITZ furent les premiers à signaler cette inexactitude concernant la continuation de la limite Alpino-Dinarique. En effet près de Musso on trouve un coin de calcaire, classé comme Hauptdolomit (Norien) par suite des trouvailles de fossiles de Repossi. Mais on ne peut suivre cette zone de failles que pendant 2.5 km. vers l'ouest. Elle n'entre donc pas en ligne de compte vis-à-vis d'un phénomène tectonique aussi considérable que la limite Alpino-Dinarique. A ceci s'ajoute encore que l'on peut suivre la zone de failles orobique jusqu'à Bellano, et même, immédiatement de l'autre côté du lac de Côme, au sud d'Acquaseria. Mais, même si nous laissons un moment de côté cette dernière considération, il est bien difficile d'admettre le brusque déplacement de la zone de failles orobique sur une distance aussi grande (Bellano-Musso), si l'on ne veut pas admettre la présence de failles en sens N.—S. CACCIAMALI aussi avait déjà signalé ce fait. Nous verrons plus tard qu'il n'est pas possible de prouver l'existence d'une faille en sens N.—S. au travers du lac de Côme. Si maintenant nous considérons la continuation vers l'ouest de la faille orobique, au sud d'Acquaseria, comme étant la limite Alpino-Dinarique, nous nous heurtons également à la grande difficulté de ne pouvoir expliquer le Trias de Musso à l'aide de la théorie de STAUB.

3a. Ce que nous avons dit des failles de Musso, s'applique en partie aussi à la zone de failles orobique. Nous reviendrons tout-à-l'heure plus en détail là-dessus. Cependant nous voulons signaler dès maintenant que cette zone de failles est partiellement visible comme plan de faille, inclinant tantôt vers le nord, tantôt vers le sud, près de Bellano, d'Acquaseria etc.. Mais à l'Est de la région du Corno Stella

elle plonge et ne se caractérise plus que par la zone de failles des sédiments qui la recouvrent. Il est évident que de tels phénomènes ne peuvent être expliqués au moyen de la théorie de STAUB.

b. Cette objection se maintient quand il s'agit de la zone de failles insubre. Elle incline, à l'Est, surtout vers le sud, plus à l'ouest, vers le nord. Ces transitions souvent assez rapides s'expliquent, comme nous verrons encore dans la suite, par des sur-charriages avec des barrières à résistances variables, mais on ne peut les motiver par un mécanisme de rétroplissement en grand.

4. Si le coin de couches triasiques de la faille insubre était né d'un rétroplissement, il devrait, sur le versant nord, occuper une position à peu près autochthone au-dessus du cristallophyllien, et les couches les plus récentes devraient se trouver du côté sud. Mais nous avons vu que c'est surtout le versant nord qui présente des contacts anormaux des plus marquants, et que les couches les plus récentes se trouvent toujours de ce côté. On pourrait vouloir expliquer ceci au moyen d'un synclinal ou d'un anticlinal. Malheureusement une répétition régulière est absente, et en outre, le porphyre et le Verrucano se trouvent autochthones au-dessus du cristallophyllien sud.

5. Plusieurs phénomènes semblent indiquer, que dans le cas de la faille insubre nous avons affaire à un charriage, qui, dans la partie ouest, serait dirigé du nord au sud. Les arguments en faveur de ceci sont :

- a. La position des sédiments en forme de coin.
- b. La présence de la zone de mylonites la plus accentuée sur le versant nord, et la position des sédiments souvent approximativement autochthone sur le versant sud.
- c. Le contact presque immédiat de la tonalite et des calcaires triasiques à l'Est de Sasso Pel, alors que les calcaires ne présentent aucune trace d'un métamorphisme de contact.
- d. La foliation très prononcée de la tonalite à proximité de ce contact. Les petits plans de faille inclinent tous vers le nord.

6. La ligne de PORRO-SPITZ, ou le sur-charriage de „Laghi di Porcile” de WENNEKERS contenant des enserrements de Verrucano et de Servino dans le sud (et, selon SPITZ, un conglomérat aporphyrique près de Sazzo), ne peut être expliquée si nous admettons un rétroplissement dirigé en sens E.—O.

7. Quoique les mises en carte détaillées du cristallophyllien au sud de la faille orobique manquent, les divers échantillons recueillis m'ont montré qu'il n'existe aucune différence fondamentale entre ce cristallophyllien-ci et le cristallophyllien orobique proprement dit, qui, selon STAUB, constitue la racine de la nappe de la Silvretta.

8. La faille insubre, de même que la faille orobique, était déjà présente à une époque prépermienne, vu les nombreuses roches éruptives prépermiennes le long de ces lignes de faille, roches changées actuellement en gneiss chiari ou en gneiss oeillés. Pendant l'ère tertiaire il

n'y eut qu'une réouverture. Par conséquent il ne doit pas y avoir eu de déplacements horizontaux considérables dans le cristallophyllien sud. De même, des mouvements verticaux et les charriages qui les accompagnent, caractérisent les Alpes Méridionales. Nous en trouvons encore une preuve supplémentaire en ce que entre la faille orobique et la faille insubre on rencontre des filons de gneiss chiari à peu près rectilignes, limités par des plans de failles très inclinés.

9. La zone de failles orobique et la zone de failles insubre présentent des particularités identiques. De même dans la continuation vers l'ouest de la faille orobique nous trouvons du porphyre et du Muschelkalk (Anisien) enserrés entre des plans de failles très inclinés.

Les deux groupes de roches forment le recouvrement autochthone du cristallophyllien orobique. Comme argument en faveur de ceci nous pouvons considérer e. a. la transition assez graduelle des gneiss chiari en porphyre et en Verrucano, comme on la voit près de Dubino. A l'appui de cet argument nous relevons la ressemblance de faciès, qui existe entre les sédiments de la faille insubre et ceux des Alpes Bergamasques méridionales. Le fait que le cristallophyllien orobique a été réellement recouvert par des sédiments autochthones est corroboré :

- a. Par la présence de tuffoïdes basales dans le Valle del Bitto,
- b. Par les conglomérats aporphyriques que PORRO, SPITZ et d'autres ont décrit au nord de la faille orobique,
- c. Par la présence de Verrucano et de Servino près du sur-charriage du „Laghi di Porcile”,
- d. Par la présence de Hauptdolomit (Norien) près de Musso,
- e. Par la présence de sédiments mésozoïques à l'Est du lac de Garde, situés entre la ligne du Pusterthal et la ligne du Val Sugana, qui constituent respectivement les continuations vers l'Est de faille insubre et de la faille orobique.

Ces sédiments furent transportés vers le sud par l'Adda. En partie on les trouvera probablement au fond du lac de Côme, puis dans les conglomérats près de Côme et dans la plaine du Pô sous l'Alluvium.

10. STAUB, comme KOBER, part du principe que chaque nappe doit toujours avoir une racine propre. Ceci n'est que partiellement exact quant aux nappes en pli-faille. En cas de nappes en charriage nous n'avons jamais affaire à des racines mais à des pays d'origine. Nous pouvons nous attendre à ce que plusieurs nappes proviennent d'un même pays d'origine. Nous pouvons voir des exemples de ceci dans les Alpes Calcaires Septentrionales, où plusieurs nappes se réunissent en une seule, et ailleurs encore. Une séparation, comme l'admettait STAUB, des nappes de Campo et d'Oetz dans les Grisons est également très exacte. Mais W. HAMMER (1929) et B. SANDER (1929) démontrèrent que ces différences diminuent vers le sud, jusqu'à ce que entre l'Ortler et le Brenner, on ne peut plus faire aucune distinction entre les nappes Est-Alpines supérieures et moyennes.

Les diverses objections énumérées ne regardent pas seulement la

théorie de STAUB mais aussi celle de LUGEON et HENNY, celle de CACCIAMALI et d'autres encore.

Il résulte de ce qui précède que s'il existe vraiment des racines Est-Alpines, elles devront être cherchées en tout cas au nord de la faille insubre et en même temps au nord des schistes de Tonale, qui montrent à plusieurs égards une ressemblance avec le cristallophyllien orobique.

Nous allons passer maintenant à la zone Est des racines des Pennides, que nous essayerons de suivre. Au nord de Sondrio, Cornelius décrit quatre zones curieuses, qui sont : le massif de Combolo, la zone de Brusio, la zone des gneiss septentrionale, et la zone de la serpentine¹⁾. Les particularités caractéristiques de ces zones sont les suivantes :

1. *Le massif de Combolo.* Dans le Val Malenco, au sud d'Arcquino, cette zone commence comme une mince bande pour ne s'élargir que près du Val Fontana, dans une direction N. E., après quoi elle enveloppe le M. Combolo (situé sur la frontière Italo-Suisse). Le massif de Combolo est formé de gneiss ocellés et de phyllades. D'après CORNELIUS ces gneiss seraient comparables aux gneiss chiari. Cette zone est considérée comme la racine ou comme le pays d'origine de la n a p p e de la Bernina (Est-Alpine inférieure).

2. *La zone de Brusio.* Cette zone commence en forme de coin aigu près du Val Vignone à l'Est de Maroggia, continue vers l'Est en passant par le M. Rola, puis au nord de Sondrio en passant par l'embranchement en sens E. O. du Val di Togno, jusqu'au Val Fontana environ. Elle s'élargit en allant vers le nord (à l'ouest du M. Combolo) pour infléchir de nouveau vers le S. E. en contournant le M. Saline, après quoi elle aboutit au sud du Lago di Poschiavo à Brusio, dans le Valle di Poschiavo. La tonalite de Sondrio forme la limite sud de la zone de Brusio. Cette tonalite fait elle-même déjà partie des schistes de Tonale. A part les phyllades, la zone se caractérise surtout par les banatites, les monzonites et les diorites, qui, selon CORNELIUS, se manifestent dans le paysage sous forme de moutonnements couverts de gazon. Selon CORNELIUS encore, nous devons considérer cette zone comme zone de racines de la n a p p e de Sella (Pennides supérieurs), mais vu la grande ressemblance qui existe entre cette zone et celle de la nappe de la Bernina située dans les régions beaucoup plus au nord, elle doit être considérée aussi comme la racine de la n a p p e de la Bernina (Est-Alpine inférieure). STAUB aussi adopte ce point de vue, mais, à cause de cela il estime nécessaire de déplacer la racine de la nappe de Sella dans la zone des gneiss septentrionale.

3. *La zone des gneiss septentrionale.* Cette large bande s'étend au nord de Brusio et commence à l'ouest dans le Val Masino, à peu près à la hauteur de Maroggia. Plus au nord, près de Cataeggio, nous sortons

¹⁾ Sa classification est basée surtout sur les recherches de R. STAUB dans le Val Malenco, le massif de Disgrazia, le massif de la Bernina, dans le Valle di Poschiavo, et sur les recherches de Repossi dans le groupe de Disgrazia occidental. CORNELIUS aussi étudia plusieurs de ces régions. Dans le Val Malenco et dans le Val Masino j'ai pu étudier succinctement ces quatre zones.

de cette zone pour arriver dans les tonalites avec le Scerizzo di Ghian-done bien connus. A l'Est, cette zone des gneiss septentrionale se compose surtout de phyllades et d'orthogneiss ocellés, qui, selon CORNELIUS, peuvent être parallélisés avec la série de Maloja de l'Engadine supérieure. CORNELIUS compare ces gneiss de Maloja et ces gneiss ocellés aux gneiss chiari. Plus à l'ouest, dans le Val Masino, les phyllades se changent en gneiss-à-biotite, dits „Beola”, que surtout G. Melzi a décrits en 1892. Là aussi nous voyons apparaître des orthogneiss à côté des paragneiss. A côté des roches nommées nous trouvons encore, plus accessoirement, des gneiss à amphibole, des amphibolites, des pegmatites et des sédiments mézozoïques (probablement d'origine triasique). CORNELIUS décrit encore un granite à biotite, qui selon lui doit être considéré comme la suite des roches éruptives du Val Grande. STAUB considère cette zone des gneiss septentrionale comme la racine de la nappe de Sella. CORNELIUS au contraire la considère comme la racine de la nappe de Margna (Pennides supérieurs). Ils ont probablement raison tous deux, vu que la séparation de ces deux nappes est bien difficile à suivre plus vers le Sud.

Sur la limite de la zone des gneiss septentrionale d'avec la zone de Brusio, nous trouvons un coin long et mince de sédiments, composé probablement de couches triasiques.

4. *La zone de la serpentine.* Au nord de la zone précédente nous trouvons un grand système de roches riches en serpentine, faciles à observer dans le Val Malenco au nord de Torre¹⁾. A côté de ces roches on trouve aussi plusieurs lentilles de sédiments mézozoïques, parfois sous forme de bandes très longues. Les schistes de serpentine ont probablement pris naissance en grande partie à une époque post-triasique, et sont issus de roches éruptives basiques. Comme argument en faveur de cette thèse nous avons :

- a. Les phénomènes de contact dans les roches de la nappe contigue de Margna, comme dans les calcaires triasiques (la formation d'amphibole et d'antigorite).
- b. Sur les versants Est et nord du M. Braccia nous rencontrons des gabbros purs, qui se changent en amphibolite etc.

CORNELIUS considère cette zone comme la racine de la nappe de Suretta.

Malgré le fait que les opinions sont encore un peu divergentes concernant la question de savoir à quelle zone appartient telle ou telle racine, nous pouvons dire en somme, qu'au nord des schistes de Tonale on trouve les racines des Pennides supérieurs et peut-être aussi celles des nappes Est-Alpines inférieures. Nous voulons terminer ici nos considérations sur les Pennides et n'indiquer qu'en passant que plus à l'Est, à savoir dans la partie nord-Est de la Valteline, HAMMER et SANDER e. a. ont signalé la présence de la nappe de l'Orther et d'Umbrail

¹⁾ La carrière d'amiante bien connue, au-dessus de Tornadri à une altitude de ± 1550 m., appartient à cette zone, alors que les schistes à serpentine sont utilisées en guise d'ardoises pour les toitures.

(nappe Est-Alpine moyenne inférieure). Jusqu'à quel point nous trouvons des Pennides au sud de cette nappe, devra être révélé par des recherches plus détaillées.

En résumant nous pouvons donc dire ce qui suit :

1. Les Alpes et les Dinarides formèrent d'abord un seul tout, mais dans les parties ouest une séparation secondaire eut lieu plus tard.

2. La zone d'Ivrea jusqu'au cristallophyllien orobique inclusivement, autrement dit, la zone entre la ligne orobique et la ligne insubre, forma depuis le Carbonifère une unité infrangible, dans laquelle ne dominèrent que les mouvements verticaux, alors que les mouvements tangentiels ne jouèrent qu'un rôle très secondaire.

3. Les schistes de Tonale aussi ont une position approximativement constante par rapport à la faille insubre. Du côté ouest il n'y eut que des charriages vers le sud.

4. Les racines des Pennides supérieurs et peut-être aussi les racines Est-Alpines sont en contact presque immédiat avec ces schistes de Tonale.

5. Il n'y a pas de preuve de la présence de racines Est-Alpines dans les schistes de Tonale ou plus au sud.

On peut éventuellement trouver une explication à l'absence des racines Est-Alpines, en observant les propriétés caractéristiques de leurs nappes. Les différences typiques d'avec les Pennides sont en effet :

1. La tectonique peu plastique des nappes Est-Alpines.

Autrement dit, l'aspect tectonique est dominé, non par une formation de plissements mais par une formation de failles. Il s'en suit qu'on ne trouve pas des nappes en pli-faille mais des nappes en charriage. On a commencé par essayer de vérifier de toutes les manières possibles la théorie des nappes dans les Alpes Orientales. Les fréquentes recherches au cours des dernières années, faites par HAMMER, SPITZ, HERITSCH, SANDER, STEINMANN, AMPFERER et d'autres, ont démontré avec une assez grande certitude que nous avons affaire à des nappes en charriage dans lesquelles les plissements ne jouent qu'un rôle secondaire. Par conséquent il est préférable de parler non pas de racines, mais de pays d'origine. Nous sommes confirmés dans cette opinion par les recherches faites par CORNELIUS dans l'Engadine, vers 1915. Il paraît en effet, que plus au sud, on trouve un changement de métamorphisme en sens vertical, mais non pas en sens horizontal. On ne trouve pratiquement rien, qui puisse indiquer une cristallisation croissante dans ce qu'on appelle les zones de racines. Nous disposons de trois arguments qui permettent de donner une explication à l'absence des nappes en pli-faille. Ces arguments sont :

a. *La plasticité très faible des roches Est-Alpines.* De grandes parties du substratum, déjà consolidé au cours du plissement hercynien, furent charriées sur les sédiments au nord. La plasticité du cristallophyl-

lien se trouva en outre encore diminuée par la présence de beaucoup d'orthogneiss. Les épais paquets de calcaires se prêtèrent également mal à un plissement bien marqué.

b. Le peu de profondeur à laquelle le métamorphisme eut lieu. Une température élevée, ainsi qu'une forte pression accrurent justement les possibilités de déformation plastique dans les Pennides, et, quant à la température, celle-ci fut encore élevée davantage par une ascension simultanée de roches éruptives.

c. L'absence de nappes situées au-dessus. Elle empêcha dans les nappes Est-Alpines, la présence, comme on la trouve chez les Pennides, d'un retroussement et d'un fléchissement correspondant des sédiments montant surtout verticalement, phénomènes qui occasionnent les nappes en pli-faille.

2. La présence de massifs d'origine hercynienne au-dessus de sédiments mésozoïques.

3. L'absence de roches éruptives ascendantes au cours du plissement, qui, à la suite du plissement se changent en orthogneiss; leur présence caractérise par contre les Pennides.

Les phénomènes des nappes Est-Alpines, cités ci-dessus ont véritablement une portée orogénique générale et ne s'appliquent pas seulement aux Alpes. Ceci est prouvé par les diverses nappes cristallophylliennes dans les Calédonides scandinaves, signalés par TÖRNEBOHM, HOLMQUIST, TORNQUIST et d'autres et aussi dans les Calédonides écossais, signalées surtout par PEACH et HORNE, puis dans les Chaînes Bétiques de la province de Grenade en Espagne, étudiées par VAN BEMMELEN, et enfin par les nappes cristallophylliennes de la Roumanie, signalées par STRECKEISEN et d'autres. Ces nappes cristallophylliennes proviennent des parties les plus profondes du géosynclinal. Ceci s'applique aussi aux nappes Est-Alpines.

A mon avis il est possible d'expliquer l'absence de racines Est-Alpines de la façon suivante.

Les premiers mouvements orogéniques ayant lieu dans la partie la plus profonde du géosynclinal, le substratum cristallophyllien avec son recouvrement sédimentaire viendront se placer, à la suite des mouvements verticaux intenses, comme géantielinal primaire au-dessus des roches analogues situées plus au nord. Mais, comme les mouvements isostasiques sont accompagnés de composantes tangentielles, les mouvements d'abord verticaux se changeront en charriages; et pour finir même en sur-charriages. Le rétrécissement du géosynclinal s'en trouve facilité. Les composantes tangentielles croissantes, avantageront le sur-charriage du cristallophyllien. Les régions situées d'abord au nord et au sud de celui-ci se rapprocheront les unes des autres; ce sont ici les sédiments, pennins et orobiques par la suite, avec leur substratum cristallophyllien. Le développement distinct de ces deux régions a deux raisons principales:

1. Le géosynclinal primaire, que nous pouvons nous représenter

le plus facilement comme un grand synclinal, n'était probablement pas symétrique. L'asymétrie se manifesta par le fait qu'au sud le fond géosynclinal remontait plus rapidement vers les bords, qu'au nord. En conséquence de ceci, les parties les plus profondes se trouvèrent plutôt sur le côté nord que sur le côté sud du géosynclinal.

2. La formation de failles primaire aura eu lieu plutôt sur le flanc que dans la vallée synclinale, attendu que le flanc constitue la partie la plus instable d'un synclinal. Dans un synclinal asymétrique le flanc du côté du bord le plus abrupt sera le plus instable des deux.

Nous laissons de côté quelles furent les causes primaires des forces tangentielles, qui provoquèrent la formation du géosynclinal. Il est évident que généralement il devra se dessiner une forme asymétrique, à moins que les résistances rencontrées par la force tangentielle ne cèdent pas, ou que nous partions de l'hypothèse de deux forces contraires et équivalentes, qui se neutralisent l'une l'autre. Il résulte de tout ceci, que nous pouvons d'une façon générale nous attendre à une tectonique différente des deux côtés du géantoclinal primaire; dans les Alpes, la partie sud montre les caractéristiques d'un géosynclinal peu profond, celle du nord montrera surtout des caractéristiques des parties plus profondes. Les deux régions se distinguent par ceci: que les mouvements isostasiques sont les plus lents et les plus petits dans les parties peu profondes, mais les plus rapides et les plus grands dans les parties plus profondes. Cette ascension prononcée dans les régions immédiatement au nord du géosynclinal primaire occasionnèrent une très forte décharge de pression, ce qui eut comme conséquence de faire se produire de fortes intrusions. Les roches éruptives furent emmenées avec les roches sédimentaires ascendantes. Le métamorphisme régional toujours très prononcé, et combiné à l'appauvrissement en gaz de ces roches éruptives parvenues à un point élevé dans la croûte terrestre, empêcha la formation de contacts nets. A la suite d'une forte ascension il se produisit d'abord un plissement autour d'axes verticaux.

Dans les zones supérieures, l'influence du recouvrement cristallophyllien du géantoclinal primaire, se faisait sentir avec une telle force, que les paquets de couches plus profonds rencontrèrent une zone de retroussement, et commencèrent à se mouvoir en un sens plus horizontal. De cette façon, il se produisit de grands plis couchés, qui montrèrent des ondulations secondaires par suite de la friction subie par les paquets susjaccents.

Ces plissements secondaires devenaient parfois très accentués, lorsque de nouvelles résistances en sens tangentiel se rencontraient. Nous connaissons cette zone septentrionale sous le nom de Pennides. Ces plis refoulants emportèrent à leur tour le substratum cristallophyllien, qui les recouvrait. De cette façon le géantoclinal primaire perdit complètement sa racine, pour autant qu'il en ait jamais été question; la place qu'elle avait occupée anciennement, se referma à cause du rétrécissement du géosynclinal. Cette clôture occasionna un contact immédiat entre le cristallophyllien orobique et celui des Pennides. Mais avant que le rétrécissement fût achevé, il y eut, le long de grandes zones

d'expansion, d'énormes intrusions, qui, au cours du rétrécissement, surcharrièrent sur la partie moins profonde du géosynclinal. Nous connaissons des intrusions de cette sorte en la forme d'intrusions de tonalites au côté nord de la faille insubre. Le parallélisme, que nous rencontrons souvent entre la foliation de la tonalite et de son entourage, constitue un argument en faveur d'une simultanéité de l'intrusion et du charriage. La nappe cristallophyllienne au-dessus des Pennides se plissa difficilement à cause de la composition de ses matériaux, etc., ce qui occasionna la formation de nombreuses nappes en charriage. Dans le cristallophyllien orobique, des mouvements isostasiques eurent également lieu, les plus forts au nord, les moins forts au sud. La plus forte réouverture des failles eut par conséquent lieu dans le nord, dans le sud elle fut plus tardive et moins intense. Mais avant de pouvoir entrer dans des détails nous devons commencer par trouver un certain nombre de données et d'indications, concernant le sens de la pression, l'âge du plissement, etc..

C. La Tectonique des Alpes Lombardes.

Ces dernières années plusieurs investigateurs ont publié des aperçus de divers phénomènes observés dans les Alpes Bergamasques. Parmi ceux-là je voudrais nommer surtout CACCIAMALI et WENNEKERS, et, pour ce qui concerne les considérations générales sur la tectonique, aussi KLOMPÉ. Dans le temps, PORRO, RASSMUSS, GÜMBEL et d'autres ont déjà donné des considérations sommaires. Mais depuis, le nombre des faits stratigraphiques connus s'est étendu à un tel point, de même que les connaissances en tectonique, qu'il m'a paru désirable de donner maintenant (même si ce n'est que sous toute réserve), un aperçu plus général de la stratigraphie et de la tectonique des Alpes Bergamasques, ainsi que des territoires contigus. Cependant avant de faire cela nous étudierons d'un peu plus près les opinions de WENNEKERS, KLOMPÉ et CACCIAMALI. La façon dont PORRO a su composer en un laps de temps relativement restreint une carte générale excellente dans son ensemble, nous inspire la plus grande admiration. Il me semble cependant avoir suffisamment de raisons pour considérer comme surannées ses opinions au sujet de la tectonique, dont une critique détaillée me paraîtrait superflue. C'est pourquoi nous nous en tiendrons aux trois investigateurs déjà cités.

1. Les opinions de J. H. L. WENNEKERS (1930 & 1932).

Les conclusions de WENNEKERS tirées de recherches considérables et importantes, diffèrent quelque peu des miennes, surtout quant à la tectonique. C'est pourquoi nous traiterons quelques-unes de ces différences d'un peu plus près et pour autant que cela est utile à notre esquisse tectonique générale.

a. Comme nous l'avons déjà dit au chapitre sur la pétrographie, WENNEKERS ne se fait pas, à mon avis, une idée exacte de la genèse des gneiss chiari. Ce ne sont pas des roches tantôt ortho-, tantôt paramétamorphiques, mais les véritables gneiss chiari sont toujours des

roches orthométamorphiques. Tant au milieu que sur le bord d'un massif de gneiss chiari, on trouve des reliquats sédimentogènes, à la suite des intrusions batholithiques.

Il s'en suit, que sa supposition, selon laquelle le groupe des phyllades est plus jeune que les gneiss chiari du groupe de Corno Stella (152, p. 294), ne peut pas être exacte. Les gneiss chiari intrudèrent dans ces phyllades, mais furent foliacés et transportés plus tard en même temps que ces roches paramétamorphiques. Ceci explique aussi le parallélisme existant entre la foliation au bord du massif des gneiss chiari et celle de la roche paramétamorphique encaissante. Le dessin capricieux que fait la ligne de contact des gneiss chiari respectivement avec les phyllades et les schistes micacés, s'explique également ainsi. Il va de soi que cette limite primaire irrégulière ait occasionné plus tard de petits mouvements différentiels des gneiss chiari par rapport aux phyllades, mais de là à admettre deux nappes se mouvant indépendamment l'une de l'autre, il y a une différence qui me fait paraître cette seconde considération comme inexacte.

Mr. Dozy pourra communiquer sous peu, de plus amples détails, concernant la tectonique à écailles compliquée, présente dans ce massif de gneiss chiari à la suite des limites primaires capricieuses.

Le restant de gneiss chiari près du Lago delle Trote (152, p. 295); ne peut pas, à mon avis, être considéré comme une preuve de ce qu'une nappe de gneiss chiari se soit trouvée au-dessus des schistes.

b. De ce qui précède il suit, que l'hypothèse de WENNEKERS, selon laquelle les gneiss chiari ont sur-charrié comme une grande nappe par dessus les sédiments au midi, a beaucoup perdu de sa force probante. La ligne d'affleurement du Verrucano près de Bte. Fontanini révèle aussi que, par rapport à la topographie, le Verrucano se trouve au-dessus des gneiss chiari. Aussi, il ne me semble pas exact de placer ce Verrucano et ce Servino dans une nappe supérieure à celle du Servino plus au sud. Une faille entre les deux n'en est pas moins compréhensible. Une brève visite aux massifs des gneiss chiari plus à l'Est, au cours de l'été dernier, nous confirma dans notre opinion. Je laisserai à Mr. Dozy, qui travaille dans ces terrains, une argumentation plus fouillée. Cependant je ne veux pas nier que les gneiss chiari avec les schistes puissent avoir charrié sur les sédiments au midi, mais ceci fut plutôt un charriage qu'un sur-charriage sur une grande distance. Le grand rejet vertical du charriage fut cause qu'une assez grande partie des sédiments fut cependant encore recouverte. Nous insistons néanmoins sur le fait, qu'il n'est pas notre intention de nier la possibilité d'une façon générale, d'un tel sur-charriage horizontal. En effet, dans le Val Marcia, les gneiss chiari ont sur-charrié les sédiments au midi sur une grande distance, comme il appert des limites d'affleurements dessinées par PORRO sur sa carte, et comme mon collègue BUNING aussi me le confirma. Ce sur-charriage se trouve probablement en rapport avec la grande culmination éruptive du Valsassina. La monotonie des phyllades et des schistes micacés ne peut servir de preuve à la position horizontale des gneiss chiari dans le groupe du Corno Stella (152, p. 294), vu mes recherches dans le Valle del Bitto. Le fait que WENNEKERS

basait ceci surtout sur la différence avec le cristallophyllien de l'ouest, décrit par KLOMPÉ, ne peut lui être imputé comme un tort, attendu que le profil schématique, donné par KLOMPÉ est encore inexact même dans sa schématisation la plus sommaire. Il va de soi qu'une critique sur les parallélismes envisagés par WENNEKERS dans les régions de l'ouest à la suite de ses propres profils, est superflue maintenant.

c. Quant aux structures à écailles, que WENNEKERS dessine dans ses profils, il s'avance parfois trop, là où il s'agit du sous-sol. L'absence d'une couche de Servino ou de Verrucano n'indique pas encore nécessairement un laminage complet, car elle est souvent apparente seulement, et doit être attribuée au redoublement dans une même série, sans que les couches sus-et sousjacentes aient été imbriquées aussi.

En outre il me semble peu désirable d'admettre à l'instar de WENNEKERS, une séparation si accusée entre le Collio et le Porphyre, et de baser aussi là-dessus la présence d'écailles, attendu qu'une comparaison des profils des couches permienes des divers terrains nous montre de très sensibles différences. La cause en est que le Porphyre et le Collio ne constituent que des changements de faciès peu nettement délimités.

d. WENNEKERS n'admet de structure imbriquée du substratum, ni dans les profils dans sa thèse, ni dans son profil schématique ultérieur des Alpes Bergamasques, alors que CACCIAMALI bien auparavant déjà, en émit la probabilité. Mais CACCIAMALI ne basait cette „struttura embriata" que sur la faille de PORRO-SPITZ. Les recherches faites dans le Valle del Bitto rendent cependant inévitable d'admettre maintenant une structure à écailles pour le terrain cristallophyllien. Dans la fenêtre de Salmurano même nous avons trouvé des preuves à l'appui de cette thèse.

e. A mon avis WENNEKERS emploie à tort le nom d'„anticlinal" au lieu de celui de „culmination", ceci à l'instar de CACCIAMALI. Comme nous le verrons tout-à-l'heure, les culminations proviennent de sédiments de plissement hercynien. Ces sédiments furent très broyés, puis érodés de manière qu'il ne restât plus rien de l'ancienne structure plissée. Cette irrégulière surface d'érosion prépermienne fut, au cours de la période alpine, imbriquée à nouveau, surtout en suivant les anciens plans de mouvement. Il est clair par conséquent qu'il vaut mieux faire disparaître le nom d'„anticlinal" de la littérature sur les Alpes Bergamasques.

f. WENNEKERS, à l'instar de PORRO et d'autres, parle d'une culmination de porphyre, qui, selon lui, doit être considérée en même temps comme la cause de la forte structure imbriquée. L'activité volcanique relativement moindre à l'Est qu'à l'ouest rend déjà peu probable une telle culmination. Un fait nous fortifie dans cette opinion: Qu'une imbrication accentuée ne se présente que là où on trouve de fortes barrières, dont une des conditions primordiales est la forte consolidation des matières qui constituent la barrière. Autrement dit, le cristallophyllien surtout, ou des roches éruptives anciennes, peuvent constituer de ces barrières, mais non pas une roche composée de por-

phyres alternés de tufs, etc. En considération de ce que nous avons dit sous la lettre *e*, le fait que l'on trouve souvent du porphyre sur les bords des fenêtres cristallophylliennes, rend très probable, que les culminations de porphyre elles aussi, doivent leur force de résistance à des parties de substratum montées plus haut, et non pas à d'épaisses coupes de porphyre.

g. Pour finir WENNEKERS admet la théorie de STAUB comme étant la plus probable et il considère donc le sur-charriage orobique proprement dit comme la limite Alpino-Dinarique. Je ne peux pas me railler à cette opinion, et, pour mes objections, je renvoie aux pages qui précèdent. Nous laisserons de côté les questions plus détaillées, de même que ses parallèles tirées avec les „Lewisiangneis” en Ecosse.

Je tiens cependant à répéter, que si nos points de vue divergent souvent, j'apprécie grandement ses recherches, et, tout particulièrement, son tectonogramme. Nous ne pouvons que regretter que ce tectonogramme ait été construit avant que les Alpes Bergamasques ne soient mieux connues, ce qui en diminue inévitablement de façon assez sensible la valeur durable. Je tiens aussi à relever plus spécialement le mérite qu'a eu WENNEKERS de relever les zones de glissement du Permien et surtout du Trias, supposées déjà par COSIJN et JONG, et de les indiquer et de les formuler d'une façon plus générale et plus nette.

2. Les opinions de Th. H. F. Klompé (1929).

Pour ce qui est de ses opinions sur la tectonique générale des racines Est-Alpines, il faut appliquer ici ce qui a été déjà dit au sujet de la théorie de STAUB sur la limite Alpino-Dinarique.

Nous avons déjà mentionné l'inexactitude de ses coupes schématiques du cristallophyllien. Il nous reste encore à signaler que la limite méridionale des Fiorarogneiss n'est pas une limite tectonique, comme KLOMPÉ l'avait supposé, tout au moins, pas une zone de charriage aussi nette que la limite nord, ce qui n'empêche pas que les gneiss furent aussi très compressés au côté sud. Quant aux autres divergences, elles ne sont pas importantes par rapport à notre schéma tectonique général, et nous les négligerons donc ici.

3. Les opinions de G. B. Cacciamali (jusqu'à 1932, inclus).

Pour ce qui concerne ses opinions sur la tectonique générale du problème Alpino-Dinarique, nous pouvons nous contenter de renvoyer à nos considérations sur ce sujet.

Il en est de même concernant le terme d'„anticlinal” dans les Alpes Bergamasques, employé au lieu du nom de „culmination”, dont nous avons déjà parlé en traitant des opinions de WENNEKERS.

Ce n'est pas seulement l'inexactitude de la dénomination, qui nous gêne, mais plus spécialement les conséquences concernant la genèse, qui découlent de cette hypothèse.

Quant à ce qui concerne l'opinion antérieure de CACCIAMALI au sujet de la présence de nappes, nous ne pouvons pas davantage nous ranger à son avis, vu les résultats des études détaillées, faites par COSIJN, JONG,

KLOMPÉ, WENNEKERS et HOFSTEENGE, au cours de ces dernières années.

L'Observation n'est pas seule à nous apprendre ceci, mais des considérations purement théoriques nous conduisent à un résultat identique. Nous nous trouvons en effet sur le bord méridional du géosynclinal alpin. Le peu d'importance des composantes isostasiques, et les forces tangentielles plus petites vu que nous n'avons affaire qu'à une pression de rétroplissement (dont il sera traité tout-à-l'heure), rendent peu admissible que des nappes aient pu se former ici. Notre façon de voir fut corroborée par les recherches dans le Valle del Bitto, dont il ressort, que le cristallophyllien orobique a subi depuis le Carbonifère, entre les failles insubre et orobique, des mouvements surtout verticaux, mais peu de mouvements tangentiels.

Je peux jusqu'à un certain point m'accorder avec la façon de voir de CACCIAMALI, pour ce qui est d'une combinaison de plissement et d'imbrication dans les Alpes Bergamasques. Je considère ce plissement comme un phénomène primaire, mais relativement très effacé par des imbrications ultérieures. Mais dans les nappes jeunes, comme celles du Jura, et plus jeunes encore, le plissement se trouva être bien conservé. A la page suivante nous parlerons des arguments à l'appui de ceci.

Nous venons de voir maintenant les opinions récentes les plus importantes concernant les Alpes Bergamasques, et nous allons passer maintenant à l'aperçu tectonique général.

Avant que de donner un aperçu régulier de la genèse de la structure des Alpes Lombardes, nous allons regarder jusqu'où les recherches dans ces terrains ont confirmé quelques phénomènes tectoniques importants et régulièrement répétés, signalés en diverses contrées de la terre comme propres à diverses périodes orogéniques, et que je voudrais désigner sous le nom de „lois tectoniques”. Comme les plus importantes de celles-ci, il me semble devoir considérer :

1. La loi du moindre effort.
2. La loi de la bicausalité de C. E. DUTTON (1889).
3. La loi de la discontinuité d'E. ARGAND (1916).
4. La loi des mouvements différentiels.
5. Les lois des oscillations.

1. La loi du moindre effort.

Nous en avons rencontré des applications dans notre paragraphe sur la foliation de roches paramétamorphiques. Dans la tectonique, cette loi nous dit, que ce seront toujours ces structures-là qui se produiront qui nécessitent un travail minimum. Toute simple qu'elle puisse paraître, cette loi est d'une importance capitale pour les phénomènes tectoniques. Le rapport déjà souvent constaté, entre la tectonique et le milieu de la sédimentation, est une illustration de cette loi. Nous en donnerons ailleurs d'autres, plus claires.

2. La loi de la bicausalité.

Cette loi nous dit, que chaque ensemble orogénique est redevable de son origine à des forces verticales surtout, à côté des forces tangen-

tielles. F. NAUMANN (92) déjà a attiré en 1849 l'attention sur ce fait, mais il fallut attendre l'année 1889 dans laquelle C. E. DUTTON (34) décrivit le phénomène avec beaucoup de précision. Il formula brièvement cette loi de la façon suivante: La naissance d'une orogénèse nécessite une certaine quantité d'énergie cinétique, mais une quantité encore bien plus considérable d'énergie potentielle. Dans les années qui suivirent, E. ARGAND (4, 5), en 1916 surtout, est arrivé à la même conclusion après ses recherches concernant les Alpes et les montagnes de plissement Asiatiques, et après lui, vers 1917, R. D. OLDHAM (95), y aboutit lors de ses recherches dans le Himalaya. Si, en regard de ceci, je considère les descriptions des phénomènes observés dans les Calédonides, les chaînes hercyniennes, etc., il me semble pouvoir considérer à bon droit le phénomène en question comme une loi. A mon avis les recherches dans les Alpes Bergamasques en ont, à nouveau, démontré l'exactitude. Les trois structures principales, que nous rencontrons comme manifestations de la loi de la bicausalité, sont: le plissement, la formation de failles, et l'imbrication. Regardons maintenant chacune de ces trois.

A. LES PHÉNOMÈNES DE PLISSEMENT.

Les dépôts plissés de „Flysch” et de „Molasse” de l'avant-pays méridional sont réellement la preuve, que de très grands phénomènes de plissement se rencontrent également dans les Alpes Lombardes, si broyées actuellement. On peut encore citer à l'appui les phénomènes de plissement dans les dépôts jurassiques et crétaqués fréquents dans les Alpes Lombardes méridionales surtout, et étudiés en détail par RASSMUSS, qui les avait trouvés dans l'„Alta Brianza”. Cependant ici aussi une formation de failles et des sur-charriages ultérieurs paraissent avoir effacé considérablement la structure synclinale originale. Dans le sur-charriage de Ravella bien connu, RASSMUSS constata qu'un noyau synclinal se trouve actuellement composé de quatre écailles d'„ammonitico rosso” et de „majolica”. Des phénomènes de plissement en petit se présentent en plusieurs endroits dans les calcaires, mais plus particulièrement dans les zones de glissement, dont il va être question. Des exemples se rencontrent entre autres à l'Est de Barzio, où le „Hauptdolomit” (Norien) a sur-charrié les couches de „Raibler” (Carnien). Le „Hauptdolomit” fonctionna comme „traîneau écraseur” et plissa les couches de Raibler au-dessous avec une très grande intensité. Il est difficile de dire avec certitude si, dans les grands massifs calcaires comme le „Hauptdolomit” (Norien), l'„Esino” (Ladinien) et le „Muschelkalk” (Anisien), il se fit des plissements, attendu que l'aspect originel en est souvent rendu vague par les charriages en forme de cuillère dont nous allons parler. Néanmoins, il me semble qu'en vertu des symptômes que montrent les sédiments jurassiques et crétaqués, un plissement est très admissible ici. Il n'est pas toujours possible de dire, jusqu'à quel point l'adaptation au substratum a causé ces ondulations dirigées de l'Est à l'ouest. Il est probable, que les sédiments furent faiblement ondulés et s'adaptèrent au substratum au cours de leurs mouvements.

Le plissement très distinct que nous constatons dans le sud s'explique ainsi :

1. Les couches jurassiques et crétacées sont beaucoup plus plastiques que les sédiments plus anciens, ceci surtout grâce à leur sédimentation à une plus grande profondeur.
2. Les structures imbriquées, conséquences de barrières dans le substratum, se manifestent de moins en moins dans les paquets plus élevés.
3. L'influence du charriage orobique s'amointrit considérablement vers le sud. Et c'est en outre là seulement, que l'érosion n'a épargné que ces sédiments plus récents.
4. Dans la zone la plus élevée les possibilités de détour sont plus grandes.

Tous les phénomènes de plissement indiqués sont preuves de composantes tangentielles, car les composantes verticales n'y ont joué qu'un rôle accessoire. La première condition nécessaire à un bon plissement est l'alternance de couches plus et moins plastiques. En effet les couches plastiques favorisent les mouvements de glissement, alors que les couches moins plastiques, elles, fixent les plis.

Comme matière peu plastique nous trouvons dans les Alpes Lombardes : des schistes cristallophylliens, les porphyres, le Verrucano, et d'autres sédiments conglomériques, comme „le collio congloméré” et „le Servino congloméré” (rencontré à l'ouest), etc., puis encore les calcaires. Des couches très plastiques sont constituées par des argiles, des marnes, etc. Ces zones plastiques surtout jouent évidemment un grand rôle dans la tectonique des Alpes Lombardes. WENNEKERS déjà y attira notre attention et publia un aperçu des zones de glissement triasiques. Nous allons compléter cet aperçu et l'étendre aux sédiments moins anciens.

Les fonctions de zones de glissement furent remplies par :

1. Les tuffites et les couches respectivement d'argile et d'ardoise du Permien inférieur :

Ces zones de glissement rendirent possible des mouvements du Permien inférieur par rapport respectivement au Permien supérieur et au substratum, mais aussi des mouvements à l'intérieur même du Permien inférieur.

2. Le Servino :

Dans cette formation les marnes et les argiles-ardoises, furent les seules matières propices au glissement. A l'ouest des Alpes Lombardes, où le Servino est encore davantage formé en conglomérats, il paraît aussi se trouver toujours avec le „Muschelkalk” (Anisien) susjacent, autochthone sur le substratum. Plus à l'Est nous verrons donc le Servino moyen et les couches inférieures du Servino supérieur fonctionner surtout comme zone de glissement. WENNEKERS décrit des cas, dans lesquels le Servino supérieur s'imbrique avec les masses calcaires susjacentes. Parfois même le Servino tout entier s'est imbriqué avec celles-ci.

Mais d'une façon générale le plan du charriage se trouve au-dessus du Servino inférieur. Le Servino fonctionnait comme zone de glissement entre le Permien d'un côté et le „Muschelkalk" (Anisien)-„Esino" (Ladinien) de l'autre côté.

3. Le Raibler (le Carnien).

Ici ce sont de nouveau les marnes, qui fonctionnent comme zone de glissement, surtout celles qui appartiennent au Raibler moyen et aux couches inférieures du Raibler supérieur. Elles forment une zone de glissement entre le „Hauptdolomit" (Norien) et le „Muschelkalk" (Anisien)-„Esino" (Ladinien) ou inversement. Ce dernier cas se présente dans la région de la Grigna et a été décrit par TRÜMPY.

4. Le Rhétien.

Les argiles et les marnes, surtout du Rhétien moyen, mais aussi du Rhétien inférieur formèrent une zone de glissement pour le „Conchodolomit" rigide du Rhétien supérieur, et pour le „Calcare Nero" du Lias inférieur et de couches inférieures du Lias moyen.

5. Le „domeriano" et l'„ammonitico rosso".

Les couches supérieures du Lias moyen (Domériano) se composent surtout de marnes bigarrées, alors que le Lias supérieur (ammonitico rosso) présente parfois aussi des calcaires et des schistes marneux, servant de zone de glissement aux couches qui vont du Dogger jusqu'à la période crétacée inférieure (Majolica) inclusivement. Contrairement aux zones précédentes, on trouve parfois aussi dans le Dogger des petits plans de glissement marneux, qui font s'estomper la distinction entre les calcaires et les plans de glissement, si nette dans le Trias.

6. La Scaglia et la Majolica Supérieure et partiellement le flysch, qui présentent des zones de glissement par rapport au Tertiaire.

Les marnes et les calcaires marneux de la Scaglia (la période crétacée moyenne) surtout, mais aussi les argiles et les calcaires riches en argile de la Majolica supérieure (la partie supérieure de la période crétacée inférieure) y jouèrent le rôle de zone de glissement. Dans le flysch ce furent surtout les schistes marneux.

L'absence de plans de glissement prononcés entre des paquets rigides est justement la caractéristique des sédiments plus jeunes que le Lias moyen, ce qui, nous avons déjà vu, explique leur plissement bien distinct.

La différence tectonique très nette entre ces roches et les formations plus anciennes, fut tout d'abord la raison pour laquelle on considéra nécessaire la présence d'une zone de failles entre la région de Grigna et d'Alta Brianza, pour pouvoir expliquer cette différence de structure. La Grigna présente une structure appartenant nettement à l'ère mésozoïque inférieure, alors que celle de l'Alta Brianza fait manifestement partie de l'ère mésozoïque supérieure. Nous allons parler maintenant de *la direction des composantes tangentielles*, qui occasionnent le plissement. A mon avis nous avons des arguments en faveur d'une pression, tant dans le sens nord-sud, qu'Est-ouest.

Considérons d'abord la pression en sens nord-sud. Plusieurs faits indiquent que, dans les Alpes comme dans les Dinarides, la pression

primaire venait du sud. Les arguments qui y sont favorables sont e. a. :

1. La séparation, secondaire seulement, des Alpes et des Dinarides alors que les Alpes dans leur ensemble ont été formées à la suite d'une pression venant du sud à sud-Est.

2. L'inclinaison vers le sud dans les régions Est, de la zone de failles insubre et des Dinarides.

3. Près du lac de Côme la faille orobique, elle aussi, est inclinée vers le sud.

4. Dans les Dolomites du sud, l'écaille de Civetta paraît selon VAN HOUTEN, provenir du sud-Est.

5. Dans les terrains à porphyre de Lugano, on trouve plusieurs plans de failles inclinés vers le sud.

6. Les failles orientées en sens Est-ouest, qui se trouvent dans le terrain étudié par COSLIN au sud de la fenêtre de Caprile inclinent également vers le sud.

7. Le contact de sur-charriage du „Hauptdolomit" (Norien) et du Servino au sud d'Ornica, qui incline également vers le sud.

Tous ces phénomènes s'expliquent de la façon la plus simple par une poussée primaire venant du sud, à laquelle suivit une poussée de réaction venant du nord, par suite de la formation des nappes Est-alpines.

Selon les barrières rencontrées, cette poussée de réaction aura pris le dessus ou aura été vaincue par la poussée primaire. En cas de barrières très résistantes, il y a souvent eu des sous-charriages, surtout si cette barrière se trouvait au-dessus du medium charriant. En ce cas la réaction domine. Au contraire la poussée primaire domine dans les cas de sur-charriage. Plus loin nous reviendrons à ceci, mais examinons maintenant le problème des pressions orientées en sens Est-ouest.

Comme arguments en faveur de ces pressions, nous avons :

1. Dans les Alpes orientales on a trouvé divers phénomènes trahissant la présence de forces agissant en sens Est-ouest au cours du plissement alpin, alors qu'au cours de cette orogénèse, l'on vit se manifester aussi des pressions en sens nord-sud. Ces phénomènes sont entre autres de grands plis-couchés, inclinés vers l'Est et les plis transversaux trouvés dans les Grisons e. a.

2. Dans les Appenins qui se trouvent au sud des Dinarides, les forces agissant en sens Est-ouest se trouvent être justement très importantes.

3. Dans les Dolomites du sud, VAN HOUTEN trouva et décrivit deux grandes zones anticlinales allant du nord au sud.

4. Dans le Valle del Bitto le charriage près de la ligne de partage des eaux occidentale, indique des pressions en sens Est-ouest pendant le Carbonifère, alors qu'en ce temps des forces orientées en sens nord-sud doivent avoir agi également.

5. La faille insubre, orientée partiellement en sens Est-ouest et

en sens N. E.-S. O., indique des charriages possédant une composante considérable en sens Est-ouest.

6. Le „Hauptverwerfung” de Lugano, de Frauenfelder et Doeglas, indique, me semble-t-il, la même orientation. Indépendamment du fait, qu’une pression en sens nord-sud peut expliquer éventuellement une faille dans le même sens, mais non pas un charriage de cette sorte dans cette même direction, nous avons comme argument contre une adaptation normale à la culmination du cristallophyllien, le fait qu’au-dessus de celui du nord-nous trouvons du Servino et du „Muschelkalk” (Anisien), alors que nous n’en trouvons point à l’Est près du sur-charriage du Lias.

Si nous considérons ce qui précède en regard du fait, qu’en divers autres contrées terrestres, nous constatons aussi cette alternance continue des forces agissant en sens nord-sud et sens Est-ouest au cours d’une même orogénèse, nous pouvons considérer possible que des forces agissant en sens Est-ouest, peuvent aussi s’être manifestées dans les Alpes Lombardes, même si leur activité y a été sensiblement inférieure aux forces agissant en sens nord-sud.

Ces considérations prises dans leur ensemble me font estimer probable, que des pressions venant du sud aient, tout d’abord, faiblement plissé les sédiments. Dans les paquets inférieurs cela se fit en faibles ondulations, et dans les zones élevées il se produisit une formation de synclinaux et d’anticlinaux plus prononcés. La réaction subséquente venant du nord fit néanmoins pointer ces plis vers le sud.

Pour finir nous allons voir quel peut être l’âge de ces plissements. Nous allons combiner cette détermination avec celle de l’âge des charriages etc. Nous avons pu réperer avec certitude deux périodes orogéniques dans les Alpes Bergamasques. Ce sont les orogénèses hercynienne et alpine.

1. L’Orogénèse hercynienne.

Dans les Alpes Bergamasques nous avons trouvé des symptômes indiquant, que le premier plissement à mouvement ascendant du géo-synclinal hercynien a probablement eu lieu dans le Carbonifère inférieur à moyen, et fut suivi d’intrusions de granite vers la fin du Carbonifère. Il ne fut pas possible de distinguer nettement deux phases dans cet orogénèse hercynienne.

Cependant le Valle del Bitto, nous ayant révélé un premier plissement probable, mais une foliation certaine, antérieure aux intrusions du granite, il peut en résulter qu’ici aussi ce plissement s’est fait en deux phases consécutives:

1. le plissement et la foliation des sédiments originels.
2. l’intrusion de granite et la foliation subséquente, qui engendra les gneiss chiari.

A ce point de vue nous voyons donc le cristallophyllien méridional se différencier des régions à plissements hercyniens dans les Alpes Septentrionales.

En effet LUGEON et ESCHER démontrèrent respectivement dans les régions de la Dent de Morcles et du Tödi, que nous avons affaire là

à deux phases distinctes de plissement hercynien; à savoir l'un entre le Carbonifère moyen et le Carbonifère supérieur et l'autre après le Carbonifère supérieur mais avant le Trias. Dans les Alpes Méridionales les conglomérats aporphyriques ne subirent pas de plissement, et pour autant qu'ils se trouvent actuellement dans des zones de failles, celles-ci paraissent être toujours des plans de mouvement alpins. Mais ESCHER s'est toujours rapporté au „conglomérat de Manno" de TARAMELLI et de GÜMBEL, où les Calamites et les Sigillaires démontrent irréfutablement un âge remontant au Carbonifère.

Les conglomérats sont très déformés et se trouvent placés comme dans un synclinal. Mais le fait que ce conglomérat de Manno se trouve sur un plan de faille qui coïncide tant en inclinaison qu'en direction avec la continuation vers l'ouest de la faille orobique, ce fait dis-je, indique à mon avis plutôt une déformation au cours du plissement alpin, d'autant plus que l'absence de gneiss chiari dans la continuation vers l'ouest de la faille orobique, nous donne lieu de supposer que cette zone de failles se trouvait au temps du plissement hercynien n'être pas encore ou seulement très peu développée. Si nous avons trouvé dans les Dinarides une séparation moins nette que dans les Alpes entre les diverses phases orogéniques, ceci se trouve probablement en rapport avec la plus grande distance à laquelle les Dinarides se trouvent des noyaux d'influence du plissement hercynien.

2. l'Orogenèse alpine.

Comme RASSMUSS, nous distinguons trois phases de plissement dans les Alpes Lombardes.

a. *Le plissement du Sénonien inférieur.*

Comme arguments en faveur de ce plissement nous avons les galets de roches Triasiques et de porphyre du conglomérat santonien près de Sirone. Ils nous apprennent aussi que l'érosion doit ce temps là déjà s'être incisée assez profondément. C'est pourquoi nous pouvons admettre que dans le Cénomaniens déjà les premières fractions du terrain soient venues à la surface des eaux, pour y former une structure en archipel. Les conglomérats de Biandronno et la brèche d'Erola près de Calolzio témoignent selon RASSMUSS, de la véracité des règles précédentes. Cependant nous ne pouvons probablement pas encore parler au cours de cette période, d'un véritable plissement, mais plutôt de mouvements épirogéniques.

b. *Le plissement oligocène.*

Les conglomérats santonien du bord méridional des Alpes Lombardes paraissent avoir été plissés en concordance avec l'Eocène suivant une direction E.S.E.—O.N.O. Mais, selon RASSMUSS, ce plissement se trouve placé de biais sur les plissements plus anciens du calcaire qui ont une direction O.S.O.—E.N.E.

En raison de l'absence d'Oligocène dans les Alpes Méridionales, RASSMUSS conclut à un âge datant de cette époque, pour cette seconde phase de plissement.

c. *Le plissement miocène.*

Des dépôts de molasse contenant des galets de l'Eocène se trouvent placés en discordance sur celui-ci et sur les couches santonniennes plissées. Ces dépôts de molasse, eux, furent de nouveau plissés, et, au-dessus, se trouvent en discordance avec le Pliocène, qui, contrairement à ce que l'on trouve dans les Alpes Septentrionales ne fut plus plissé. C'est justement le plissement continu qui fait que ces dépôts sont absents des Alpes Septentrionales. De ces considérations, RASSMUSS déduisit que le Miocène doit être considéré comme l'époque d'où date le plus probablement ce troisième plissement.

A côté du plissement il y eut aussi formation de failles. Comme nous l'avons déjà vu, les zones de failles insubre et orobique étaient en principe déjà présentes à la fin du Carbone. Mais quel est maintenant l'âge de la réouverture de ces failles? CORNELIUS remarqua que les tonalites de Bergell-Disgrazia près de Sasso Pel se trouvent presque à même les calcaires triasiques sans avoir provoqué des phénomènes de contact; il remarque donc que la faille insubre engendrée probablement par le charriage des tonalites, doit par conséquent être moins ancienne. Ces intrusions cependant accompagnèrent la formation des Pennides et l'emport des nappes Est-Alpines. La présence de galets de roches mésozoïques des Pennides, dans le Flysch du Briançonnais fait donner aux Pennides un âge variant entre la période crétacée supérieure et l'Eocène. Les tonalites intrudèrent donc probablement pendant la fin de l'Eocène et le commencement de l'Oligocène. Nous pouvons en conséquence situer avec quelque vraisemblance la réouverture de la faille insubre dans l'Oligocène. Cette réouverture eut lieu en même temps que la seconde phase de plissement de RASSMUSS. La présence de galets des tonalites dans la molasse près de Côme et de Chiasso est encore un argument en faveur d'une origine dans l'Oligocène. Le charriage venant du nord aura probablement été encore accentué pendant le Miocène. Il est probable que c'est seulement dans cette période que la faille orobique actuelle se produisit, attendu que les composantes isostasiques étaient bien plus petites dans le sud et que les mouvements tangentiels dépendaient de l'existence de la faille insubre.

RASSMUSS a essayé de résoudre le problème de la présence de galets sud-alpins dans la molasse de la Suisse septentrionale. Il estime un plissement à mouvements ascendants des Alpes Lombardes, antérieur à celui des Alpes, comme la seule solution possible. Ceci cependant n'est pas du tout nécessaire. Si d'un côté l'ascension fut la plus rapide et a eu lieu d'abord dans les parties les plus profondes du géosynclinal, il est fort possible d'autre part, que plusieurs fractions des zones moins profondes aient apparu au-dessus des eaux en même temps que les parties plus profondes, en raison du fait que la hauteur d'ascension nécessaire est plus petite. Des circonstances fortuites peuvent en avoir fait transporter des matériaux vers le nord. Comme période de provenance la plus probable de ces matériaux nous pouvons considérer la période crétacée supérieure.

B. LES PHÉNOMÈNES DE FORMATION DE FAILLES.

Nous y distinguons trois groupes: les failles longitudinales, les décrochements transversaux et les failles convergentes et divergentes.

1. Les failles longitudinales.

Ces grandes zones de failles orientées en sens E.—O. sont caractérisées par le rôle principal que les composantes verticales ont joué dans leur genèse. En effet ces grandes zones de failles se produisirent surtout au cours de l'orogénèse par suite de forts mouvements épirogéniques, alors que des failles plus secondaires se produisirent vers la fin de l'orogénèse lorsque la limite de résistance à la rupture se trouvait dépassée, tant par suite de forces tangentielles que par suite des derniers mouvements isostasiques. Les mouvements épirogéniques suivirent généralement des géanticlinaux. Ceux-ci, étant la conséquence du bombement général du fond géosynclinal, les zones géanticlinales s'adapteront toujours à l'axe longitudinal du géosynclinal. Mais, comme les composantes isostasiques dans les diverses zones géanticlinales sont en même temps plus ou moins en rapport avec la profondeur du géosynclinal, l'on peut s'attendre à ce que aussi ici dans les Alpes Lombardes, en allant du nord au sud, on puisse distinguer un certain nombre de géanticlinaux orientés en sens E.—O., et dont la hauteur diminue du nord au sud.

Comme nous le verrons tout-à-l'heure, bien des faits parlent en faveur d'une dépression transversale dans le géosynclinal alpin orienté en sens Est-ouest. Aussi on pourra observer dans chacune de ces zones une diminution simultanée des mouvements verticaux, allant progressivement du milieu aux deux bords, Est et ouest.

C'est intentionnellement, que nous avons parlé jusqu'à présent de „zones de failles”, au lieu de „failles” tout court. La raison en est la suivante: comme nous l'avons déjà remarqué, la cause primaire des grandes failles longitudinales est située dans le substratum cristallophyllien. D'un côté le fait que ces mouvements ne furent souvent pas assez forts dans le substratum pour provoquer une formation de failles dans les sédiments susjacentes, et de l'autre côté l'adaptation insuffisante des sédiments à la tectonique du substratum (donc une segmentation active incomplète dans le sens qu'y donne E. ARGAND), causeront souvent, qu'une très longue zone de failles dans le substratum ne peut se manifester que d'une façon bien plus localisée dans les sédiments, qui recouvrent ce substratum. Ceci, combiné au fait que les failles se produisent souvent sous la forme d'un certain nombre de plans parallèles, rend en général impossible de parler d'une longue faille longitudinale dans les sédiments, alors que ceux-ci, tout comme le substratum montrent les traces probantes d'une longue zone fracturée. C'est pour cela, qu'au lieu de parler de la faille insubre ou orobique, je préfère parler de zones de failles insubre ou orobique. La faille orobique surtout n'a, en tant que faille proprement dite, qu'une importance locale, si nous la considérons du point de vue de PORRO; la zone de failles orobique, elle, a de l'importance pour toute la région. Si nous considérons maintenant les grandes zones de failles dans les Alpes Lombardes, nous

voyons celles-ci être orientées principalement en sens Est-ouest, alors qu'à l'Est et à l'ouest se trouve un infléchissement vers le nord-Est et vers le sud-ouest

Du nord au sud nous pouvons distinguer trois zones de failles nettement distinctes qui sont:¹

1. La zone de failles insubre,
2. La zone de failles orobique,
3. La zone de failles dite de „Val Canale-Bondione”.

Ces zones sont situées comme suit:

1. *La zone de failles insubre de A. Spitz (1919).*

Elle part de Giubiasco (au sud de Bellinzona), passe au nord du Val Morobbia, du Valle San Jorio et de la Valteline, au nord du Mte. Padrio, au sud du Val Camonica, par le Passo di Tonale, et à côté du Val di Sole.

Plus vers l'Est, la différence entre les Alpes et les Dinarides, si différence il y a, devient de plus en plus petite. Près de Dinaro, la faille insubre est coupée par la „*ligne Judicarienne*”. Mais au nord du granite de Brixen, nous retrouvons la continuation de la faille insubre sous la forme de la „*ligne de Puster*”. Là aussi, le cristallophyllien Tonale se trouve au-dessus d'un coin de couches triasiques, et en est séparé par une zone de mylonites seulement. Trias se trouve à son tour sur des quartz-phyllades. Cette zone de failles, étudiée surtout par FURLANI et par SANDER, paraît se prolonger vers l'Est dans le Trias de la „Drauzug”, jusqu'aux „Karawanken”.

Vers l'ouest, la faille insubre se poursuit par le Centovalli et par la zone du Canavèse, après quoi elle fléchit vers le sud-ouest, pour continuer à l'Est de la zone de Sesia-Lanzo.

La zone de failles insubre à l'ouest du lac de Côme est aussi connue sous le nom de „*ligne de Jorio*” de R. Staub, alors que la partie à l'Est de Tirano est appelée la „*ligne de Tonale*” de W. Salomon.

Nous avons déjà parlé plus haut des caractéristiques de cette zone de failles.

2. *La zone de failles orobique.*

Elle s'étend dans la partie centrale, depuis Bellano vers l'Est, au sud du groupe du Corno Stella, fléchit alors vers le nord-Est jusqu'au Pzo di Faila, puis continue jusqu'au Mte Venerocolo, pour se recourber ensuite vers le nord-Est, et atteindre la vallée de l'Oglio à la hauteur de Lava. Elle se fraye alors un chemin à travers la partie méridionale du groupe de l'Adamello, pour devenir ensuite vague et indistincte. Mais elle se poursuit probablement plus vers l'Est encore, par la „*ligne du Val Sugana*”, au sud des Dolomites. La zone de failles orobique se poursuit aussi vers l'ouest, en commençant près du lac de

¹) Il n'est pas impossible, que plus au sud se trouve une quatrième zone. La diminution vers le sud des composantes isostasiques empêche généralement une représentation nette de cette zone de failles dans les sédiments moins anciens.

Côme vis-à-vis de Bellano, au sud d'Acquaseria. Selon VON BISTRAM nous pouvons la suivre encore vers l'ouest jusqu'à Sasso Grande. Puis, en passant par Manno, elle continue vers Cremenaga dans la vallée de la Tresa, d'où elle va à Bedero Val Travaglia (près du Lac Majeur). Selon HARLOFF elle fléchit alors vers le sud-ouest, pour atteindre près de Meina l'autre rive du Lac Majeur.

A l'ouest, près de Sasso Grande, nous trouvons le contact entre le cristallophyllien et le „Hauptdolomit" (Norien), alors qu'aux environs du lac de Côme, tant à l'ouest qu'à l'Est, l'inclinaison vers le sud fait que le cristallophyllien est sur-charrié par du Verrucano, du Servino, et du Muschelkalk (Anisien). Si de la Grigna on se dirige vers le sud, on trouve encore pendant longtemps des couches triasiques, mais sur la rive occidentale du lac de Côme, on voit déjà bientôt apparaître le Lias au sud du „Hauptdolomit" (Norien).

D'une façon générale, dans toute la partie centrale, qui s'étend de l'Est à l'ouest, le cristallophyllien se trouve au-dessus du Permien. Par ci par là, nous trouvons aussi le contact Servino-cristallophyllien, alors que, localisés près du M. Valgussera, on trouve aussi des contacts directs de ce dernier avec les calcaires triasiques.

Plus à l'Est, le Permien recouvre le cristallophyllien. Les sédiments cependant paraissent avoir été très fracturés. Tout le long de la partie centrale, une bande de gneiss chiari paraît se trouver presque continuellement entre les sédiments et ce cristallophyllien charriant. Le long de la ligne du Val Sugana à l'ouest, le cristallophyllien se trouve au-dessus du Permien, plus à l'Est au contraire, le Permien fracturé recouvre le cristallophyllien. Plus à l'Est encore, le Permien et le Trias recouvrent le Jura.

Au nord de cette ligne on trouve surtout du Trias et très peu de Jura et de Crétacé. Au sud de la ligne on rencontre surtout du Jura et du Crétacé. Entre le groupe de l'Adamello et la faille orobique proprement dite, on trouve „la ligne de Gallinera" de R. STAUB. Les recherches de Porro ont montré qu'à l'Est du M. Venerocolo cette zone de failles orobique se caractérise par une structure très compliquée, à laquelle nous reviendrons tout-à-l'heure. Le grand massif de gneiss chiari du groupe du Corno Stella a provoqué probablement à l'Est de ce groupe le recouvrement du cristallophyllien par des couches permienues très fracturées. La grande résistance présentée par ce massif au cristallophyllien charriant, occasionna un charriage venant du nord-ouest : la „faille de Porro-Spitz" ou le „surchariage de Laghi di Porcile" de WENNEKERS. SPITZ pensa qu'en considération des conglomérats aporphyriques inclinés en sens nord-ouest qu'il trouva, près de Sazzo, cette zone de failles s'y dirigerait. Dans le Val Sorda CORNELIUS signala plusieurs miroirs de glissement, qui peuvent indiquer une continuation. Plus à l'ouest, la disparition de gneiss ocellés peut témoigner d'un sur-charriage de ces phyllades feldspathisées, par des phyllades pures. On ne pourra dire que plus tard pour combien ce phénomène a eu lieu dans la faille principale ou dans une des failles secondaires parallèles. Au nord du M. Cadelle cette zone de failles commence en présentant des enserrements de Verrucano et de Servino qui, à côté des couches

triasiques près de Musso et de Dongo et de quelques minces lentilles de conglomérats aporphyriques et de tuffoïdes basales, appartiennent aux rares sédiments du cristallophyllien orobique occidental. A l'ouest dans le massif de gneiss chiari au sud de Premana il ne se présente pas de sur-charriages de cette sorte. Cela doit être attribué peut-être à la circonstance que les gneiss chiari y charrièrent directement sur l'avant-pays et provoquèrent en ce faisant une forte diminution de la résistance. A côté du charriage de PORRO-SERTZ dans le cristallophyllien septentrional, les gneiss chiari avec les schistes encaissants en ont formé un autre sur les sédiments méridionaux. Vers l'Est le cristallophyllien orobique se trouve situé comme qui dirait à l'abri, ce pourquoi il ne s'y fit pas de charriage, alors que davantage vers l'Est le sur-charriage fut de nouveau possible. Mais là, les gneiss se trouvèrent entravés par le charriage vers le nord le long de la ligne de Tonale, ce qui fit qu'au sud les sédiments charrièrent plutôt sur le cristallophyllien qu'inversément celui-ci sur ceux-là. Le charriage venant du nord-ouest en suivant la faille de PORRO-SERTZ, fut cause que la faille orobique de l'Est adopta tout d'abord cette direction. Du M. Masoni au Pzo. Faila, nous voyons en effet que la limite sédimento-cristallophyllienne suit une direction parallèle à la faille de PORRO-SERTZ. Mais aussi la branche orientale de la troisième zone de failles (dont nous devons encore parler) s'adapta à cette direction nord Est—sud ouest. Par rapport à ceci nous signalons les lentilles triasiques au nord du Culmine di Dazio. CORNELIUS les décrit comme l'unique exemple le long de la faille insubre, de la présence de couches triasiques au nord de cette faille. Il me semble cependant que nous avons affaire ici à un cas analogue à celui qui se présente près de la faille de PORRO-SERTZ, à la différence toutefois que là-bas le processus atteint des dimensions beaucoup plus considérables. L'ancien noyau éruptif du Culmine di Dazio constitua en effet, tout comme le groupe du Corno Stella, une barrière au charriage venant du nord.

3. *La zone de failles de Val Canale-Bondione.*

De même que la zone de failles orobique est déjà moins nette que la zone insubre, de même cette troisième est elle de nouveau sensiblement moins nette que la zone de failles orobique qui la précède.

Cette dernière zone s'étend à peu près le long de la limite qui sépare la large bande permienne de celle du Trias, et passe au sud des fenêtres cristallophylliennes. A l'Est elle finit dans la zone de failles orobique, qu'elle coupe même peut-être, car il est possible qu'elle continue dans les conglomérats aporphyriques au sud du M. Torena. La direction nord Est—sud ouest se change en Est—ouest au sud de Gromo. La zone suit alors à peu près le Val Canale presque jusqu'au Brembo, après quoi elle se trouve coupée par une faille transversale qui est probablement la continuation du décrochement transversal de Terzera. Mais cette zone fracturée-ci se manifesta probablement surtout dans le sous-sol cristallophyllien. Plus au nord les failles en sens Est-ouest continuent, passant au sud des fenêtres de Caprile, de Mezzoldo et d'Ornica, puis plus à l'ouest, au sud d'Introbio et de Pastura. La zone se partage ici en deux branches dont l'une, au dire de TRÜMPY, va vers Lierna

sur le lac de Côme, et dont l'autre continue par Canzo jusqu'à Côme (RASSMUSS). Dans cette partie occidentale les limites de cette zone sont formées par des sur-charriages de „Muschelkalk" (Anisien) sur du „Hauptdolomit" (Norien), et par celui de Lias sur du „Flysch". Plus au sud nous trouvons plusieurs zones de failles, d'importance locale. Comme nous l'avons déjà remarqué, nous voyons donc des charriages diminuant en intensité du nord au sud. Cette diminution se manifeste surtout par l'influence progressivement moindre de ces mouvements sur les sédiments qui les recouvrent. Dans la zone de failles insubre la composante verticale au cours du charriage était probablement de 2000—3000 ms., vu la différence d'altitude entre la tonalite et le calcaire triasique près de Sasso Pel. Dans la zone de failles orobique cette composante verticale ne doit guère avoir été supérieure à mille mètres, d'après les profils de KLOMPÉ et nos propres observations. Dans les parties centrales seulement elle peut y avoir été un peu supérieur. Cependant cette altitude topographique a été causée ici principalement par les massifs de gneiss chiari déjà très élevés au cours du Permien inférieur et aussi par l'absence du véritable charriage orobique à l'Est du groupe du Corno Stella, absence qui fit que le substratum cristallophyllien ne poussa les paquets que vers le haut.

Entre les trois zones de failles que nous venons de voir et la plaine du Pô, nous pouvons pour le moment déjà fixer trois zones géanti-clinales, qui sont :

1. Le cristallophyllien orobique.
2. Le Permien.
3. Le Trias et les autres couches mésozoïques.

La diminution déjà citée des composantes verticales, correspond exactement aux zones des roches épargnées par l'érosion. La présence de calcaires triasiques près du M. Pegherolo et du Pzo. del Vescovo constitue une exception dans la zone Permienne des Alpes Lombardes centrales. Ils se maintiennent dans la dépression entre le décrochement transversal de Terzera, le massif de gneiss chiari charrié, et la culmination de Trabuchello au sud. Mais, comme les composantes isostasiques diminuent également en sens Est-ouest (ce que nous verrons tout-à-l'heure), nous trouverons à l'Est et à l'ouest des couches plus récentes dans les zones géanti-clinales, que dans les zones correspondantes des parties centrales. RASSMUSS pense que la limite entre les couches créta-cées et le flysch au bord méridional des Alpes Lombardes doit être une flexure. Selon lui la plaine du Pô ne se forma pas en fossé, mais par une ascension relativement moindre que celles des régions situées au nord. Je puis jusqu'à un certain point me rallier à cette façon de voir, quoique il y ait plusieurs faits qui peuvent faire conclure à un abaissement réel. Nous y reviendrons en parlant de la loi des oscillations.

A côté de ces zones fracturées principales dirigées en sens Est-ouest, nous rencontrons aussi quelques zones de failles plus petites mais assez importantes cependant pour être mentionnées, elles sont :

1. La „Luganer Hauptverwerfung” de Frauenfelder et Doeglas.

Elle forme une zone orientée à peu près du nord au sud rencontrant la faille orobique dans les environs de Sasso Grande. Nous ne devons pas considérer ce sur-charriage du Lias comme étant seulement une adaptation au substratum, mais comme un véritable charriage actif venant de l'Est.

2. La ligne „Judicarienne”.

Elle se trouve à l'Est du massif de l'Adamello. Le Trias et le Permien s'y trouvent enserrés entre le cristallophyllien à l'ouest et le quartzporphyre à l'Est, alors que, selon Dal Piaz on y rencontre aussi des tonalites.

3. Le sur-charriage „Camunien” de A. Baltzer (1901) ou la ligne fracturée du Val Trompia.

Selon BALTZER cette faille s'étendrait jusqu'à Artogne dans la Vallée de l'Oglio. N. TILMANN (1907) et RASSMUSS la considèrent comme une faille verticale.

4. La ligne de Musso.

Comme nous l'avons vu, STAUB la considère comme le prolongement de la faille orobique. Mais CORNELIUS et SPITZ démontrèrent que cette lentille triasique (Hauptdolomit) ne peut, en tant qu'une zone fracturée, être poursuivie que sur 2,5 km. vers l'ouest.

A côté de cette faille il y en a évidemment encore un certain nombre d'autres. Mais, dans les théories sur la tectonique elles ne jouent qu'un rôle subalterne.

Cependant nous allons relever ici la faille qu'autrefois l'on supposait suivre le bras de Lecco du lac de Côme. PHILIPPI surtout, mais aussi BENCKE, SCHMIDT, BALTZER et REPOSSI ont admis l'existence de cette faille pour expliquer la grande différence tectonique constatée entre le groupe de la Grigna et l'Alta Brianza, et aussi pour expliquer la non-correspondance d'âge et d'inclinaison des couches des deux côtés du lac.

Les recherches de RASSMUSS ont démontré que ces différences sont les conséquences de la différence tectonique des sédiments triasiques d'un côté et des sédiments jurassiques et crétacés de l'autre; différences qui se trouvent encore accentuées par le plongement axial vers l'ouest et l'érosion ultérieure très forte, glaciaire surtout. Quant à ce plongement axial, il n'est en réalité la conséquence que d'une moindre ascension de la partie occidentale des Alpes Lombardes.

Pour finir nous voulons encore parler ici de l'inclinaison et de la direction des failles longitudinales. Dans la zone de failles orobique comme dans la zone de failles insubre, nous trouvons *un sens de l'inclinaison* vers le sud comme vers le nord. Ceci ne peut à mon avis être expliqué que par des variations dans la résistance, qui provoquèrent une alternance de sur- et de sous-charriages. Dans les publications de SETZ et de TRÜMPY nous trouvons qu'au sud de Bellano et d'Acqua-

seria la zone de failles orobique incline vers le sud, fait que mon collègue M. BUNING me confirma spécialement.

La faille insubre incline vers le sud dans le Val Camonica justement, à l'ouest les Dinarides souscharrièrent les Alpes septentrionales, ce qui provoqua l'inclinaison vers le nord. Ceci fit probablement surcharrier plus au sud le cristallophyllien orobique par les sédiments méridionaux. A l'Est le cristallophyllien orobique charria vers le nord et le cristallophyllien méridional commença par faire la même chose. Mais plus à l'Est, le surcharriage du cristallophyllien méridional se transforma progressivement en un souscharriage, ce qui provoqua un nouveau charriage du nord au sud. La zone de failles de Val Canale-Bondione tend vers la verticale, mais incline en général vers le sud. De même l'angle d'inclinaison de ces zones de failles est très variable. Cet angle se constitue aussi en fonction des résistances rencontrées. L'explication que donne DOEGLAS (33, p. 364), disant que l'inclinaison de la faille orobique dépend du niveau où on se trouve dans le cristallophyllien, ne me paraît pas bien exacte, d'autant plus que, comme nous l'avons déjà vu, il n'est pas question d'un seul plan de faille orobique, mais d'un grand nombre de surcharriage différentiels. Le sens de l'inclinaison de la zone de failles orobique se trouve déterminé surtout par :

1. les barrières du sud,
2. la grandeur des composantes isostasiques.

Celle-ci diminue en allant du milieu des Alpes Lombardes vers l'Est et vers l'ouest. En cas de mouvements verticaux très considérables, une forte barrière peut être vaincue à l'aide de composantes tangentielles sous la forme d'un surcharriage à l'inclinaison très plane dans les parties les plus hautes et très raide dans les parties profondes. Tout à l'ouest cependant les barrières furent fortes et les composantes isostasiques petites. Aussi nous ne pouvons nous attendre qu'à des failles très raides. Les failles de la zone insubre sont en général très raides. La preuve la plus nette en est son cours rectiligne à travers de profondes vallées, comme par exemple au nord du lac de Côme. La zone de failles orobique est d'inclinaison très variable. A l'ouest du lac de Côme les plans de failles sont presque verticaux. Des failles en fossé de cette espèce se rencontreront probablement aussi dans la partie Est de la zone de failles Bondione-Val Canale, étant donné son cours approximativement rectiligne sur la carte de Porro. Mais plus à l'ouest ces failles changent peu à peu en des charriages raides, inclinés vers le sud. Cette inclinaison est déterminée :

1. par la variation des composantes tangentielles en sens nord-sud,
2. par la variation des composantes isostasiques en sens nord-sud et Est-ouest,
3. par les barrières dans le nord (les fenêtres cristallophylliennes).

L'interférence surtout de forces primaires venant du sud et de forces secondaires venant du nord furent peut-être ici la cause de la

prédominance des forces verticales. Celles-ci provoquèrent la contiguïté du Muschelkalk (Anisien) et du cristallophyllien, comme Porro l'indique dans la fenêtre de Bondione. A l'Est du Valle di Carisole nous avons rencontré un de ces curieux contacts. Là aussi le cristallophyllien côtoie le Muschelkalk (Anisien), mais il en est séparé par un plan de faille incliné vers le nord.

Quant à la *direction* des différentes zones de failles, nous avons déjà dit le principal. L'infléchissement près de Salmurano de la faille orobique de Porro a été prouvé faux par les recherches de JONG, quoique Porro persiste à nier cela. Pour ma part, je ne puis, vu mes propres observations, que donner raison à JONG. La grande courbe du Val Marcia est la suite d'un surcharriage de gneiss chiari très horizontal, dans lequel le Val Marcia fit se former une fenêtre. La forte dispersion de la ligne orobique près de Bellano et au sud du groupe du Corno Stella a été causé, comme il a été déjà dit plus haut, par les mouvements différentiels prononcés dans les gneiss chiari, mouvements qui proviennent des multiples surfaces de discontinuité, qu'avait produites la capricieuse limite de contact primaire entre les gneiss chiari et les schistes.

2. Les décrochements transversaux.

Ils se forment d'habitude à proximité des grandes barrières à cause des vitesses de mouvement inégales des diverses parties d'un paquet charriant.

Comme charriages importants nous pouvons citer :

a. *Le décrochement transversal de Terzera.*

Son origine doit être probablement attribuée d'une part au massif dioritique du Valsassina et peut-être aux diorites dans le substratum de la fenêtre de Mezzoldo, d'autre part au massif de gneiss chiari du groupe du Corno Stella. En raison des noyaux de diorite, la partie orientale charria probablement davantage vers le sud que la partie ouest. Ce charriage plus aisé à l'Est fit que les gneiss chiari ne cherchèrent pas comme dans le Val Marcia à sur-charrier sur l'avant-pays. Mais ils formèrent une barrière aux phyllades charriant d'encore plus au nord, ce qui donna lieu au sur-charriage de Laghi di Porcile. Il est compréhensible qu'à la charnière de ce dernier sur-charriage avec la partie du sur-charriage orobique mouvant plus rapidement vers le sud, il se produisit un décrochement transversal. Des mouvements verticaux de même qu'horizontaux se produisirent et préservèrent le M. Pegherolo de l'érosion. Le prolongement vers le sud de cette zone fracturée a lieu plutôt sous forme de sur-charriages dirigés du nord au sud. Ce prolongement fit s'interrompre de la zone de failles de Val Canale-Bondione.

b. *La ligne Judicarienne.*

Nous pouvons la considérer analogue au décrochement transversal de Terzera, mais elle joua ce rôle vis-à-vis de la zone de failles insubre. A défaut des données nécessaires concernant cette question je n'ai pu

m'assurer de l'influence que le granite de Brixen ou les tonalites signalées par Dal Piaz, ou peut-être encore le groupe de l'Adamello, peuvent avoir eue sur la genèse de cette ligne.

c. Les décrochements transversaux près des limites d'affleurement des écaillés.

Comme nous le verrons de suite, près des culminations ces limites se caractérisent souvent par des failles plus ou moins circulaires, en conséquence de leur adaptation au substratum. La vitesse de mouvement inégale des paquets charriants occasionne souvent de petits décrochements transversaux qui empêchent la continuité régulière des failles.

3. Les failles convergentes et divergentes.

De même que le groupe de failles qui précède, elles sont, quant à leur origine, en rapport étroit avec les mouvements horizontaux, contrairement à ce que nous trouvons être le cas chez les failles longitudinales. CLOOS appelle ce troisième groupe de failles „Fiederspalten". Elles naissent de l'adaptation de sédiments à une culmination du substratum. Ces failles paraissent converger toujours vers la direction de la pression qui occasionna l'adaptation.

A part des types de failles cités, on trouve encore diverses failles très raides, qui traversent tout droit les limites d'affleurement des écaillés etc. TRÜMPY e. a. en signale des exemples dans le groupe de Grigna, où quelques failles extrêmement raides atteignent un rejet vertical pouvant aller jusqu'à près de 1000 M. Dans la région à porphyre de Lugano, FRAUENFELDER, ESCHER, DOGLAS et d'autres ont signalé plusieurs petites failles raides. HOFSTEENGE aussi en décrit trois, assez grandes, dans les calcaires.

En rapport avec la formation de failles, nous devons relever encore *les fonctions des roches éruptives au cours de l'orogénèse alpine.*

Par analogie avec les roches éruptives de Scandinavie, qui ont rempli nettement deux fonctions distinctes au cours du plissement calédonien, je voudrais aussi partager en deux groupes les roches éruptives des Alpes Lombardes.

Ces deux groupes sont :

1. Le type de la „Haute montagne Scandinave".

Ces roches éruptives jouèrent un rôle actif pendant l'orogénèse. Elles furent transportées après l'intrusion, ce qui les fit transformer en majeure partie en des orthogneiss très nets, en l'absence presque complète de phénomènes de contact. Ce transport eut lieu parfois pendant la formation des nappes, au cours de laquelle les roches éruptives, noyaux de sédiments, furent aussi plissées en remontant (p. ex. dans les Pennides). Il leur advint aussi d'être charriées en nappes horizontales, et de fonctionner ainsi comme traîneau écraseur.

Nous en trouvons des exemples en Norvège dans la nappe „de Hardanger-Jotun" avec des nappes de gabbro et de granite, puis dans

la nappe du „Jemtland” avec une nappe d’amphibolite, et en Suède septentrionale dans la nappe de „Sarek” avec des nappes d’amphibolite et de syénite. Dans la nappe du „Jemtland” les sur-charriages atteignent selon A. E. TÖRNEBOHM une distance de 140 KM. Selon A. HAMBERG ils atteignent une distance de 20—23 KM. dans la nappe de „Sarek”.

2. Le type du „Nordland scandinave”.

Les roches éruptives de ce type présentent encore des contacts nettement visibles et n’ont été que peu transportées. Elles ont donc joué un rôle passif dans l’orogénèse.

Considérons maintenant les différentes roches éruptives des Alpes Lombardes. Nous pouvons dire alors, que le granite de Baveno, les Fiorarogneiss, le groupe de l’Adamello, les roches éruptives de Val Grande, etc., appartiennent indubitablement au type du Nordland. Les gneiss chiari furent exclusivement du type nordlandique au cours du plissement hercynien. Au cours du plissement alpin ils se comportèrent de deux manières.

Le massif de gneiss chiari de Cosio et aussi les filons plus au sud continuèrent à se conformer au type du Nordland. Sur la faille orobique dans le Val Marcia ils se comportèrent comme le type un, et dans le groupe du Corno Stella, tantôt comme l’un tantôt comme l’autre type. Comme nous l’avons déjà dit, la cause en doit être cherchée dans la passivité des granodiorites du Valsassina, qui se comportèrent conformément au type du Nordland.

Le sur-charriage de Sasso Pel nous permet de dire que les tonalites du Disgrazia-Bergell se comportèrent partiellement conformément au type de la „Haute-montagne Scandinave”. Nous avons déjà indiqué la grande ressemblance entre le granite de Baveno et le groupe de l’Adamello, ressemblance due à leur position analogue entre les zones de failles orobique et insubre. Il nous faut signaler ici un fait remarquable, que les grands massifs de roches éruptives ne coïncident en général pas avec un sur-charriage mais se trouvent sur le bord sur-charriant; autrement dit, quand un sur-charriage est incliné vers le nord, les roches éruptives se trouvent au nord des limites d’affleurement des charriages. C’est pourquoi la tonalite de Disgrazia se trouve au nord, le groupe de l’Adamello au sud de la faille insubre et les Fiorarogneiss comme les granites de Baveno au nord de la faille orobique. Ceci indique qu’au cours de l’ascension, les roches éruptives ont probablement d’abord suivi le plan de faille, mais ont pris ensuite le chemin le plus court vers la superficie; autrement dit elles se frayent un chemin à travers les paquets de couches.

C. LES STRUCTURES À ÉCAILLES.

Nous pouvons les distinguer en écailles dans les sédiments et écailles dans le cristallophyllien.

1. Les écailles dans les sédiments.

COSIJN avait déjà signalé et WENNEKERS spécifia, que les sédiments n’ont pas seulement accompli des mouvements le long de zones de

glissement, mais aussi, entre deux zones de glissement les uns par rapport aux autres. Cette imbrication peut être une répétition d'une certaine série p. ex. : Permien inférieur, Verrucano, Servino; mais elle peut aussi être une répétition d'une seule zone dans une série p. ex. les couches permienes, qui, à ce qu'il paraît, se redoublent souvent. Dans ce dernier cas il n'est pas exclu que certains de ces redoublements aient déjà eu lieu sous l'eau. L'absence de mylonites et de symptômes d'injection peut servir d'argument à cette éventualité. Mais dans la plupart des cas cependant nous avons affaire à une mylonitisation très nette. Ces cas-là nous fournissent souvent une nouvelle preuve du phénomène déjà cité, que les zones de failles ne coïncident pas toujours avec les limites d'affleurement des roches. Si nous examinons les divers types d'écaïlles nous pouvons les distinguer en :

1. *Les écaïlles dans les couches permienes jusqu'à et y compris les couches du Trias inférieur.*

2. *Les écaïlles du Trias moyen et supérieur.*

COSIJN et WENNEKERS, mais aussi TRÜMPY dans le groupe de Grigna, signalèrent plusieurs charriages en forme de cuillère, dans les calcaires. Cette imbrication de Muschelkalk (Anisien) et d'Esino (Ladinien) diminue vers l'Est et vers l'ouest des Alpes Lombardes. Dans les régions à porphyre de Lugano, le Servino congloméré empêcha les mouvements dans la nappe de Muschelkalk et d'Esino. Dans les régions les plus à l'Est, les Dolomites, nous constatons des mouvements très irréguliers par suite du faciès récifal rigide des calcaires, alternant très capricieusement avec le faciès hétéropique beaucoup plus plastique. La „Selektive Tektonik" de VON KLEBELSBERG issue de ces mouvements, peut être comparée à l'imbrication des gneiss chiari intrudant dans les schistes de façon irrégulière.

3. *Les écaïlles dans le Jura et dans le Crétacé.*

Plusieurs exemples en ont été donnés par RASSMUSS surtout dans l'Alta Brianza.

a. *Le sur-charriage de Ravella*, constitue un synclinal dans lequel se sont formées quatre écaïlles d'*Ammonitico rosso* (Lias supérieur), et de *Majolica* (le Crétacé inférieur).

Quatre plans de charriage les séparent entre eux. Le synclinal dans son ensemble est sur-charrié par le Lias inférieur et moyen.

b. Des sur-charriages qui coupent les zones de glissement se rencontrent p. ex. dans les sur-charriages du Lias inférieur par du Hauptdolomit (Norien) dans l'Alta Brianza.

c. Dans le sur-charriage du Lias sur le porphyre près de Melano, les sédiments inférieurs restèrent en arrière pendant le charriage contre la culmination. Mais selon les recherches de DOEGLAS nous trouvons ici des redoublements du Lias ou de Lias et Hauptdolomit (Norien).

L'origine de l'imbrication doit toujours être cherchée dans la pré-

sence de barrières. WENNEKERS surtout attira l'attention sur ce fait dans les Alpes Bergamasques. Cette influence est la plus prononcée dans les paquets de sédiments inférieurs. Plus nous nous rapprochons des culminations plus les charriages sont raides. La ligne d'affleurement des failles s'adapte à la forme de la culmination et est par conséquent plus ou moins circulaire, et parfois coupée par des petits décrochements transversaux et des failles convergentes.

Là, où un épais paquet de sédiments charrie contre une culmination, nous voyons souvent des sédiments inférieurs rester en arrière et être sur-charriés par les couches supérieures. Le sur-charriage liasique près de Melano dans la région à porphyre de Lugano nous en fournit un exemple, de même que le sur-charriage de Hauptdolomit (Norien) à l'Est d'Ornica.

2. Les écailles dans le cristallophyllien.

Nous pouvons les classer en un certain nombre de cas différents, qui sont :

- a. Le cristallophyllien (paramétamorphique) s'imbrique seul.
- b. Le cristallophyllien et les gneiss chiari s'imbriquent.
- c. Les gneiss chiari s'imbriquent seuls.
- d. Le cristallophyllien paramétamorphique avec ou sans les gneiss chiari ou bien les gneiss chiari seuls, s'imbriquent avec les sédiments autochthones qui les recouvrent : surtout le Permien et le Trias inférieur.

Les exemples sont nombreux. Nous n'en citerons que quelques-uns du dernier cas :

1. *Le sur-charriage de Laghi di Porcile.*

Du cristallophyllien s'y trouve sur du Verrucano et du Servino, qui à leur tour recouvrent du cristallophyllien.

2. *Les massifs de gneiss chiari du groupe du Corno Stella et de la Pioverna entre Bellano et Margno.*

Ils ont été étudiés en détail respectivement par DOZY et BUNING, dont les publications paraîtront sous peu. L'imbrication très irrégulière a deux causes ici :

a. La surface hercynienne des gneiss chiari fut probablement très irrégulière, les sédiments du Permien inférieur confluèrent dans les dépressions.

b. Les gneiss chiari batholithiques intrudèrent de façon très capricieuse dans les schistes encaissants.

Ces deux phénomènes causèrent qu'après le plissement alpin, les sédiments permien restèrent souvent enserrés comme des coins profonds entre les gneiss chiari.

Au sud aussi de la zone de failles orobique le cristallophyllien et les sédiments paraissent être imbriqués ensemble. Comme exemple nous pouvons citer :

1. Les régions au nord de Bondione, où le cristallophyllien ne perce souvent pas, mais provoque une structure très irrégulière des couches superficielles. WEEDA pourra dans quelques temps nous renseigner plus amplement sur ce sujet.

2. Le Valle di Païseo. Dans cette curieuse fenêtre à l'Est du M. Venerocolo, la carte de PORRO (1911) nous apprend que le Permien est imbriqué avec le cristallophyllien.

Nous avons vu qu'une des premières conditions nécaissaires à la formation d'écaïlles dans les sédiments, se trouve être la présence de barrières. Remplissent ces fonctions :

1. Surtout les roches très consolidées, comme le cristallophyllien, les anciennes roches éruptives et aussi les épais dépôts de conglomérats.

2. Les culminations et les dépressions du sous-sol (nous avons déjà relevé, qu'il n'est pas exact de parler ici d'anticlinaux, comme font CACCIAMALI, WENNEKERS et d'autres). Ces culminations se forment :

a. Comme des restes d'érosion des terrains consolidés à l'époque hercynienne. Ces culminations furent probablement souvent la cause des changements considérables de faciès sur le très courtes distances, dans les sédiments du Permien inférieur. Par conséquent on ne peut trop recommander de ne conclure à une imbrication que seulement lorsque l'on trouve dans ces sédiments des traces distinctes de mylonitisation, d'injection, etc..

b. Par suite des mouvements épirogéniques au commencement de l'orogénèse, c.-à-d. la segmentation passive d'ARGAND. Cet affaissement différentiel du fond géosynclinal provoque aussi de fréquentes transgressions et régressions locales, qui causent une grande variabilité de faciès des sédiments.

c. Par l'imbrication plus tardive du sous-sol (vers la fin de l'orogénèse).

Surtout lorsqu'on a affaire à des interférences de forces primaires venant du sud et de forces secondaires venant du nord, comme cela se trouve être le cas dans les Alpes Bergamasques, il peut en résulter des structures très compliquées. Cette imbrication fut subie aussi par les sédiments inférieurs surtout, alors que les autres subissent une segmentation plus active. Cette segmentation active d'ARGAND, accompagnée de forces allant de l'Est à l'ouest, cause les nombreuses culminations et dépressions transversales dans les Alpes Bergamasques. Dans la région de Lugano cependant, où le Servino se trouve à l'état congloméré, le Muschelkalk (Anisien) s'est souvent co-imbriqué.

d. Par la pression ascensionnelle de roches éruptives, comme p. ex. dans le groupe de l'Adamello et dans les gneiss de Cosio. Cependant cette force n'exerce qu'une influence assez petite. SENN pense que la culmination de Lugano est la conséquence d'une pression ascensionnelle de roches éruptives, pression qu'il faut attribuer à une recrudescence du foyer magmatique de Lugano; mais il m'est impossible de me ranger à son avis.

On désigne d'habitude ces différentes culminations du nom de „fenêtres”. CACCIAMALI considère ceci fautif, étant donné que dans une fenêtre l'on devrait toujours trouver des couches moins anciennes. Ceci ne me semble pas exact, attendu que l'idée de „fenêtre” nous vient de la tectonique et ne signifie qu'une mise à nu d'un élément tectonique plus profond, indépendamment du fait que cet élément soit plus ou moins ancien. A l'ouest du décrochement transversal de Terzera nous pouvons distinguer: les fenêtres de Lugano, du Valsassina, du Val Marcia, d'Ornica, de Caprile, de Mezzoldo et de Salmurano. A l'Est de cette faille nous distinguons les fenêtres de Trabuchello, de Carona, de Gromo-Fiumenero, de Bondione, de St. Andrea et du Val di Paisco.

Au sud-Est du groupe de Presolana se trouve la superbe fenêtre d'Angolo, où on trouve à découvert le cristallophyllien jusqu'à et y compris le Hauptdolomit (Norien).

Nous avons déjà dit que nous sommes enclins à considérer toutes ces fenêtres, sauf celle d'Angolo, comme une grande zone géanticiinale, mais qui serait remontée suivant des mouvements différentiels. Nous avons même établi un rapport entre l'orientation N.E.—S.O. de la fenêtre de Bondione, et la tendance générale vers le nord-Est des Alpes Bergamasques orientales. Deux de ces fenêtres méritent une attention particulière. Ce sont la fenêtre de Salmurano et celle du Val di Paisco.

1. La fenêtre de Salmurano.

JONG a eu le mérite, d'avoir su reconnaître une fenêtre en cette zone cristallophyllienne, qui avait été considérée jusqu'à lui comme un infléchissement normal de la faille orobique, opinion que PORRO n'a pas encore voulu abandonner. Seule une mince bande de sédiments y sépare le cristallophyllien méridional du cristallophyllien orobique proprement dit.

Au cours d'une excursion faite avec mon collègue M. BUNING, nous trouvâmes un banc de gneiss chiari au beau milieu de cette fenêtre. L'examen microscopique apprit, que la roche en était très peu mylonitisée, contrairement au gneiss chiari du nord. Plus au nord, près de la faille orobique, je ne parvins pas à repérer les gneiss chiari, mais j'en trouvai sur les bords à l'Est et à l'ouest de la fenêtre. Maintenant il n'est pas impossible, que la fenêtre de Salmurano constitue une partie du substratum cristallophyllien davantage charriée vers le sud, qui aurait emporté les gneiss chiari de la faille orobique hercynienne, et, en ce faisant, les aurait empêchés de se foliacer davantage. Un charriage ultérieur sur-charria ce cristallophyllien méridional de ses sédiments de couverture, et occasionna ainsi une étroite bande de sédiments entre le cristallophyllien du nord et du sud, accompagné d'une structure imbriquée des deux côtés de la fenêtre. Ce charriage plus accentué du cristallophyllien pourrait être en relation avec la résistance très petite présentée à l'Est de la fenêtre du Valsassina et de son gros noyau de roches éruptives.

2. La fenêtre du Val di Paisco.

Ce terrain mis en carte par Porro en 1911 se trouve à l'Est du

M. Venerocolo, et est au fond analogue à la fenêtre de Salmurano. Ici aussi un coin étroit de couches permienes sépare le cristallophyllien nord du cristallophyllien de la fenêtre. Dans la fenêtre elle-même le cristallophyllien s'est inbriqué avec les couches permienes. Ce double charriage a, à ce qu'il paraît, recourbé la zone de failles orobique sensiblement vers le nord-Est, à cause de quoi, un peu plus à l'Est la zone se heurte presque à la faille insubre. Mais la zone de failles orobique proprement dite se trouve plutôt au sud de la fenêtre.

Nous arrivons ici au bout de nos considérations sur la loi de la bicausalité. Nous avons vu que dans les Alpes Bergamasques, à côté des forces tangentielles, les composantes verticales ont aussi joué un rôle important dans le plissement à mouvement ascendant des Dinarides.

3. La loi de la discontinuité, de E. Argand (1916).

Elle nous apprend que l'orogénèse n'est pas un procès unique et continu, mais composé de plusieurs phases. L'étude des Alpes Lombardes a confirmé cette théorie. Les preuves en sont:

1. Les diverses phases de plissement.
2. L'affaissement discontinu du fond géosynclinal.

Nous avons déjà exposé les phases de plissement, nous entreprendrons tout-à-l'heure d'argumenter la discontinuité de l'affaissement.

4. La loi des mouvements différentiels.

Celle-ci aussi s'est trouvée confirmée. En effet, elle nous apprend que les mouvements orogéniques se produisirent rarement sur de grandes distances, tant en sens horizontal, tant en sens vertical, avec la même intensité, mais que ces mouvements furent plutôt différentiels. Des exemples de cette loi se rapportant aux mouvements verticaux d'une orogénèse, ont été donnés par SALOMON et ANDREAE quant aux montagnes faillées, par ARGAND quant aux montagnes plissées. A cette occasion ARGAND releva la segmentation passive du substratum. Comme exemple illustrant cette loi dans les mouvements verticaux, nous avons rencontré les fenêtres cristallophylliennes des Alpes Lombardes. La zone entre la zone de failles orobique et la zone de failles de Bondione-Val Canale doit être considérée comme un seul géanticlinal, mais l'ascension ne s'y fit pas d'un seul coup, car la présence de plusieurs failles transversales fit remonter les diverses parties d'une manière plutôt différentielle.

Nous trouvons des exemples de mouvements différentiels tangentiels dans la zone orobique où les déplacements n'étaient pas partout aussi grands par suite des résistances variables de l'avant-pays. Un très bel exemple se rencontre dans la faille insubre. Le fait que nous y trouvons enserrés sur de petites distances des sédiments totalement différents, comme p. ex. des calcaires et un peu plus loin des couches permienes seulement ou bien pas des sédiments du tout, ce fait indique que les mouvements ou sédiments ne furent partout ni simultanés, ni de la même intensité.

5. Les lois des oscillations.

Celles-ci sont une conséquence des forces orogéniques proprement dites, dont nous ne discuterons pas la genèse. Comme résultat nous observons les oscillations continuelles, en sens vertical, de parties étendues de la croûte terrestre. Les lois dont ce mécanisme dépend, déterminent en même temps les transgressions et les régressions alternatives sur terre. Nous pouvons distinguer deux phénomènes importants d'oscillation.

1. Une oscillation réelle du fond.

Les lois qui s'y rapportent sont :

a. La loi des oscillations variantes. Celle-ci nous apprend qu'une même région passe, après une période d'affaissement, à une période d'élévation. De plus les régions affaissantes touchent toujours aux régions ascendantes, ou encore, des régions à anomalie positive touchent toujours à celles à anomalie négative. Ceci a pour conséquence qu'à côté de l'„orogène" en formation, un nouveau géosynclinal prend toujours naissance. Si le degré de consolidation des deux régions est la même, l'affaissement vaudra l'élévation. Mais si le degré de consolidation diffère, la région la plus consolidée (p. ex. les boucliers) exercera les mouvements verticaux les plus petits.

Dans un même géosynclinal, les parties situées à la plus grande profondeur se trouveront après l'orogénèse à la plus grande altitude; le total de l'affaissement du substratum cristallophyllien au-dessous du niveau de la mer, sera en outre du même ordre de grandeur que l'élévation postérieure des sédiments au-dessus de celui-ci.

b. La loi de la variation des directions de Hébert, Karpinsky (1894) et Schuchert (1910).

Les recherches de ces savants, faites respectivement dans le bassin de Paris, en Russie et dans l'Amérique du nord, ont prouvé la grande vraisemblance de cette loi. Elle nous apprend, que nous pouvons observer une variation régulière des directions N.—S. et E.—O., dans la direction longitudinale de grandes régions d'affaissement. A côté de ces grandes oscillations réelles, des dépressions transversales semblent souvent se présenter, dépressions dont l'axe longitudinal est généralement perpendiculaire à l'axe principal. Nous pouvons probablement considérer ce phénomène aussi comme un exemple de la loi de la variation des directions.

2. Une oscillation fictive du fond.

D'après la loi de la discontinuité d'Argand, le fond d'un géosynclinal ne s'affaissera pas d'une façon continue, mais subira un temps d'arrêt. Dans le cas d'une mer peu profonde, un tel arrêt temporaire peut provoquer un grand changement dans le faciès des roches. Le faciès devient d'abord de lagunaire à continental, pour redevenir après un nouvel affaissement de néritique à littoral. A preuve de ceci considérons le faciès plus ou moins constant pendant des périodes

de sédimentation de longue durée, où la sédimentation et l'affaissement se font tous les deux aussi rapidement. Une courte période d'arrêt occasionnera un remplissage rapide du géosynclinal. Le faciès primitivement littoral, pourra passer à un faciès lagunaire ou continental par suite d'un affaissement plus rapide de certaines parties du fond géosynclinal (loi des mouvements différentiels). Nous pouvons donner à ces phénomènes le nom de *loi de sédimentation cyclique*. La présence de dépôts continentaux ne prouve donc pas toujours une élévation réelle. Une période d'arrêt, suivie d'un affaissement différentiel, transforme un faciès continental en un faciès littoral, etc. Mais ceci n'exclut pas la possibilité, que des forces d'élévation réelle soient aussi entrées en jeu; cependant, à mon avis, ces élévations secondaires réelles ne doivent jouer qu'un rôle peu important dans l'affaissement général du fond géosynclinal. Si nous considérons maintenant les Alpes Lombardes et les régions environnantes, je crois avoir trouvé ici aussi beaucoup de preuves en faveur des lois des oscillations. Les phénomènes d'oscillation que nous rencontrons sont principalement:

1. L'axe principal du géosynclinal alpin, orienté en général E.—O. à S. O.-N. E.
2. L'axe secondaire d'une dépression transversale orienté N. S. à N. O.-S. E.
3. Les cycles de sédimentation.

1. L'axe principal du géosynclinal.

Durant le plissement hercynien nous voyons dans la France méridionale un bras N.—S. du géosynclinal, qui se perd plus au nord dans le bras de l'Europe centrale orienté plus E.—O. Durant le plissement alpin le géosynclinal semble s'être adapté à la répartition des massifs hercyniens. Dans la partie S. O. le géosynclinal alpin aussi présente une courbure de E.—O. vers N.—S.. La plaine Lombarde s'étend notamment au S. et à l'E. de celui-ci. Au sud de cette plaine s'élèvent les Apennins à direction N. O.-S. E. qui change à l'Est en la dépression de la mer Adriatique, orientée dans le même sens, pour rechanger ensuite en la culmination Dalmatique pareillement orientée. Nous voyons en effet ici des régions d'affaissement alternant avec des régions d'élévation, lesquelles alternent en outre aussi quant à la direction. De plus nous nous appuyons pour ceci sur le phénomène cité plus haut où nous avons vu que les schistes hercyniens des Alpes Bergamasques indiquent une région d'affaissement peu profonde dans les environs de la côte au sud, tandis que la région d'affaissement elle-même augmenta en profondeur vers le nord et l'ouest. Durant le plissement hercynien, on peut considérer la plaine Lombarde comme ayant été un continent, par rapport au géosynclinal se trouvant au nord et à l'ouest d'elle. Durant le plissement hercynien les régions du N. s'élevèrent et la plaine du Pô fut probablement submergée. Durant le plissement alpin les régions limitrophes de l'ancien géosynclinal hercynien s'abaissèrent et la plaine du Pô s'éleva pour s'affaisser de nouveau durant le plissement alpin.

2. La dépression transversale.

A mon avis, divers phénomènes indiquent que pendant la formation du géosynclinal il y eut dans les Alpes Bergamasques une dépression transversale. En somme nous pouvons dire, que depuis le Permien inférieur, la partie du géosynclinal qui donna naissance aux Alpes Lombardes centrales, fut toujours plus profonde que les parties Est et ouest. Examinons à présent la chose en détail :

a. Dans les régions à l'ouest du lac de Côme, nous voyons un violent vulcanisme durant le Permien tout entier; ce n'est que pendant le Trias inférieur qu'eut lieu la première transgression. Le Servino est composé en outre de couches conglomerées jusqu'au commencement du Muschelkalk (Anisien). Le Verrucano fait même tout-à-fait défaut dans la fenêtre de Lugano. Plus on avance vers l'Est, plus le vulcanisme diminue; dans les parties centrales ce vulcanisme ne s'effectua que dans le Permien inférieur. D'épais dépôts de Verrucano se rencontrent ici et le Servino n'est conglomerique que dans les parties inférieures. Quand on s'avance vers le N. E. on trouve dans les Dolomites de nouveau beaucoup de sédiments terrigènes dans les couches du Trias inférieur; le vulcanisme s'accroît vu les nappes de quartzporphyre et les couches de tuf, d'une épaisseur de parfois plus de 1000 M., p. ex. près de Bozen.

A l'ouest le vulcanisme est nettement continental. Il y a eu des éruptions, en parties centrales et en parties linéaires. Plus à l'Est il n'y a eu probablement que des éruptions linéaires, ce qui caractérise justement le vulcanisme géosynclinal.

b. Les couches de Muschelkalk (Anisien) de l'ouest sont beaucoup plus minces que celles de l'Est et la mer y fut beaucoup moins profonde, vu la grande quantité de dépôts bitumineux, de vestiges de poissons, et de reptiles, qui succombèrent probablement dans un bras de mer peu profond.

c. Dans les couches d'Esino (Ladinien) on rencontre tant à l'ouest (e. a. dans le groupe de la Grigna, d'après TRÜMPY), qu'à l'Est (e. a. selon VAN HOUTEN, dans les Dolomites) de véritables calcaires récifaux contenant des coraux et des diplopores, tandis que dans les Alpes Lombardes centrales on trouve seulement des calcaires à diplopores.

d. Dans les couches de Raibler (Carnien), dans la région centrale surtout, on trouve beaucoup de couches de tuf (le „Grünstein fazies"). A l'ouest les roches semblent s'être déposées dans une mer encore moins profonde; on y trouve beaucoup de dolomie bitumineuse et de dolomie conglomerée.

e. Dans la partie ouest de la mer, le Lias transgressa par-dessus le „Hauptdolomit" (Norien) fort érodé (marbre bréchiforme d'Arzo). Les couches du Lias inférieur manquent, et ce n'est que pendant le Lias moyen et supérieur, que se produisit une transgression marine sur le „Hauptdolomit". Plus à l'Est il y eut cependant déposition de couches du Lias inférieur (Calcarea nero).

A côté de ces arguments stratigraphiques nous pouvons alléguer quelques arguments tectoniques :

a. On observe les altitudes topographiques les plus élevées dans la partie centrale, elles diminuent vers l'Est et vers l'ouest. A cause de ceci, à l'Est et à l'ouest, les couches plus récentes n'ont pas souffert de l'érosion.

b. L'intensité de la zone de failles orobique diminue vers l'Est et vers l'ouest.

Il résulte de ce qui précède, qu'à l'Est et à l'ouest il y eut encore longtemps des symptômes des dernières phases de l'orogénèse hercynienne, sous la forme d'un violent vulcanisme continental, tandis que nous avons déjà dans les parties centrales le vulcanisme géosynclinal du plissement alpin. Nous devons pourtant attirer l'attention sur un autre point très important. Les roches de faciès analogues seront en général beaucoup plus jeunes dans les contrées de l'Est et de l'ouest que dans celles des Alpes Lombardes centrales. C'est ainsi que les porphyres de l'ouest correspondent en partie quant à leur âge avec le Verrucano de l'Est et le Servino de l'ouest aussi est peut-être plus récent que cette même roche plus à l'Est.

Comme la profondeur du géosynclinal alpin allait en augmentant aussi du sud au nord, nous devons tenir compte, en faisant le parallèle entre les régions de l'Est et de l'ouest, de la distance qui sépare celles-ci du bord sud du géosynclinal. Si nous considérons par exemple deux endroits situés respectivement à l'Est et à l'ouest, le premier se trouvant loin, l'autre près du bord sud, on observera dans l'endroit à l'Est un faciès caractéristique pour des roches, qui se sont déposées à une plus grande profondeur. Nous devons surtout tenir compte de ceci en faisant l'étude du Permien supérieur dans les régions situées plus à l'Est.

Si nous déterminons la profondeur de la dépression transversale. il suit de l'épaisseur totale des roches sédimentaires, jointe au faciès d'une mer peu profonde des couches liasiques et de l'épaisseur des roches qui précèdent, que le substratum cristallophyllien a dû s'affaisser de 5000 m. au moins. Pendant le Malm et le Dogger, la mer devint tout à coup beaucoup plus profonde, les sédiments devinrent plus minces, de sorte que nous pouvons considérer comme affaissement maximum 6000 m. environ.

Les sommets actuellement les plus élevés de la Catena Orobica atteignent une altitude de 3000 m. environ, tandis que des altitudes de 2000 m. ne sont pas rares. Si nous nous imaginons cette montagne avant que l'érosion ne commença, nous verrons, que l'ordre de grandeur de l'affaissement et de l'élévation est le même, ici aussi.

3. Les cycles de sédimentation.

Nous ne pouvons en effet parler de cycles de sédimentation, qu'après que toute les Alpes Lombardes eussent été complètement submergées, c.-à-d. à partir du Trias inférieur.

Nous pouvons en distinguer quatre :

- a. *Servino-Muschelkalk (Anisien) et Esino (Ladinien)-Raibler (Carnien).*
- b. *Raibler-Hauptdolomit (Norien)-Rhétien.*

c. *Rhétien-Lias inférieur et en partie aussi le Lias moyen-Domeriano (Charmoutien supérieur).*

d. *Domeriano-Lias supérieur, Dogger, Malm et Crétacé inférieur-Scaglia.*

Nous examinerons de plus près chacun de ces cycles pour ce qui concerne les Alpes Lombardes centrales. Les contrées de l'Est et de l'ouest se caractérisent surtout par des sédiments déposés dans une mer peu profonde.

a. Pendant le *Werfénien inférieur*, la mer était encore peu profonde; elle devint de plus en plus profonde, vu la teneur croissante en calcaire et en dolomie des sédiments sus-jacentes. Pendant l'*Anisien*, la mer n'atteignait pas encore une profondeur de 200 ms., à preuve:

1. La grande teneur en bitume, qui, d'après Potonié, ne peut se former que dans une mer peu profonde, calme et, pauvre en oxygène.

2. Les calcaires à nodules.

3. La grande quantité de matières sableuses.

A l'ouest on rencontre des vestiges de poissons et de reptiles. Les nombreux exemplaires encore intacts, ainsi que les grands tests de *Daonella* prouvent, d'après FRAUENFELDER, que ces animaux ne moururent probablement pas sur la plage, mais plutôt dans un bras de mer peu profond.

Pendant le *Ladinien inférieur*, la profondeur de la mer ne dépassa pas 200—400 ms., vu la présence de diplopores et de calcaires à structure radiaire¹⁾. La quantité de matières bitumineuses, étant plus petite que dans le *Muschelkalk* (*Anisien*) nous porte à croire que la mer était à cette époque un peu plus profonde que pendant l'*Anisien*. Après cela il y eut un temps d'arrêt. Peut-être le calcaire émergea-t-il, des brèches se formèrent, que nous trouvons parfois sous forme de marbres brèchiormes (*Calcare rosso*). M. BAAK signale notamment cette roche au sud de Gromo (Val Seriana).

Ensuite il y eut un nouvel affaissement du fond, suivi d'une longue période d'arrêt pendant le *Carnien*. La prédominance des lamelli-branches signalée par HOFSTEENGE, ainsi que les dépôts de gypse, indiquent une formation dans des eaux peu profondes; les vestiges de plantes indiquent peut-être une formation lagunaire ou même continentale.

b. Vers la fin du *Carnien* et le commencement du *Norien* le fond de la mer s'affaissa de nouveau. Les calcaires déjà formés, une fois au-dessus de l'eau, se dolomitisèrent et se transformèrent souvent en brèches par suite du ressac. Le fond de la mer s'affaissa jusqu'à ce que la rapidité de la sédimentation et celle de l'affaissement se firent équilibre. Dans cette mer profonde de 200 à 300 ms. se déposa une énorme série de calcaires. En faveur de ceci plaident:

¹⁾ LINCK et HOFSTEENGE attribuent la formation de cette structure, comme celle des „Tutenmergel", à la présence de colloïdes protecteurs. Mais il y avait cette fois tellement peu d'argile que les cônes ne restèrent pas séparés.

1. Les gastéropodes à test épais.
2. L'intercalation irrégulière de couches bitumineuses.

Au début du *Rhétien* une régression eut lieu; la mer était très peu profonde. Ensuite le fond marin s'abaissa et des récifs calcaires purent se former. La profondeur de la mer était probablement de 60—70 mètres.

c. Pendant le *Lias inférieur* la profondeur augmenta progressivement. Elle fut néritico-bathyale, vu les nombreux bancs d'huitres, les silicospongiaires et les ammonites. Vers la fin du *Lias moyen* il y eut cependant un arrêt temporaire.

d. Dans le *Lias supérieur* la profondeur de la mer devint bathyale (beaucoup d'ammonites, forte dissolution des tests, pas de matériaux terrigènes, mais bien des argiles rouges). Pendant le *Dogger* la mer devint tout à coup plus profonde, vu le changement soudain de la faune (des radiolaires et des „Aptychenschiefer") et la conformité grandissante, quant au faciès, dans toute la région méditerranéenne. L'affaissement continua jusqu'au *Crétacé inférieur*. La profondeur de la mer se mit alors à diminuer régulièrement. Vers le *Crétacé moyen*, plusieurs parties émergèrent. Il y eut alors une élévation réelle du fond, qui continua jusqu'au *Tertiaire*. Par suite du plissement en mouvements ascendants, les régions méridionales furent transgressées par la mer, ce qui fit se produire, vers le Pliocène, une nouvelle sédimentation dans la plaine du Pô.

L'épaisseur des couches sédimentaires était très grande pendant les périodes d'affaissement graduel; leur ordre de grandeur était de ± 1000 ms. Pendant les périodes de régression, l'épaisseur était de 200 à 300 ms. Dans ces derniers cas où l'épaisseur des sédiments est supérieure à la profondeur probable de la mer, nous n'avons pas toujours affaire à un arrêt complet, seulement l'affaissement s'effectua parfois très lentement.

Ci-joint nous donnons un court aperçu des épaisseurs des diverses roches sédimentaires dans les parties centrales des Alpes Bergamasques. Ces chiffres sont probablement trop bas pour ce qui concerne les zones de glissement. Ils sont empruntés aux ouvrages de JONG, COSIJN, KLOMPÉ, WENNEKERS, TRÜMPY et RASSMUSS, et, pour les régions occidentales, surtout à FRAUENFELDER, SENN, VON BISTRAM, SEITZ, DOEGLAS, KUENEN, DE SITTER et HARLOFF.

1. Porphyre et Collio ± 500 —600 m. (dans les Alpes Lombardes occidentales 1000 m. ou plus).
2. Verrucano ± 300 m. (dans les Alpes Lombardes occidentales absent).
3. Servino (Werfénien) ± 200 m. (dans les Alpes Lombardes occidentales 20—100 m.).
4. Muschelkalk (Anisien) ± 275 m. (dans les Alpes Lombardes occidentales 80—100 m.).
5. Esino (Ladinien) ± 1000 m. (dans les Alpes Lombardes occidentales 600 m.).

6. Raibler (Carnien) \pm 350 m. (dans les Alpes Lombardes occidentales 60—100 m.).

7. Hauptdolomit (Norien) \pm 1000 m. (dans les Alpes Lombardes occidentales 100—400 m.).

8. Rhétien \pm 300 m.

9a. Lias inférieur \pm 800 m.

b. Lias moyen \pm 50 m.

10. Dogger et Malm \pm 50 m.

11. Crétacé inférieur \pm 100 m.

Nous venons de passer en revue les phénomènes tectoniques les plus importants des Alpes Lombardes, et nous allons essayer d'en indiquer très brièvement une genèse possible.

Au cours du Carbonifère inférieur il y eut un géosynclinal, dirigé du nord au sud dans la partie occidentale et de l'Est à l'ouest dans les parties orientales. Vers le sud-Est la mer devenait de moins en moins profonde, et il y eut probablement un continent là où se trouve la plaine du Pô actuelle. Sur la fin du Carbonifère ce géosynclinal se plissa avec un fort mouvement ascendant. En Suisse cela se fit en deux phases, à savoir entre le Carbonifère moyen et supérieur et après le Carbonifère supérieur mais avant le Trias inférieur. Dans les Alpes Lombardes les deux phases se sont probablement manifestées sous la forme d'une foliation suivie d'une formation de failles, d'intrusions de granite et de foliation renouvelée. Deux zones de failles importantes orientées de l'Est à l'ouest se produisirent éventuellement à la suite d'une ascension, suivant des zones géantyclinales qui s'adaptèrent toujours aux axes longitudinaux des géosynclinaux. Ces zones suivirent à l'ouest une direction davantage N.E.—S.O. à cause de l'adaptation à la direction nord-sud du géosynclinal hercynien occidental. Ces zones de failles principales, qui furent plus tard les zones de failles insubre et orobique. furent le chemin que suivirent les granites porphyriques intrudant.

La pression venant du nord engendra probablement aussi des failles N. O.-S. E., le long desquelles des intrusions furent également possible. Au cours des époques permienne et mésozoïque, ces régions s'affaissèrent sous la mer. Vers l'époque cénomanienne les premiers sédiments réapparurent au-dessus des eaux, ce qui provoqua en même temps un déplacement des rivages. De là proviennent les grandes transgressions cénomaniennes dans les régions avoisinantes. Les mouvements isostatiques les plus intenses dans les parties les plus profondes du géosynclinal alpin, firent apparaître au-dessus de l'eau les nappes Est-Alpines ultérieures. Une pression venue du sud rendit probablement ce géosynclinal asymétrique. Il me semble devoir considérer cette pression comme une réaction du continent Sud-Africain aux forces polifuges de l'hémisphère nord (et non pas comme le pensaient STAUB et d'autres, un mouvement de l'Afrique vers le nord). Le rétrécissement croissant du géosynclinal poussa le cristallophyllien du géantyclinal primaire sur les sédiments septentrionaux. Les forces verticales poussèrent ces sédiments vers le haut, de façon à leur faire former des plis verticaux. Les résistances

des parties susjacentes provoquèrent un recourbement vers le nord. Les forces verticales intenses, qui engendrèrent secondairement des forces tangentielles considérables, de même que des forces tangentielles issues du rétrécissement du géosynclinal, donnent à mon avis une explication du raccourcissement des couches dans le géosynclinal.

Les Pennides, formés surtout par des forces verticales, entraînent vers le nord le cristallophyllien sur-charrié du géantoclinal primaire. Le cristallophyllien perdit sa racine et de grandes intrusions eurent lieu dans les espaces qui se formèrent ainsi. Cependant le rétrécissement, toujours avançant, du géosynclinal, charria les Pennides contre la partie méridionale du géosynclinal. Peu de temps après la formation du géantoclinal Est-Alpin, se produisit un géantoclinal correspondant dans la partie du sud. La résistance du cristallophyllien Est-Alpin situé plus haut que les régions méridionales, jointe à la forte consolidation des zones de racines intrudées des Pennides, furent cause que ce géantoclinal sud ne put pas se déplacer vers le nord. Il ne put que sous-charrier. Ce n'est que beaucoup plus à l'Est que le sur-charriage fut possible, vu la faible résistance. Par suite de ce sous-charriage à l'ouest, le géantoclinal méridional se déplaça vers le sud. La zone de failles insubre hercynienne fonctionnait comme plan de mouvement. Les sédiments primaires du cristallophyllien méridional furent enserrés comme des coins et furent plus tard épargnés par l'érosion. Par suite de ce charriage les failles de la zone orobique furent aussi réouvertes en même temps, après quoi il y eut également des intrusions (celles de la tonalite de l'Adamello, des Fiorarogneiss et du granite de Baveno). Le massif de gneiss chiari dans la partie Est des Alpes Lombardes put charrier vers le sud, grâce à la faible résistance, cependant que la résistance provoqua un nouveau charriage au côté nord, à savoir la faille de Porro-Spitz. Ici aussi les sédiments autochtones furent enserrés. La grande résistance du massif de granodiorite du Valsassina, consolidé déjà pendant la période hercynienne, exigea cependant un sur-charriage des gneiss chiari. Plus à l'ouest les gneiss chiari purent s'écarter, comme dans la région du Corno Stella. Ils furent imbriqués avec les sédiments, surtout permien susjacent. La voûture dans la partie méridionale du géosynclinal se fit sous forme d'au moins trois zones géantoclinales, dont l'élévation allait diminuant du nord au sud et également de la partie centrale vers l'Est et vers l'ouest. En même temps que les ascensions différentielles des zones géantoclinales (la segmentation passive d'Argand), les sédiments se déplacèrent vers le nord le long des zones de glissement et n'ondulèrent que faiblement dans les zones les plus profondes, tandis que dans les zones supérieures le plissement était intense. En même temps, les sédiments s'adaptèrent au substratum (segmentation active d'Argand). Cependant les forces dirigées de l'Est à l'ouest, renforcèrent probablement les culminations et les dépressions transversales.

La pression croissante venant du nord repoussa en partie les sédiments. Les couches inférieures du Permien surtout, s'imbriquèrent à proximité des barrières, tandis que les calcaires triasiques, situés plus haut, provoquèrent des charriages en forme de cuillère. Les couches

jurassiques et crétacées s'imbriquèrent souvent d'une façon intense dans les synclinaux et anti-linaux primaires. Les derniers mouvements isostatiques du sous-sol, combinés à la transgression de la limite de résistance à la rupture, par suite d'une pression de longue durée, occasionnèrent la formation de failles d'effondrement à forte inclinaison, qui coupent les lignes d'affleurement. Nous avons pu placer tous ces mouvements en plusieurs périodes. La faille insubre se produisit pendant la période oligocène ou miocène. La première phase du plissement eut lieu pendant le Sénonien inférieur, ensuite pendant l'Oligocène et le Miocène. Après le premier plissement à mouvement ascendant dans le Crétacé supérieur, d'épaisses couches de flysch se déposèrent, tandis que la molasse fut formée après le plissement oligocène. Il en est de même dans les Alpes Septentrionales. La dernière formation de failles n'eut probablement lieu que pendant ou après le Miocène. Ainsi au bord sud des Alpes se forma la crevasse de Breggia. L'érosion en rapport avec la tectonique, occasionna une répartition très caractéristique des sédiments. Vu que la dépression transversale alpine changea en une culmination, nous trouvons des sédiments toujours plus jeunes du nord au sud et du centre vers l'Est et l'ouest.

Ceci fait que nous pouvons distinguer dans les Alpes Lombardes centrales une zone cristallophyllienne au nord; au sud de celle-ci nous constatons des couches permienues et encore plus au sud une large bande de couches triasiques. Le Jura et le Crétacé enfin se présentent tout à fait au sud. Si nous considérons le tout d'un point de vue tectonique, nous pouvons constater en général les zones suivantes, qui sont, du nord au sud: cristallophyllien imbriqué-gneiss chiari (avec ou sans couches sédimentaires sus-jacentes autochtones, imbriquées ou non)-écaillés de Servino, de Verrucano et de Permien inférieur (couches de Collio et de porphyres)-cristallophyllien-Permien inférieur (imbriqué ou non)-Verrucano-Servino-calcaires triasiques (sur-charriages en forme de cuillère, séparés par des zones de glissement)-Jura et Crétacé (plissés et imbriqués).

Le cristallophyllien orobique prit naissance par suite de

1. l'élévation isostatique de la zone géantclinale.
2. l'imbrication du cristallophyllien,
3. une élévation possible, due à l'érosion des sédiments sus-jacents.

Là seulement, où les charriages les protégeaient, les sédiments furent épargnés par l'érosion, malgré leur position élevée. Les couches triasiques de Musso, le Verrucano et le Servino le long de la faille de Porro-Spitz en sont des exemples. Ce n'est que tout à fait à l'Est qu'ils se conservèrent aussi, grâce à la composante isostatique minime.

Les zones de glissement, composées de roches tendres, se caractérisent généralement par de riches prairies, contrairement aux calcaires capricieux, et aux porphyres et Verrucano escarpés, aux formes arrondies. L'adaptation des sédiments au substratum provoqua la formation de la vallée de l'Adda, près de la faille insubre. La ligne de partage des eaux orobique fut produite par le charriage du géantclinal situé plus au nord. Les fenêtres au sud et le cours de diverses rivières

(p. ex. le cours moyen du Venina) dans le cristallophyllien septentrional sont en rapport avec des zones fracturées du substratum. Pour ce qui concerne le Val Venina, ceci est peut-être en rapport avec le sur-charriage de „Laghi di Porcile”.

Le fait que la zone de failles orobique ne provoqua pas, comme la zone de failles insubre, une formation de vallée (excepté peut-être tout à fait à l'ouest) est peut-être d'une part en rapport avec le fait que des sédiments furent enserrés le long des failles insubre, sédiments qui pouvaient être facilement érodés, tandis que l'enserrement cunéiforme faisait défaut dans la partie centrale de la zone de failles orobique. D'autre part cependant la formation antérieure de la faille insubre et l'écoulement des eaux vers le nord, qui lui fit suite, accompagnée d'un pareil écoulement vers la plaine du Pô, occasionna plutôt une crête élevée qu'une vallée.

Durant le Pleistocène des glaciers s'écoulèrent, à partir de la ligne de partage des eaux, vers le nord et le sud. Les bras septentrionaux s'unirent dans la Valteline aux glaciers provenant de la pente nord de cette vallée, pour former ainsi le glacier de l'Adda. Celui-ci couvrit le lac de Côme et envoya, selon PENCK et BRÜCKNER, un bras vers le lac de Porlezza. Le glacier du Tessin couvrit la région située à l'ouest du lac de Côme. Il s'écoula avec le bras susdit du glacier de l'Adda vers le sud après quoi ils formèrent de grandes moraines frontales au bord de la plaine du Pô.

Terminons en disant encore un mot sur la *présence de minéraux utiles*. Dans les couches du Rhétien inférieur de l'Alta Brianza on trouve de minces couches d'anthracite, qui n'ont cependant aucune valeur économique. Pour ce qui concerne les minéraux, nous pouvons citer le strontianite, trouvé par KLIMPÉ dans les couches transitoires du Muschelkalk à l'Esino.

On trouve fréquemment des filons de barytine dans le Verrucano. Dans les Alpes Lombardes nous connaissons encore en fait minerais: de la galène argentifère, de la pyrite, de la sidérose, de la chalcopyrite, de la bornite, de la malachite, de la cérusite etc. Les minerais de zinc jouent surtout un grand rôle dans les régions méridionales, à citer: de la blende, de la smithsonite, de l'hémimorphite, de l'hydrozincite et de la calamine. Ils sont souvent accompagnés de galène, de cérusite, de fluorine, de bournonite, de molybdénite etc. Ils se trouvent surtout dans des cavités irrégulières de l'Esion supérieur et du Raibler inférieur, dans le calcaire, dit „Metallifero”. La présence des minerais sous la forme de veines et de lentilles, souvent fort mylonitisées ou transformées par des actions hydrothermales (surtout à proximité de zones de failles) indique une origine épigénique. HOFSTEENGE considère la blende comme minerai primaire du zinc. Dans la zone d'oxydation elle donnerait avec les calcaires encaissants de l'hydrozincite et de la smithsonite. Sous l'action de solutions riches en SiO_2 sur la blende et la smithsonite, de l'hémimorphite pourrait se former. HOFSTEENGE explique la présence des minerais dans les couches supérieures de l'Esino, par l'imperméabilité des couches de Raibler, ce qui me semble très exact.

Nous devons vraisemblablement considérer les effusions de Raibler, comme apporteurs des minerais primaires.

TORNQUIST et VAN HOUTEN aussi décrivent deux phases métallogéniques dans les Alpes occidentales.

A. *Le Crétacé supérieur* (provenant de solutions très chaudes)

1e phase: formation de Breunerite.

2e phase: Blende (rarement de la fluorine, point de wurtzite)

3e phase: Galène (généralement argentifère)

4e phase: Barytine

B. *Tertiair supérieur* (provenant de solutions moins chaudes)

1e phase: Calcite, accessoirement du Breunerite.

2e phase: Galène (jamais argentifère), peu de Barytine

3e phase: a. Blende (beaucoup de wurtzite), fluorine

b. Blende — barytine

4e phase: Anhydrite

5e phase: Calcite.

Jusqu'à présent une telle succession régulière n'a pas été observée dans les Alpes Bergamasques. Il est cependant possible que dans l'avenir VISSER et BEYERINCK pourront entrer plus en détail dans cette question.

Peut-être ayons nous affaire aussi à une quatrième période de formation de minéral. Les minerais de Zn, de Cu et de Pb près du granite de Brixen en témoignent. Mais aussi à l'Est du massif de diorite du Valsassina nous trouvons e. a. de la galène argentifère, des filons de barytine dans le Verrucano, de l'hématite, de la pyrite, de la chalcopyrite, de la sidérose, de la bornite etc.. KUENEN aussi décrit, comme provenant de la région porphyrique de Lugano, de la galène argentifère, de la barytine et de la fluorine etc., qui traversent parfois le Servino sous forme de veines; il arrive cependant que ces veines soient coupées net par celui-ci.

Il me semble très probable, que nous ayons affaire dans tous ces cas aux dernières phases de l'orogénèse hercynienne, à savoir la dernière phase du vulcanisme, qui faisait suite aux grandes intrusions de granodiorite et de granite. A l'ouest, où le vulcanisme dura pendant toute la période permienne, il est compréhensible que quelques filons pouvaient encore traverser les couches du Servino inférieur. Plus à l'Est ceci ne sera encore possible que dans le Verrucano.

Tout bien considéré, nous pouvons donc distinguer avec une assez grande certitude au moins quatre périodes de formation de minéral dans les régions Alpino-dinariques.

1. Une période post-hercynienne: c.-à.-d. pendant le Permien Moyen (dans la partie centrale des Alpes Lombardes) et pendant le Trias inférieur (dans les régions de l'ouest).

2. Une période carnienne.

3. Une période crétacée supérieure.

4. Une période tertiaire supérieure.

Comme derniers symptômes de ces actions apomagmatiques, nous pouvons considérer les diverses sources thermales, qu'on trouve fréquemment

dans les Alpes Méridionales, et qui se caractérisent parfois par leur grande teneur en matières radioactives.

Pour compléter notre esquisse tectonique et l'aperçu que nous avons donné de la genèse, nous voulons donner un sommaire de la stratigraphie des Alpes Bergamasques. Nous le ferons sous forme d'un tableau, après quoi nous donnerons encore quelques explications. Le tableau représente un résumé schématique des zones stratigraphiques connues jusqu'à ce jour. Nous y introduirons quelques dénominations, qui, à mon avis, donneront moins lieu à confusion.

APERÇU STRATIGRAPHIQUE.

1. Le Précambrien-le Carbonifère inférieur.

Des sables riches en argile et des argiles riches en sable.

Au nord des amphibolites (le faciès ophiolitique) et des marbres.

2. Le Carbonifère supérieur.

a. Intrusion des granodiorites du Valsassina et de Mezzoldo.

b. Intrusion des gneiss chiari, du granite de Brixen, etc..

Formation des roches riches en amphibole, feldspathisation des sédiments.

c. Des „conglomérats aporphyriques”.

3. Le permien inférieur.

a. *Alpes Lombardes centrales*: le porphyre basal (autrefois tuffoïde basale) et des filons de felsophyre.

Alpes Lombardes occidentales: les tuffites basales.

b. *Alpes Lombardes centrales*: le faciès de porphyre et le faciès de Collio ou de Carona (nommés d'après Collio dans le Val Trompia et Carona dans la Valle Brembana). Dans les couches inférieures le faciès de porphyre domine, plus haut cependant le faciès de Collio.

Au bas de cette série le „conglomérat basal”.

Au milieu de cette série le „conglomérat de Collio”.

Alpes Lombardes occidentales: Des laves et des tufs en succession plus régulière. Tout d'abord surtout des porphyrites, plus tard du quartzporphyre fluïdal et enfin du granophyre.

Ici aussi des tufs conglomériques.

Dolomites: Le quartzporphyre de Bozen et d'autres laves.

Au-dessus de ceux-ci le grès de „Grödner”.

4. Le permien supérieur.

Alpes Lombardes centrales: Le verrucano (aussi nommé d'après la redoute de Verruca près de Pise) en conglomérats rouges, mais aussi verdâtres, alternant avec des grès rouges dits: „Sernifites” (nommés d'après le Sernfthal dans les Alpes Glaronnaises).

Alpes Lombardes occidentales: Absent.

Dolomites: Le „Zechstein” sous forme de couches à Bellérophon.

5. **Le scythien ou le Werfénien** (le Servino).

Alpes Lombardes centrales: Des marnes rouges et verdâtres alternant avec des grès rouges et quelques couches de calcaire et de dolomie.

En remontant la couleur verte devient prépondérante, la couleur rouge diminue.

La teneur en sable diminue, la teneur en calcaire augmente.

Les couches sont parfois finement conglomérées.

La limite supérieure est composée de sable brunâtre ou de dolomie caverneuse et poreuse.

Alpes Lombardes occidentales: Le conglomérat de San Martino.

Dolomites: La limite Muschelkalk-Servino formée par du conglomérat de RICHTHOFEN.

6. **L'Anisien ou Virglorien** (Muschelkalk).

Alpes Lombardes centrales: Le faciès calcaire septentrional (Calcaire noir ou bleu foncé) et le faciès argileux et marneux meridional (calcaires et argiles).

Alpes Lombardes occidentales et orientales: Les couches de transition à l'Esino se composent de „Mendoladolomit” (calcaire récifal). Dans l'ouest au-dessus de celui-ci la „Grenzbitumenzone” de FRAUENFELDER et de SENN riche en vestiges de poissons et de reptiles).

7. **Le Ladinien** (Esino: nommé d'après Esino dans le groupe de la Grigna).

Alpes Lombardes centrales:

Esino inf.	}	a. Zone de transition, parfois avec des couches de calcaire rouge.
		b. Calcaire gris-clair (900 m.).
Esino moyen	}	c. Calcaire bréchiforme.
		d. Calcaire gris-foncé, souvent à structure radiaire.
Esino sup.	}	e. Calcare rosso (marbre, parfois bréchiforme).
		f. Calcaire noir ou blanchâtre (signalé par VISSER e.a.).

En cas de forte teneur en minéral de zinc nommé „métallifero”.

Habituellement à la limite du Raibler quelques minces couches de lydienne.

Fossiles: Des diplopores, des gastéropodes, des Evinosponges (?) etc.

Alpes Lombardes occidentales et orientales: Des récifs coralliens.

Dans les Dolomites le faciès hétéropique (cornéenne riche en radio-laires), des tufs basiques.

8. **Le Carnien.** (Raibler, nommé d'après Raibl en Tyrol).

Alpes Lombardes centrales:

a. „Plattenkalk” (noir ou gris-foncé).

b. Des grès et des marnes rouges et verts et des calcaires bleus, devenant de plus en plus caverneux en remontant. Dans les couches supérieures parfois du gypse.

Diverses zones de tuf.

Alpes Lombardes occidentales: De la dolomie et des conglomérats dolomitiques.

Dolomites: Formation de „Bohnerz”, cessation du faciès hétéropique.

9. Le Norien. (Hauptdolomit).

Alpes Lombardes centrales:

a. Dolomie bréchiforme et cellulaire.

b. Dolomie bleue-grisâtre avec quelques minces bancs bitumineux (900 m.).

Alpes Lombardes occidentales: Dolomie bitumineuse.

Dolomites: Le récif de dolomie de „Dachstein”.

10. Le Rhétien ou couches à Contorta. (Rhät).

a. Des calcaires noirs et des marnes (parfois des concrétions ferrugineuses brunes).

b. Des bancs bruns de calcaire argileux alternant avec de minces couches marneuses.

c. 1. Des calcaires à madrépores.

2. De la dolomie à Conchodon (les couches supérieures sont parfois rouges-foncées).

11. Le Lias inférieur et moyen.

a. Calcaires siliceux et grisâtres d'une grande épaisseur, dits „Calcare nero” ou „Plattenkalk” liasique (spongites).

b. Parfois des marbres rouges, dits „Sasso Bicolor” (seulement dans les zones sup.).

c. Domeriano: des marnes bigarrées et des calcaires.

12. Le Lias supérieur.

Ammonitico rosso (calcaires marneux rouges).

Parfois des marbres rouges.

13. Le Dogger.

a. *Aalénien*: Des calcaires jaunes et des marnes blanches (épaisseur totale: quelques M.).

b. *Bajocien*: 1. Des bancs de cornéenne rouge et brune (à radiolaires).

2. „Aptychenschiefer” (Des schistes rouges et des calcaires).

14. Le Malm.

Tithonique (*Majolica rossa*): Des bancs calcaires roses à jaunes, parfois aussi verts, coupés par de minces bancs de cornéenne rouge et verte.

15. Le Crétacé.

a. *Crétacé inf.* (*Majolica*: Tithonique jusqu'au Barrémien).

Majolica bianca ou *Biancone* (calcaire blanc à foraminifères).

b. *Crétacé moyen*:

1. *Scaglia* (marnes bigarrées et calcaires) ou „*Marne variegata*”.

2. *Flysch* (grès et schistes).

c. *Crétacé sup.*: Conglomérat santonien (comparable aux couches de „*Gosau*” des Alpes Septentrionales).

16. Le Tertiaire.

- | | | |
|---|---|--|
| <p>a. <i>Eocène</i>: Brèches nummulitiques</p> <p>b. <i>Oligocène-Miocène</i>: Molasse.</p> <p>c. <i>Pliocène</i>: Des argiles bleues de formation marine.
Conglomérats de „Pontegana”.</p> | } | <p>Intrusions des tonalites du
Disgrazia et de l'Adamello, du
Fiorarogneiss etc.</p> |
|---|---|--|

17. Le Pleistocène.

- Ceppo (d'origine fluvio-glaciaire).
Brèches d'éboulis.

Nous manquerions de place si nous voulions traiter en détail chacune de ces périodes. Nous nous bornerons donc aux phénomènes principaux.

La fin du Carbonifère et le Permien surtout sont dignes de notre attention à cause de leurs considérables variations de faciès. La mise en carte du Permien comporte de grandes difficultés, surtout si l'on doit déduire la tectonique des successions stratigraphiques.

Dans ce qui suit nous essayerons de donner une explication à ces variations de faciès. Comme cause nous considérons:

1. **Le commencement de la formation du géosynclinal**: C'est justement pendant la période initiale, durant laquelle la mer était très peu profonde, que de petites oscillations provoquèrent de grandes différences de faciès. Ces oscillations ne sont en général qu'apparentes et une conséquence de l'affaissement discontinu du fond de la mer. A cause de ceci le faciès peut varier de place en place, tant dans la même période que dans des périodes différentes. Aux bords méridional et septentrional du géosynclinal alpin, les oscillations se firent sentir le plus longtemps, à cause du peu de profondeur de la mer et de l'affaissement plus lent du fond. Pour que les changements de faciès se manifestent, la présence de sédiments marins est indispensables. C'est pourquoi les oscillations se produisirent d'abord dans la dépression transversale, autrement dit dans les Alpes Lombardes centrales.

2. La surface irrégulière d'érosion hercynienne.

Par suite de l'érosion durant le carbonifère inférieur, des surfaces irrégulières se produisirent surtout dans les grands massifs des gneiss chiari et le massif de diorite du Valsassina. Le massif de diorite formait cependant plutôt une voûte en dôme. A cause de cela ces massifs, dans la mer peu profonde, eurent une grande influence sur les changements de faciès pendant le Permien inférieur.

3. **L'érosion Permienne** transportait souvent de minces dépôts. A cause de cela des sédiments de cette espèce manquaient à certains endroits, tandis qu'ailleurs ils pouvaient se rassembler en bassins.

4. **Le mode de sédimentation**: Les effusions pendant le Permien inférieur et la formation de conglomérats se produisaient souvent plutôt localement. Rarement de grandes nappes unies se formèrent; comme on peut le constater par exemple en cas de sédimentation calcaire.

Comment devons nous nous représenter la genèse des sédiments et la répartition des terres et des eaux pendant le Carbonifère supérieur et le Permien ?

L'érosion eut lieu, après les intrusions des massifs de diorite et de granite et après la formation de la foliation des granites (gneiss chiari), et des sédiments du Précambrien. De minces dépôts conglomériques, disséminés, qui s'amoncèrent plutôt dans les dépressions, se constituèrent. Les conglomérats annonçaient la nouvelle orogénèse. Les intrusions pendant le Carbonifère se continuaient cependant pendant le Permien, sous la forme de grandes extrusions. Les premiers conglomérats provenant de l'érosion, se constituèrent par là peu à peu entièrement de galets de roches cristallophylliennes. Cependant on y rencontre aussi quelques galets de roches porphyriques. Je préférerais dénommer ces conglomérats du nom de „conglomérat aporphyrique”, employé dans des publications précédentes dans un sens plus large. Les conglomérats ne se formèrent pas partout en même temps. Pendant le Permien inférieur les formations des roches porphyriques avaient été si fréquentes, que l'érosion donna naissance à des conglomérats, qui étaient constitués, outre quelques galets de roches cristallophylliennes du substratum mis à nu, en grande partie par des roches porphyriques. Je voudrais appeler ces conglomérats, qui se trouvent également à la base des séries de porphyre et de Collio qui leurs sont superposées, des „conglomérats basals”, pour les distinguer des tufs conglomérés etc. du conglomérat de Collio, qui firent leur apparition plus tard. En partie avant, en partie pendant et peut-être aussi peu après la formation du conglomérat aporphyrique, ce qui peut varier à chaque endroit, des intrusions de matières quartz-porphyriques se produisirent le long des fissures, intrusions qui donnèrent naissance à des brèches éruptives qui présentaient, par suite du refroidissement rapide, une nette structure de verre. Elles pénétraient souvent dans le substratum, parfois aussi dans les sédiments qui lui sont superposés, comme des veines noires sous la forme de filons „felsophyriques” qui présentaient beaucoup de ressemblances avec les pseudo-tachylites. Parfois cette matière éruptive dominait à tel point, que les roches du substratum semblaient y flotter. Les tuffoïdes basales se formèrent. La matière éruptive choisissait de préférence les plans de failles formés pendant le plissement hercynien. Le substratum était dans ces cas-là très broyé, cependant les intrusions mêmes causèrent aussi une structure en brèche mylonitisée. Vu que pendant le plissement alpin une réouverture des failles avait eu lieu et que les bancs des tuffoïdes basales donnèrent facilement naissance à des surfaces de discontinuité, ces roches furent broyées encore plus fortement et en même temps bien dévitrifiées. Car ainsi que nous l'avons vu précédemment, comme nous n'avons pas affaire à des roches d'origine sédimentogène (plus spécialement tuffogène) et que des phénomènes de pression ne sont pas absolument nécessaires, il me semble préférable de ne pas parler de „tuffoïde basale”, mais de „porphyre basal”, et par là nous désignerons exclusivement ces roches caractéristiques à la base des séries de porphyre et de Collio. Les veines noires, qui apparaissent parfois encore dans les couches inférieures du Collio peuvent mieux être appelées du nom de „filons felsophyriques”. Nous pouvons peut-être considérer la large bande de tuffoïdes basales

le long de la faille orobique dans le Valle del Bitto, aussi bien que le filon orienté N.—S. dans le Val Bomino, comme des plans de circulation prépermien, le long desquels le „porphyre basal” intrudait.

Il n'est pas impossible qu'une partie du magma parvint à la surface sous forme d'une éruption linéaire et s'écoula comme lave sur le substratum. La diminution de fragments du substratum de bas en haut plaide pour ceci, selon COSLIN. L'épaisseur de ces coulées de lave atteint parfois 25 m. C'est pourquoi COSLIN parle de „lave avec inclusions de tuf”.

Nous n'avons considéré jusqu'à présent que les Alpes Lombardes Centrales. Plus à l'est, dans les Dolomites, on rencontre aussi un conglomérat situé entre le substratum et la série de porphyres. VAN HOUTEN e. a. lui donne le nom de verrucano. Il suit de ce qui précède, qu'il vaut mieux parler ici de conglomérat aporphyrique ou basal. Dans la région de Lugano se produisirent également des conglomérats aporphyriques, e. a. le conglomérat de Manno, nommé ainsi par GÜMBEL et TARAMELLI. En général une roche dite, „tuffite basale”, d'une épaisseur maximum de 75 m, se trouve immédiatement au-dessus du substratum. Celle-là, contrairement aux sédiments correspondants à l'Est, était d'origine élastique par suite du violent vulcanisme à l'ouest. Les sédiments de formation terrestre furent transportés par des rivières vers des dépressions et des vallées. Ces cendres volcaniques et des galets du substratum formèrent les tuffites basales et correspondent donc aux conglomérats basals de l'Est. Les porphyres basals font cependant défaut à l'ouest. Nous devons probablement attribuer ceci au fait, qu'ils sont en rapport avec le vulcanisme géosynclinal et non avec le vulcanisme continental comme c'est le cas à l'ouest. La transmission rapide de chaleur sous l'eau favorisait peut-être la vitrification. Les plus grandes différences entre les régions Est et ouest ne se constituèrent que dans le Permien inférieur. Dans les Alpes Lombardes centrales nous pouvons faire la distinction entre le Permien inférieur et supérieur. Dans le Permien inférieur nous voyons alterner continuellement des roches d'épanchement avec des sédiments, en partie continentaux, en partie laguno-littoraux. Je voudrais qualifier les roches éruptives pauvres en sédiments comme ayant un „faciès porphyrique”, les sédiments pauvres en tufs etc. comme ayant un faciès „de Collio” ou „de Carona”. Dans le Permien supérieur on rencontre des conglomérats et des grès rouges dont les dénominations donnent lieu à équivoque, à savoir les conglomérats, dits „Verrucano” et les „sernifites” ou grès rouges. Si nous comparons ces formations avec le Permien Germanique, à savoir „le Rotliegendes”, nous constatons une ressemblance étonnante entre ces deux régions. On peut mettre en parallèle le Permien inférieur avec les couches inférieures et moyennes du „Rotliegendes” et en particulier avec les „Cehrener Schichten” du „Rothliegendes”. Le Permien supérieur avec les couches supérieures, à savoir les „Tambacher Schichten”. Nous montrons ci-dessous ces formations du Permien Germanique.

- | | |
|-------------------------------|---|
| | 1. <i>Gehrener Schichten.</i> |
| | a. arkose. |
| | b. alternances de porphyres et de porphyrites, de „Tonsteine” et de tufs. |
| <i>Rotliegendes inférieur</i> | 2. <i>Manebacher Schichten.</i> |
| | a. conglomérat basal, contenant des galets de porphyre et de porphyrite. |
| | b. „Flötz führende Schichten”. |
| | c. Conglomérat de porphyrite amygdaloïde. |
| <i>Rotliegendes moyen</i> | 3. <i>Goldlauterer Schichten:</i> grès rouges, en partie riches en composantes tuffogènes et des conglomérats. |
| | 4. <i>Oberhöfer Schichten:</i> grès et porphyres. |
| <i>Rotliegendes supérieur</i> | 5. <i>Tambacher Schichten:</i> conglomérats rouges, de galets de porphyre et de substratum, alternant avec des grès rouges. |

A fin d'éviter des erreurs, je voudrais distinguer deux faciès en ce qui concerne le Permien dans les Alpes Bergamasques: c.-à.-d. un faciès plus ancien, dit *faciès de „Gehren”* et un plus récent, dit *faciès de „Tambach”*. De cette façon nous éviterons les dénominations douteuses comme „porphyre”, „Collio” et „Verrucano”. Alors que nous constatons en Allemagne une succession régulière dans les couches du faciès de „Gehren”, il n'en est pas ainsi dans les Alpes Méridionales. Mais cette succession est de nouveau régulière à l'ouest, dans la région porphyrique de Lugano. Comme nous l'avons déjà fait remarquer il faut attribuer ceci à la formation continentale à l'ouest et à la formation en partie sous-marine à l'Est, due à la dépression transversale. Le fait que la sédimentation se fit à l'Est d'une façon sous-marine est prouvé par l'alternance de porphyres et de tufs avec des argiles et des grès tuffeux.

Il est cependant probable, que pendant le Permien inférieur, beaucoup de parties aient encore émergé à l'Est sous forme d'îles. Nous essayerons donc de résumer encore une fois les différences entre les régions de l'Est et celles de l'ouest. Comme dernière phase des intrusions hercyniennes nous constatons un vulcanisme continental à l'ouest. Par suite de la culmination à l'ouest ce vulcanisme pouvait être de longue durée, (il dura notamment jusqu'au Trias inférieur), tandis que plus à l'Est, par suite de la dépression transversale le vulcanisme géosynclinal était déjà en action. Les éruptions à l'ouest avaient le caractère d'un grand nombre de petites éruptions centrales.

KUENEN, DE SITTER et HARLOFF nous ont signalé dans le terrain cristallophyllien des diatrèmes, encore nettement observables, qui atteignent parfois une épaisseur de quelques dizaines de mètres, et qui ont du servir de cheminées. Ces éruptions se caractérisaient par des chutes de cendres et des coulées de lave, qui formaient ensemble des couches d'une épaisseur maximum de 1000 m. D'après les investigateurs mentionnés ci-dessus, des éruptions linéaires se produisirent en plus des éruptions centrales. Cependant elles se firent plus au nord, là où la mer devint

plus profonde malgré la culmination occidentale. Mais plus au sud elles ne se produisirent probablement que vers la fin de la période d'éruption, lorsque le vulcanisme géosynclinal commença là aussi à faire sentir son influence. La nappe supérieure de granophyre fut probablement formée par une telle éruption linéaire. Sur les tuffites basals se déposèrent successivement des tufs et des laves, ces dernières au début surtout, sous forme de porphyrite plus tard de quartzporphyre fluidal et enfin de granophyre. C'étaient diverses nappes très étendues, qui selon KUENEN, laissent probablement à nu quelques hauts sommets, vu la sédimentation de Servino sur les galets anguleux du substratum. Des torrents de boue apparurent là aussi durant les éruptions tout comme dans les régions volcaniques récentes. A propos de ceci ESCHER nous signale la présence de tufs conglomériques entre certaines couches de tuf. En allant plus vers l'Est, le violent vulcanisme continental diminuait progressivement. Nous constatons un vulcanisme plus modéré, géosynclinal, sous forme d'éruptions linéaires. C'est le faciès dit „Grünstein fazies" que l'on rencontre dans toutes les régions géosynclinales et qui est souvent accompagné d'intrusions ophiolitiques (gabbro-péridotite). Surtout le magma primaire basique peu différencié sera monté selon Niggli; voilà pourquoi le porphyrite domine. Seul quelques restes de magma différencié de l'orogénèse précédente nous ont fourni le porphyre, par exemple les porphyres basals. Pendant toute la formation suivante du géosynclinal, les porphyrites dominent, entre autre dans les couches du Raibler. Ce n'est que pendant le plissement alpin, qui eut lieu dans les périodes crétacée et tertiaire, qu'une forte décharge de pression se produisit, suivie d'une nouvelle différenciation, ce pourquoi des porphyres peuvent se présenter aussi. Pour cette raison nous voyons à l'ouest un changement de roches basiques en roches acides (la dernière phase hercynienne); plus à l'Est ceci se produisit tout d'abord, mais dans la suite, des roches basiques se formèrent par suite d'une nouvelle orogénèse, à savoir des couches de porphyrite et des filons de diorite-porphyrite¹⁾.

Il est évident que tant au bord Est, qu'au bord ouest de la dépression transversale, sauf des éruptions linéaires dans des cas très particuliers, des éruptions centrales pouvaient avoir lieu. Après la formation des porphyres basals (tuffoïdes basales), le faciès porphyrique domina dans les Alpes centrales. Néanmoins les nappes ne s'y formèrent pas aussi étendues qu'à l'ouest. A part les porphyrites on rencontre aussi beaucoup de tufs. Il est très probable que ceux-ci ne dérivent pas tous des diamètres environnants, mais qu'ils sont originaires de régions volcaniques étendues de l'ouest. En faveur de cette thèse plaident les dépôts de cendres qu'on trouve dans des contrées volcaniques actuelles, à une distance de quelques centaines de KM. de l'endroit de l'éruption proprement dite.

Après une phase de forte extrusion, il se déposa dans une période d'inactivité du vulcanisme, surtout des argiles et des sables et peut-être

¹⁾ Durant une intrusion acide les aplites et pegmatites sont généralement plus anciennes que les lamprophyres. C'est pourquoi des filons fort basiques peuvent se produire aussi vers la fin de la période tertiaire.

aussi des calcaires, qui représentent ensemble le faciès de „Collio”. Le faciès de Collio est souvent un faciès continental, vu la stratification entre-croisée, des rides et la végétation terrestre que l'on peut parfois découvrir. Il est possible que les épaisses couches continentales de Collio, représentent un lent affaissement ou un arrêt du fond géosynclinal, suivi d'un nouvel affaissement accompagné de décharges de pression le long de failles et d'extrusions renouvelées. A l'ouest le faciès de Collio fait absolument défaut par suite de la longue durée d'activité volcanique (jusqu'à la fin du Permien).

Plus on avance vers l'Est, plus ce faciès augmente. Durant la période du Permien inférieur, la partie centrale des Alpes s'affaissa peu à peu, le faciès de porphyre domina en sorte que le faciès de Collio passa au second plan. Vers la fin du Permien inférieur nous voyons à l'Est une diminution de l'activité volcanique, le faciès de Collio prend le dessus.

Les conglomérats de porphyre, dits conglomérats de Collio, se produisirent parfois à l'Est, en partie sous forme de conglomérats d'érosion marine, en partie par suite de glissements sous-marins ou par suite de torrents de boue. De la façon de sédimentation il suit, que des sédiments porphyriques se formèrent en général plus rapidement qu'une couche aussi épaisse d'un sédiment à faciès de Collio. Ceci explique, que les dépôts porphyriques très épais de l'ouest sont du même âge que les couches beaucoup plus minces du faciès de porphyre et du faciès de Collio. (Déjà WENNEKERS considérait comme très probable, que les porphyres de l'ouest et le Verrucano et Collio de l'Est datent de la même époque. Mais il faisait distinction quant à leur âge entre le porphyre et le Collio à l'Est; moi personnellement je ne suis pas de cet avis, vu ce que j'ai décrit plus haut.)

Pour autant que nous rencontrons dans l'Est des dépôts épais de porphyre et de Collio, ceux-ci se sont produits le plus souvent par suite de redoublements tectoniques ou peut-être par des glissements sous-marins. WENNEKERS conclut à une diminution de l'épaisseur du porphyre en allant vers l'Est et ceci à cause de la teneur décroissante en fragments du substratum dans le Verrucano en allant de l'Est à l'ouest. Tout à fait à l'Est, dans les Dolomites près de Bozen, le vulcanisme était plus intensif que dans les Alpes Lombardes centrales. Les quartzporphyres et les laves de Bozen sont souvent d'une épaisseur de plus de 1000 m. Sur ces roches se déposa le grès de Grödner, qui était en partie de faciès continental vu les rides, la stratification entre-croisée, la végétation terrestre, mais aussi en partie de faciès marin, vu les fossiles marins.

Tandis qu'à l'ouest l'activité volcanique continuait, la mer devenait probablement plus profonde à l'Est pendant le Permien supérieur. Le verrucano se forma comme conglomérat de transgression dans un climat très chaud. Pour un climat très chaud plaident:

1. La couleur d'oxydation rouge,
2. Les dépôts de gypse dans les couches à Bellérophon dans les Dolomites,

ce qui ne plaide point encore, à mon avis, pour un climat désertique.

Contre un dépôt désertique plaident :

1. La très forte épaisseur des dépôts conglomérés. (300 m. et plus). Un dépôt de sable seul, pourrait répondre à ces conditions.
2. L'augmentation progressive de l'épaisseur en allant de l'ouest vers l'Est et l'absence de cette roche près de Lugano.

L'arrondissement souvent minime des composantes, démentit le transport par rivière à grande distance et en outre la très grande épaisseur sur des surfaces très étendues ne peut-être expliquée par ceci. Tout compte pris, j'estime probable que cette roche est un conglomérat de transgression.

Ceci concorde parfaitement avec l'affaissement général du géosynclinal alpin, à preuve le Servino et les couches de Collio. Puis la différence quant au volcanisme, des parties Est et ouest est un argument en faveur de notre thèse. En outre je comprends mal pourquoi, admettons que ce soit une contrée désertique, l'épaisseur des dépôts augmenterait de l'ouest à l'Est, en d'autres mots, correspondrait avec la profondeur de la dépression transversale. Un transport par rivières vers la dépression, est comme nous l'avons déjà dit, peu acceptable; de plus, un pareil transport serait assez étrange dans une région désertique. Cependant une formation de conglomérats est un phénomène qui plaide plus pour une érosion fluviale que pour une formation désertique, car même dans un désert rocheux, de grands produits d'érosion anguleux se forment. Vu que cette roche est répandue partout dans les Alpes et dans l'Europe méridionale, une immense contrée désertique aurait été indispensable pour sa formation; ceci n'est pas impossible mais il est dangereux de baser son existence sur quelques vagues suppositions. Pour finir je voudrais attirer l'attention sur la grande ressemblance entre le Verrucano et les conglomérats de Tambach. Mais en Allemagne nous voyons ces conglomérats passer aux conglomérats du „Zechstein", comme preuve de la transgression prochaine de la mer du „Zechstein". Dans les Dolomites aussi le „Zechstein" est représenté par des couches à Bellerophon, qui offrent une grande ressemblance avec le „Zechstein" moyen germanique.

Nous devons donc considérer la formation du Verrucano comme ayant eu lieu dans une région chaude, qui s'affaissait peu à peu. La côte du géosynclinal alpin se déplaça du centre vers le nord et vers le sud et dans la partie méridionale (j'ignore ce qui s'est passé au nord) elle se déplaça du centre vers l'Est et vers l'ouest.

Près de la côte se forma une grande plateforme d'abrasion. Comme le sous-sol était surtout constitué par des porphyres, les galets étaient composés de la même matière. Là, où les nappes de porphyre étaient un peu plus minces, le cristallophyllien fut parfois mis à nu et il y a eut formation de galets de matière cristallophyllienne. L'alternance de sernifites et de conglomérats rouges prouvait que l'affaissement n'avait pas eu lieu d'une façon continue, de sorte que des conglomérats et des sables pouvaient se former alternativement; dans ce cas les dimensions des conglomérats pouvaient varier fortement. Il suit de ce qui précède que le Verrucano ne date pas partout de la même époque. Dans les Alpes centrales il était le plus ancien, dans les Alpes méridionales il était plus jeune à mesure que l'on avançait vers le sud, tandis qu'ici aussi,

vers l'Est et vers l'ouest il devenait de moins en moins ancien. Une des conséquences de ceci est, que le Verrucano fait entièrement défaut à l'ouest; quant aux porphyres, ils sont de la même époque que le Verrucano à l'Est.

A l'aide de la synthèse que nous venons de présenter, il est très compréhensible qu'il y ait eu tant d'opinions diverses concernant l'âge exact du Verrucano. En effet nous ne pouvons pas en donner l'âge exact, nous pouvons dire tout au plus qu'il est Permien.

Vers le début du *Werfénien* les grandes différences entre l'Est et l'ouest diminuèrent; la mer pénétra aussi dans la région de l'ouest. Alors qu'à l'Est le Servino supérieur n'était plus formé de roches conglomérées, mais surtout de marnes vertes, nous trouvons à l'ouest dans le Servino tout entier des conglomérats rouges, dits conglomérats de San Martino, qui ne disparaissent que dans l'Anisien. De plus, à l'ouest l'épaisseur est minime; selon FRAUENFELDER max. 120m, selon SENN 30—100 m.

Durant l'*Anisien*, d'épais bancs calcaires se formèrent. Dans la partie centrale les calcaires furent d'origine anorganique. Pour ceci plaident selon COSIJN:

1. la stratification très nette,
2. les intercalations argileuses et marneuses.

Cependant des calcaires récifaux se formèrent à l'Est et à l'ouest. A côté des coraux, les diplopores furent surtout les formateurs des récifs. Durant le *Ladinien*, qui y fit suite, une formation de récifs n'eut pourtant pas lieu dans les Alpes Lombardes centrales bien que les diplopores aient joué probablement un grand rôle dans la sédimentation. COSIJN surtout, attira l'attention sur le fait que la bonne stratification et la dolomitisation minime, ainsi que l'absence en certains endroits de diplopores dans les calcaires, plaident contre une formation récifale proprement dite. Selon HOFSTEEGE, la présence des gastéropodes l'emportait tout d'abord largement sur celle des lamellibranches par suite du relief accidenté du fond de la mer. Ce ne fut qu'à la fin de cette période que les lamellibranches prédominèrent. Ceux-ci trouvèrent dans le fond vaseux de la mer peu profonde, de bonnes conditions d'existence. A l'ouest et à l'Est on rencontre de nouveau des calcaires récifaux contenant des coraux et en grande partie des diplopores. Les Evinosponges, décrites par STOPPANI, se rencontrent en grand nombre; cependant, comme COSIJN l'a déjà signalé, elles sont d'origine anorganique. Plus on va à l'ouest, plus le calcaire d'Esino semble être dolomitisé, ce qui est un argument en faveur de la formation récifale. A l'Est, dans les Dolomites, règne un vulcanisme violent, qui transforma le faciès récifal anisien, au début homogène, en un faciès hétéropique. Entre les récifs à croissance rapide, dispersés çà et là dans la mer, se formèrent surtout, d'après VAN HOUTEN, des tufs et des porphyrites augitiques. Grâce aux exhalations volcaniques et la dissolution des tufs basiques (Pietra verde) l'eau devint selon le même auteur, riche en SiO_2 , et fournit par là de bonnes conditions d'existence pour des radiolaires. Contrairement à ceux du Bajocien ils vivaient dans une mer peu profonde. Les calcaires récifaux aussi se silicifièrent, et en même temps une dolomitisation renforcée fut possible par suite de l'apport de Mg provenant des tufs.

Durant le *Carnien* le fond de la mer resta à peu près au même niveau; peut-être y eut-il une légère élévation du fond marin. Dans les parties centrales nous constatons que le vulcanisme géosynclinal revit (le Grünsteinfazies). Ces effusions eurent probablement une action destructive sur la faune, et par là s'explique, d'après HOFSTENGGE la pauvreté relative en fossiles. Les lamellibranches surtout disparurent. Les solutions hydrothermales et pegmatitiques, ascendantes de cette période d'effusion, occasionnèrent la formation de minerais dans l'Esino supérieur et en même temps une silicification des calcaires. En faveur de ceci plaident:

1. les minces couches de lydienne,
2. la fluorine, se trouvant par ci, par là dans le calcaire,
3. la formation d'hémimorphite,
4. le remplissage des tests des gastéropodes avec du quartz secondaire, observable dans les couches de lydienne.

Dans les régions de l'Est le vulcanisme cessa pendant le Raibler (Carnien) et il y eut formation de „Bohnerz”.

Pendant le *Norien* il n'y eut pas une véritable formation de récifs et les coraux y manquent. RASSMUSSE prétend que ce sont surtout les siphonées et vu les globigérines et les rotalia, trouvé par MARIANI e. a. sur l'Isola Comacina (lac de Côme), peut-être aussi les foraminifères, qui ont contribué à la formation des roches noriennes.

Durant le *Rhétien* il y eut une régression, pendant que dans le Rhétien supérieur des récifs coralliens se formèrent, qui produisirent des faciès calcaireux, dolomitiques et oolithiques (à cause du ressac). Selon RASSMUSSE l'épaisseur de ces dépôts récifaux varie considérablement. Pendant le commencement du Lias, les régions de l'Est s'affaïssèrent, tandis que dans les régions de l'ouest, la transgression n'apparut que beaucoup plus tard. Dans le „Hauptdolomit” (Norien) se produisirent par suite de l'érosion des raseles et des brèches, qui durant la transgression pendant la période du Lias moyen inférieur, se cimentèrent avec les calcaires liasiques (Hierlatzfazies). Les marbres d'Arzo en sont un exemple.

Les couches du *Lias inférieur* sont riches en bancs d'huitres. Les crinoïdes et les ammonites qu'on trouve dans ces couches ont probablement vécu dans la zone néritique. Les nombreux silico-spongiaires occasionnèrent divers bancs de cornéenne dans les calcaires. Vers le commencement du *Lias moyen* la couleur des calcaires devient de moins en moins foncée et le nombre des bancs de cornéenne augmente. Par endroits se formèrent des marbres rouges d'une épaisseur de quelques mètres, appelés les „Sasso Bicicola”. Vers la fin du *Lias moyen*, la profondeur de la mer diminua, pour augmenter dans le *Lias supérieur*. Le *Lias supérieur* se caractérise par ses nombreux ammonites et bélemnites, tandis que les crinoïdes n'apparaissent que rarement; les bancs de cornéenne font absolument défaut. Dans les couches du *Malm* et du *Dogger* on trouve beaucoup de radiolaires, qui provoquent de nouveau la formation de cornéenne. Pendant le *Crétacé inférieur* il y avait aussi beaucoup de foraminifères. La mer devient de moins en moins profonde, les cornéennes disparaissent, les couches d'argile deviennent de plus en plus nombreuses. Vers l'époque *cénomanienne* les premières régions émergent, et le Flysch, qui atteint

souvent une épaisseur de quelques centaines de mètres, se forma. Durant le *Pliocène* il y eut déposition d'argiles bleues sur le bord méridional des Alpes Lombardes, par suite de l'affaissement de la plaine du Pô. (BUXTORF considéra longtemps ces dépôts comme ayant l'âge du Pleistocène).

Près de Monza, dans la plaine Lombarde l'on n'atteignit cette série de roches qu'à 147 mètres de profondeur. La dernière formation de failles (le fjord du Breggia) et l'élévation du sol eurent lieu à cette époque, les rivières se creusèrent plus profondément. Des conglomérats pré-glaciaires se formèrent dans l'avant-pays au sud. Durant le Pleistocène les glaciers provoquèrent diverses moraines. RASSMUS signala e. a. dans l'Alta Brianza une ancienne moraine cimentée, datant de la période de glaciation de Risz. Sur celle-ci on trouve des sédiments détritiques inter-glaciaires, et par-dessus une moraine peu cimentée datant de la période de Würm. Après l'époque glaciaire d'épais dépôts fluvio-glaciaires et des brèches d'éboulis fort cimentées furent déposés.

Nous terminons ici notre esquisse de la géologie tectonique des Alpes Lombardes. Nous sommes convaincus que cet ouvrage n'est qu'un résumé provisoire des données principales que nous avons à notre disposition. Puissent les investigateurs de l'avenir compléter et corriger ce schéma afin de construire une image plus exacte de la structure et de la genèse des Alpes Lombardes.

BIBLIOGRAPHIE.

1. AHRENS, W. Die Tuffe des Nördlinger Rieses; *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, Bd. 81, Heft 3, 4, 1929.
2. AMPFERER, O. et HAMMER, W. Geologische Querschnitt durch die Ostalpen vom Algäu zum Garde See; *Jahrb. K. K. Geol. Reichsanstalt Wien*, Bd. 61, p. 531—710, 1911.
3. ANGEL, F. Einige neuerliche Pseudotachylitfunde in den Oesterreichischen Zentralalpen; *Verh. d. geol. Bundesanstalt*, p. 143—153, Juni 1931.
4. ARGAND, EM. La tectonique de l'Asie; *C. R. 13e Congrès int. géol. Liège*, p. 171, 1924.
5. ARGAND, EM. Sur l'arc des alpes occidentales; *Ecol. Geol. Helv.* vol. 14, no. 1, p. 145—191, 1916.
6. BACKLUND, H. Algunas observaciones sobre Rocas Notables provenientes de Olavarría; *Dirección general de Minas Boletín Buenos Aires*, no. 2, 1913.
7. BACKLUND, H. Ueber chemische Veränderungen in mechanisch deformierten Gesteinen; *Zentr. bl. f. Min.* p. 593, 1913.
8. BENECKE, E. W. Erläuterungen zu einer geol. Karte des Grigna Gebirges; *N. Jahrb. f. Min. Beil. Bd. 1*, p. 81, 1884.
9. VON BISTRAM, A. Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen; *Ber. d. Naturf. Gesellsch. z. Freiburg*, Bd. 14, p. 1—84, 1903.
10. BORN, A. Ueber Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper; *Fortschr. d. Geol. u. Pal.*, Bd. 7, Heft 22, 1929.
11. BOWEN, N. L. et AUROUSSEAU, M. Fusion of sedimentary Rocks in drillholes; *Bull. Geol. Soc. of America* 34, p. 431—448, 1923.
12. BRÖGGER, W. C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, 1894.
13. BUBNOFF, S. VON. Beiträge zur Tektonik des Schwarzwaldes; *Ecol. Geol. Helv.*, Bd. 14, p. 242—246, 1916.
14. CACCIAMALI, G. B. Falde Alpine e loro radici; limite alpino-dinarico; pieghe dinariche; *Rendic. Istit. Lombardo ser. 2*, 50, p. 684, 1917.
15. CACCIAMALI, G. B. Schema tectonico-orogenico delle Prealpi Lombarde; *Rendic. R. Com. Geol. d'Italia*, vol. 48, no. 4, Roma 1920.
16. CACCIAMALI, G. B. La tectonica delle Dinaridi Lombardi; *C. R. du 13e Congr. Int. de géol. Bruxelles*, p. 707, 1922.
17. CACCIAMALI, G. B. Sulla tectonica delle Orobie; *R. Ist. Lomb. di scienze e lettere, Rendic. ser. 2*, vol. 63, Fasc. 6—10, p. 438—446, 1930.
18. CACCIAMALI, G. B. Il conflitto alpino-prealpino sul fronte lombardo; *R. Ist. Lomb. di scienze e lettere, Rendic. ser. 2*, vol. 63, Fasc. 11—15, p. 795—802, 1930.
19. CACCIAMALI, G. B. Ancora si equivoca tra corrugamento e ginocchi assiali; *R. Ist. Lomb. di scienze e lettere, Rendic. vol. 65, Fasc. 1—5*, 1932.
20. CAFFI, E. Cronologia geologica delle Valli Bergamasche, 1923.
21. CERMENATI, M. La Valtellina ed i Naturalisti; *Memoria Bibliografica*, vol. 4, 5, 6, 1887.
22. CHRISTA, E. Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen; *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien*, Bd. 81, p. 533, 1931.

23. CLOUGH, C. T. The geol. of the Cheviot Hills; Mem. Geol. Surv. Gr. Brittain, p. 22, 1868.
24. CLOUGH, C. T., MAUFE, H. B. et BAILEY, E. B. The Chalkdrone Subsidence of Glen Goeland and the associated igneous phenomena; Quart. Journ. Geol. Soc., p. 611—675, 65, 1909.
25. CORNELIUS, H. P. Zur Kenntnis der Wurzelregion im Unteren Veltlin; Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Bd. 40, p. 253—363, 1915.
26. CORNELIUS, H. P. Zur Altersbestimmung der Adamello und Bergeller Intrusion; Sitz. Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 137, p. 541, 1928.
27. CORNELIUS, H. P. et FURLANI-CORNELIUS, M. Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonale Pass; Wien, 1930.
28. COSIJN, J. De geologie van de Valli di Olmo al Brembo; diss. Leiden, 1928.
29. DEFFNER-FRAAS. Begleitworte zu der geogn. Spezialkarte v. Württemberg, Atlasblatt Bopfingen Stuttgart, 1919.
30. DEMAY, A. Sur la zone mylonitique de Grimaud; C. R. Ac. Sc. t. 184, 1927.
31. DEMAY, A. Sur la zone mylonitique de Grimaud et la tectonique du massif des Maures; Bull. Soc. Geol. de France, 1927.
32. DIENER, C. Der Gebirgsbau der Westalpen, Wien 1891.
33. DOEGLAS, D. J. Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara; Diss. Leiden, 1930.
34. DUTTON, C. E. On some of the greater problems of physical geology; Bull. of the Philos. Soc. of Washington 11, p. 51, 1889.
35. ESCHER, B. G. Ueber die praetriasische Faltung in den Westalpen, mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Toedi; Diss. Zürich, 1911.
36. FISCHER, G. Zum Problem der Schieferung. Bemerkungen zu Axel Born's Arbeit: „Ueber Druckschieferung im Varistischen Gebirgskörper“; Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Abt. B, p. 474—484, 1929.
37. FRAUENFELDER, A. Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen; Eclog. Geol. Helv., Bd. 14, p. 247—368, 1916.
38. GAVELIN. Geol. Fören i Stockholm Förhand; Bd. 37, p. 17, 1915.
39. GEYER, P. E. E. On the intrusion mechanism of the Archean granites of central Sweden;
40. GORDON, M. M. OGILVIE. Geologisches Wanderbuch der Westlichen Dolomiten, 1928.
41. GORTANI, M. et VINASSA DE REGNY, P. Le Paléozoïque des Alpes Carniques; Comptes Rendu de la 11e session du congr. géol., p. 1005, 1910.
42. GRUBENMANN, U. Die kristallinen Schiefer; 2e Auflage 1910.
43. GRUBENMANN, U. et NIGGLI, P. Die Gesteinsmetamorphose I, Algem. Teil; Berlin, 1924.
44. GÜMBEL, G. W. VON. Geognostische Mitteilungen aus den Alpen; Sitz. Ber. d. Bayr. Akad. d. Wiss., Heft 4, no. 7, 1880.
45. GÜMBEL, C. W. VON. Das Gebirge am Comer und Luganer See; Mitt. aus den Alpen VII, p. 542.
46. HALL, A. L. et MOLENGRAAFF, G. A. F. The Vredefort Mountainland in the Southern Transvaal and the Northern Orange Free State; 1925.
47. HAMBERG, W. Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Ueberblick der Skand. Gebirgskette; Geol. Fören i Stockholm Förhand, Bd. 32, p. 681, 1910.
48. HAMMER, W. Geologische Beschreibung der Laaser Gruppe; Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt, Bd. 56, p. 497—538, 1906.
49. HAMMER, W. Die Ortlergruppe und der Ciavalsch Kamm; Jahrb. d. Geol. B. A. 58, p. 79, 1908.
50. HAMMER, W. Das Gebiet der Bünderschiefer im tirolischen Oberinntal; Jahrb. d. geol. B. A., p. 555, 1914.

51. HAMMER, W. Die Phyllietzone von Landeck; Jahrb. d. geol. R. A., p. 216, 1918.
52. HAMMER, W. Zur Umgrenzung der Oetztaler Alpen als Schubdecke; Verh. d. geol. Bundesanstalt no. 8, 1931.
53. HARLOFF, CH. E. A. The Geology of the porphyry district of Lugano between Ponte Tresa and Luino; Diss. Leiden, 1927.
54. HAUER, F. VON. Erläuterungen zu einer geol. Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardie; Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 9, p. 405, 1858.
55. HEIM, A. Ein Profil am Südrand der Alpen; 1906.
56. HEIM, A. Geologie der Schweiz; 1922.
57. HOFSTEENGE, G. L. La Géologie de la Vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino; Diss. Leiden, 1931.
58. HOLLAND, T. The Charnockite Series, a group of archaean Hyperstenic Rocks in Peninsular India; Mem. Geol. Surv. India, p. 191—249, 28, 1900.
59. HOLMQUIST, P. J. Geol. Fören. i Stockholm Förhand, Bd. 25, p. 27 et 373, 1903.
60. HOLMQUIST, P. J. Die Hochgebirgsbildungen am Torne Träsk in Lappland; Geol. Fören. i Stockholm Förhand, Bd. 32, p. 913—983, 1910.
61. HORNE, J. et TEALL. Geol. structure of the North-West Highlands; Mem. Geol. Surv. of Great Britain, p. 598, 1907.
62. HOUTEN, J. VAN. Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago-Maggiore; Diss. 1929.
63. HOUTEN, L. VAN. Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore; Diss. Delft 1930.
64. HOUTEN, L. VAN. Het probleem der facieswisseling in de midden-Trias der Zuid-Tyroolsche Dolomiten; 1930.
65. HOUTEN, L. VAN. Die Erzlagerstätten des Pflerschaales in Südtirol; Jahrb. d. geol. Bundesanstalt, Bd. 80, Heft 3 et 4, 1930.
66. HUGL, E. Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassives; Verh. d. Schw. Natf. Ges. Lugano, 1919.
67. HUGL, E. Das Aarmassiv, ein Beispiel Alpiner Granitintrusion; Verh. d. Schw. Natf. Ges. Bern, II, 1922.
68. JEHU, T. J. et CRAIG, R. M. Geol. of the Outer Hebrides; Transact. Royal. Soc. Edinb., p. 419—441, 53, 1923 et p. 615—641, 53, 1925.
69. JENNY, H. Die alpine Faltung; Berlin 1924.
70. JOHNSTON, J. et ADAMS, L. H. On the effects of high pressures on the physical and chemical behaviour of solids; Amer. Journ. of Sc. Vol. 35, 4e ser., p. 205—253, 1913.
71. JONG, W. J. Zur Geologie der Bergamasker Alpen, nördlich des Val Stabina; Diss. Leiden, 1928.
72. KLOMPÉ, TH. H. F. Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo; diss. Leiden, 1929.
73. KOBER, L. Alpen und Dinariden; Geol. Rdschau 15, 1914.
74. KOBER, L. Bau und Entstehung der Alpen; Berlin 1923.
75. KOBER, L. Der Bau der Erde; 1928.
76. KOBER, L. Das Alpine Europa und sein Rahmen; 1931.
77. KOENIGSBERGER, J. Carbonähnliche Ablagerungen in den nördlichen Dinariden; Eclog. Geol. Helv. 21, p. 285—294, 1928.
78. KOENIGSBERGER, J. Die durch Dislokationsmetamorphose ohne Intrusion entstandenen Kristallinen Schiefer; C. R. congr. Int. géologique, Stockholm, Bd. 1, p. 667, 1910.
79. KOSSMAT, F. Die Adriatische Umrahmung der Alpenen Faltungsregion; Mitt. d. Geol. Ges.; Wien, 1913.
80. KUENEN, PH. H. The porphyry district of Lugano West of the Valganna; Diss. Leiden, 1925.

81. LAFWORTH, CH. The Highland controversy in British Geology, its causes, course and consequences; *Nature*, p. 558—559, 1885.
82. LEITH, C. K. *Structural Geology*; London, 1914.
83. LINDGREN, W. *Igneous Geology of the Cordillera's*; *Problems of Amer. Geol.*, New Haven, p. 282, 1915.
84. LÖFFLER, R. Die Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries; *Jahreshefte des Ver. f. Vaterl. Naturk.*, 1912.
85. LUGEON, M. et HENNY, G. Sur la zone du Canavèse et la limite méridionale des Alpes; *C. R. Acad. d. Sc.* 160, p. 321, 1915.
86. LUGEON, M. Sur l'origine du granite; *C. R. de l'acad. d. Sc.*, t. 190, p. 1096, 1930.
87. LUGEON, M. Trois tempêtes orogéniques. La Dent de Morcles; *Extrait du livre jubilaire, publié à l'occasion du centenaire de la Soc. géol. d. France, 1830—1930.*
88. LÖWL et BECKE. Tschermak, M. P. M. 13, p. 380, 1893.
89. MALLEY, R. Volcanic energy, an attempt to develop its true origin and cosmic relations; *Bull. Trans.* p. 147—227, 1873.
90. MICHEL-LÉVY, A. Séricitoschistes des Chaînes du M. Blanc et des Aiguilles-Rouges, qui sont des Mylonites récrystallisées postérieures au granite; *Bull. Soc. Géol. de France*, t. 28, p. 255—260, 1928.
91. MÜGGE, O. Untersuchungen über die Lenneporphyre in Westfalen und den angrenzenden Gebieten; *N. J. f. Min., Beil. Bd. 8*, p. 535, 1893.
92. NAUMANN, C. F. *Lehrbuch der Geognosie*; 1849.
93. NEL, L. T. The Geology of the country around Vredefort; *Geol. Surv.* 1927.
94. OBERDORFER, R. Die vulk. Tuffe des Ries bei Nördlingen; *Jahreshefte des Vereines f. Vaterländische Naturkunde in Württemberg*, 1905.
95. OLDHAM, R. D. The Support of the Mountains of Central Asia; *Rec. of Geol. Surv. of India*, 49, 1919.
96. PATRINI, PL. I laghi delle Alpi Orobiche; *La Geografia* no. 1—2, Novara, 1927.
97. PEACH, B. N. et HORNE, J. Chapters on the Geology of Scotland, p. 60—61, 1930.
98. PENCK, A. Die Uebertiefung der Alpenthäler; *Sonderabdr. a. d. Verh. des 7e Intern. geogr. Kongr. in Berlin*, 1899.
99. PENCK, A. et BRÜCKNER, E. Die Alpen im Eiszeitalter, 1901—1909.
100. PORRO, C. Das Gebirge zwischen Como- und Iseo-See; A. TONRQUIST: *Geol. Führer durch Ober-Italien I*, p. 96, Berlin 1902.
101. PORRO, C. Alpi Bergamasche, note illustrative della carta geologica e delle sezioni, Milano, 1903.
102. PORRO, C. Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane, 1911.
103. PORRO, C. Rapporti fra gli scisti cristallini a Sud-Est di Gerola e la formazioni Permiane-Catena Orobica, 1931.
104. QUENSEL, P. Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert am Material aus dem Kebnekaisegebiet; *Bull. Gel. Inst. Upsala*, p. 91—116, 15, 1916.
105. RADEFF, W. G. Die Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melozza (cento Valli); *Ecol. Geol. Helv.*, Bd. 13, p. 485—532, 1914.
106. RAGUIN, E. Au sujet de divers genres de mylonites granitiques le long des lignes de dislocation de l'ouest du Plateau central; *Bull. d. Services de la carte géol. de la France et des topogr. souterraines*, no. 161, 1926.
107. RASSMUSS, H. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Südöstlichen Alta Brianza; *Geol. u. Pal. Abh.*, Bd. 10, Heft 5, 1912.
108. RASSMUSS, H. Der Gebirgshau der Lombardischen Alpen; *Zeitschr. d. Geol. Ges. Monatsberichte*, p. 86, Stuttgart, 1913.
109. REINHARD, M. et PREISWERK, H. Ueber Granitmylonite im Aiguilles-Rouges Massiv (Westliches Wallis); *Verh. d. Naturf. Ges. Basel*, Bd. 38, p. 189, 1927.

110. RIEDEL, W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Ein Beitrag zum Problem der „Fiederspalten“; *Centrallbl. f. Min., Geol. u. Pal.*, p. 354—368, 1929.
111. RÜGER, L. Die Untersuchungsergebnisse an Gesteinsdeformationen (Petrotektonik); *Geol. Rundschau*, Heft 2, Bd. 22, p. 79—125, 1931.
112. SALOMON, W. Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der peri-adriatischen granitisch-körnigen Massen; *Tscherm. Min. und Petr. Mitt.*, Bd. 17, p. 109, 1898.
113. SALOMON, W. Die Adamellogruppe, I; *Abh. K. K. Geol. Reichsanst.* 21; Wien, 1908.
114. SANDER, B. Zur Geologie der Zentral Alpen: I. Alpino-dinarische Grenze in Tirol; *Verh. d. Geol. R. A.*, p. 206, 1916.
115. SANDER, B. Gefügekunde der Gesteine; 1930.
116. SCHMIDT, W. Gesteinsumformung; *Denkschr. d. Naturf. Museum in Wien*, Bd. 3, 1925.
117. SCHOLZ, H. Das Varistische Bewegungsbild, entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profils von der Böhmisches Masse bis zum Massiv von Brabant; *Fortschr. d. Geol. u. Pal. v. W. Soergel*, Bd. 8, Heft 25, 1930.
118. SCHWINNER, R. Dinariden und Alpen; *Geol. Bundsch.*, Bd. 6, 1915.
119. SEIDLITZ, W. VON. Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer; 1931.
120. SPETZ, O. Ueber die Tektonik der Luganer Alpen; *Verh. d. Naturh.-mediz. Vereins z. Heidelberg*, Neue Folge, Bd. 13, Heft 3, 1914—1917.
121. SENN, A. Beiträge zur Geologie des Alpen Südrandes zwischen Mendrisio und Varese; *Eclog. geol. Helv.* 18, p. 550—632, 1923.
122. SHAND, S. J. The pseudotachylite of Parijs (Orange Free State) and its relations to „Trap-Shotten“ gneiss and „Flinty Crush-Rocks“; *Quart. Journ. Geol. Soc.* 72, p. 198—221, 1917.
123. SITTER, L. U. DE. Les porphyres luganais entre le lac de Lugano et le Valganna; *Diss. Leiden*, 1925.
124. SPITZ, A. Fragments zur Tektonik der Westalpen und des Engadins; *Verh. d. G. R. A.*, 1919.
125. STAUB, R. Ueber granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge; *Vierteljahrsh. d. Naturf. Gesellsch. in Zürich*, Bd. 60, p. 71, 1915.
126. STAUB, R. Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge; *Vierteljahrsh. Naturf. Ges. Zürich* 61, p. 324, 1916.
127. STAUB, R. Zur Tektonik der penninischen Decken in Val Malenco; *Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens* 60, 1921.
128. STAUB, R. Ueber den Bau des Monte della Disgrazia; *Vierteljahrsh. Naturf. Ges. Zürich* 66, p. 93, 1921.
129. STAUB, R. Der Bau der Alpen mit Karte und Profilen, 1924.
130. STAUB, R. Südalpen und Dinariden; 1926.
131. STAUB, R. Der Bewegungsmechanismus der Erde; 1928.
132. STEINMANN, G. Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Süd-Amerikas; *Geol. Rundsch.*, vol. 1, p. 13, 1910.
133. STELLA, A. Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi centrali; *Boll. del R. Com. Geol. no. 1*, Roma, 1894.
134. STILLE, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
135. STRECKEISEN, A. Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden); *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 8, 1928.
136. SUTER, H. H. Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung (Süd Schwarzwald); *Diss. Zürich*, 1924.
137. TARAMELLI, T. Carta geologica della Lombardia con spiegazione; Milano, 1903.
138. TARAMELLI, T. I tre laghi. Studio geologico orografico, con carta geologica; Milano, 1903.

139. TERMIER, P. Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes; Bull. Soc. Geol. France, 1903.
140. TERMIER, P. Synthèse des Alpes; Paris, 1906.
141. TERMIER, P. Sur les mylonites de l'île Elbe; C. R. Acad. d. Sc., t. 52, 1910.
142. TERMIER, P. et BOUSSAC, J. Sur les mylonites de la région de Savonne; Acad. d. Sc., t. 152, p. 1550, 1911.
143. TERMIER, P. et BOUSSAC, J. Le massif cristallin ligure; Bull. Soc. Geol. de France, 4e série, t. 12, p. 272, 1912.
144. TERMIER, P. et MAURY, E. Nouvelles observations géol. dans la Corse orientale. Phénomènes d'écrasement et de laminage, mylonites et brèches tectoniques; C. R. Ac. Sc. 1928.
145. TORNQUIST, A. Führer durch das Oberitalienische Seengebirge; Samml. Geol. Führer 9, 1902.
146. TORNQUIST, A. Die geol. Probleme der Blei-Zink-Vererzung der Ostalpen; Verh. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1928.
147. TRENER, G. B. Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanella-gruppe; Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt, Bd. 56, p. 405—496, 1906.
148. TRÜMPY, E. Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei); Eclog. Geol. Helv., vol. 23, no. 2, 1930.
149. WEBER, M. Beispiele von Primärschieferung innerhalb der böhmische Masse; Zentralbl. f. Min., p. 772, 1913.
150. WEGMANN, E. Sur les phases orogéniques de la chaîne Calédonienne; Extrait compt. Rend. t. 180, p. 1036, 1910.
151. WEGMANN, E. Sur une phase tardive de la chaîne Calédonienne; Extrait compt. Rend. t. 180, p. 1281, 1910.
152. WENNEKERS, J. H. L. De geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole; Diss. Leiden, 1930.
153. WENNEKERS, J. H. L. The Structure of the Bergamoalps, compared with that of the Northwest Highlands of Scotland, 1932.
154. WIJKERSLOOTH, P. DE. Die falschen und die wahren Mylonite des tertiären, Granitkomplexes von Elba; Proc. Kon. Akad. v. Wetensch. te Amsterdam, vol. 34, no. 5, p. 732—742.
155. IJZERMAN, R. Outline of the geology and petrology of Surinam Dutch Guiana, p. 339—343, 1931.

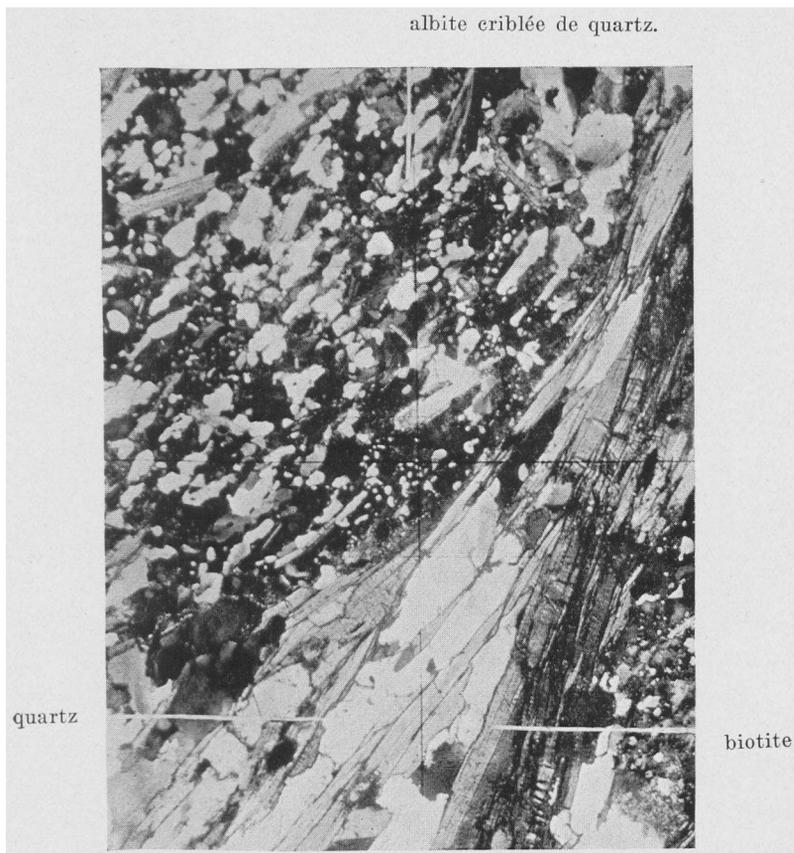


Fig. 1.
Morbegnogneiss 35 X (entre deux nicols croisés).

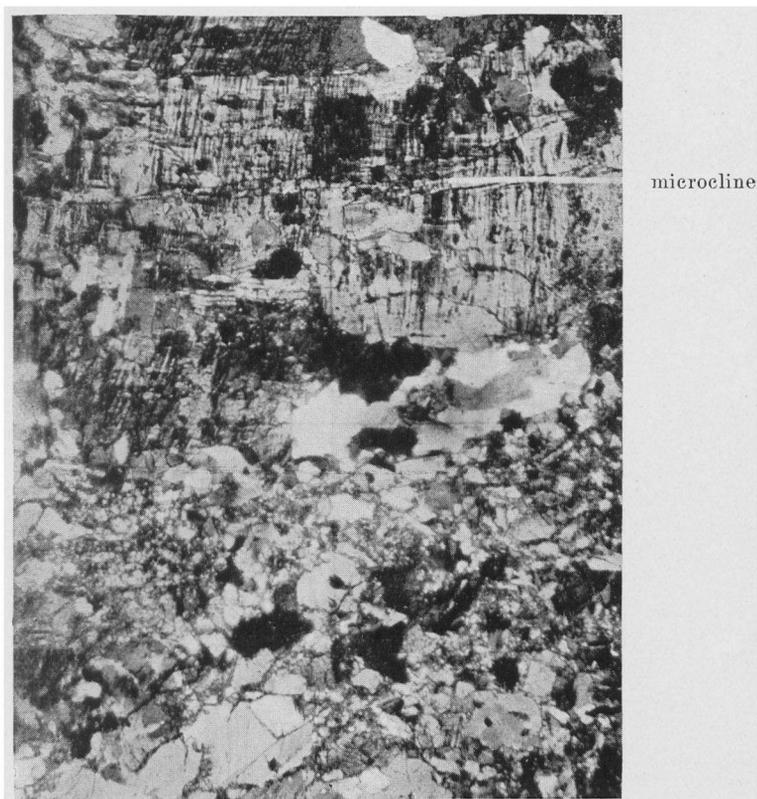


Fig. 2.
Gneiss chiari (Très broyé) 35 X (entre deux nicols croisés).

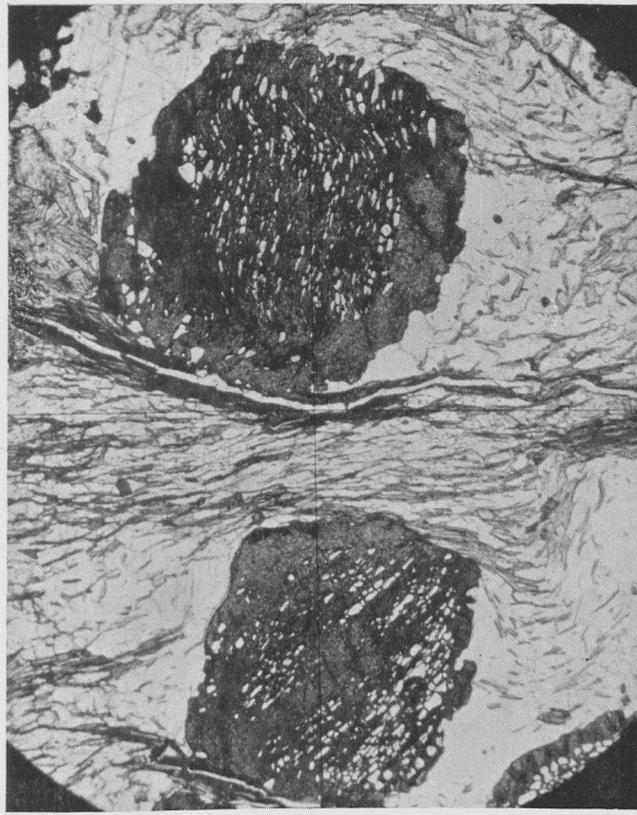


Fig. 3.
 Gneiss grenatifère à deux micas 20 X
 Le grenat avec des inclusions de quartz en „S”
 (entre deux nicols croisés).

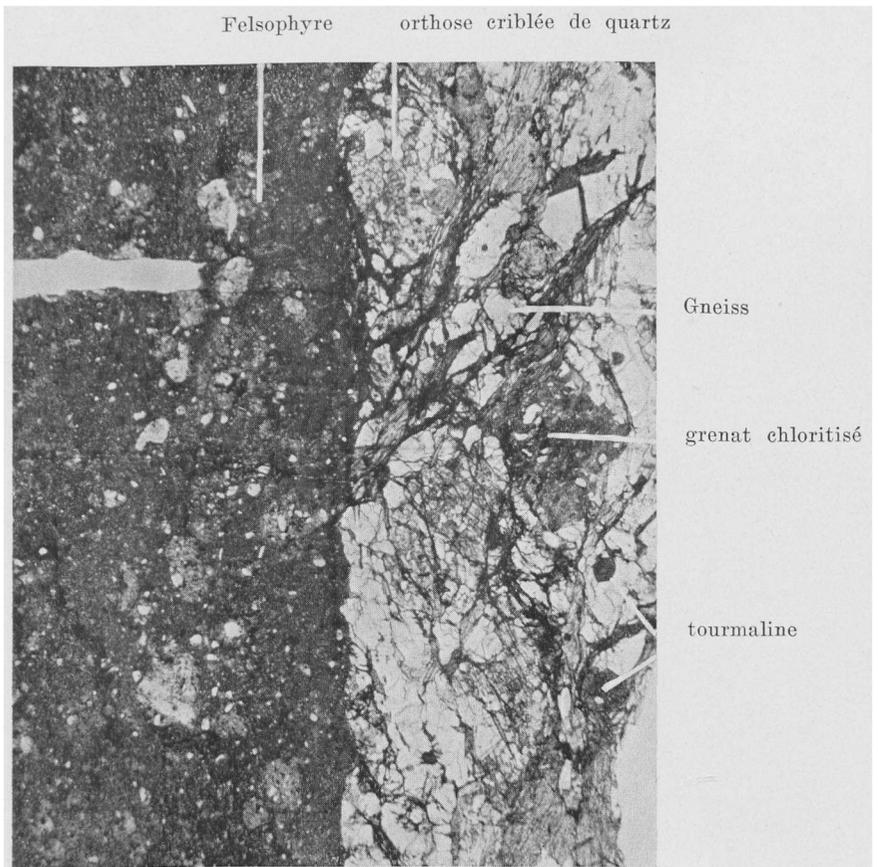


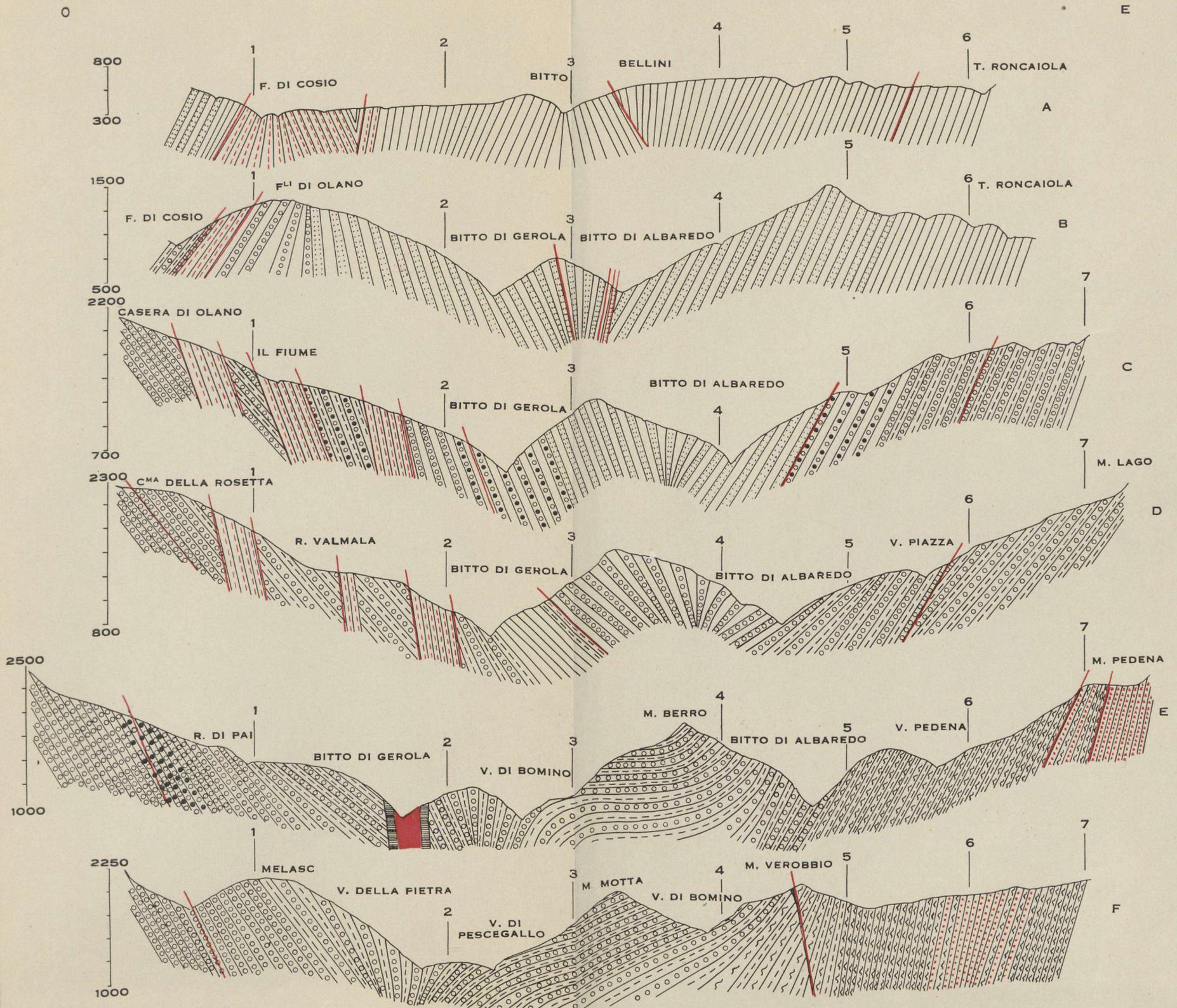
Fig. 4.
 Veine de felsophyre dans le gneiss grenatifère 35 X
 (sans nicols croisés).

LÉGENDE: VOIR LA CARTE

COUPES À TRAVERS LES VALLE DEL BITTO DI ALBAREDO E DI GEROLA

RELEVÉES
PAR
S. W. TROMP
1930-1931

0 1 2 K.M.
ECHELLE 1:50.000



COUPES À TRAVERS LES VALLE DEL BITTO DI ALBAREDO E DI GEROLA

RELEVÉES
PAR
S. W. TROMP
1930-1931

N

S

LÉGENDE: VOIR LA CARTE

0 1 2 K.M.
ECHELLE 1: 50.000

2400
1650

