

LA GÉOLOGIE DE LA VALSASSINA ET DE LA RÉGION ADJACENTE AU NORD

PAR
R. D. CROMMELIN.

Avec planche 24 et 25.

I N D E X.

	pag.
I. Introduction	3 (403)
II. Pétrographie	5 (405)
1. Schistes cristallins	5 (405)
A. Epigneiss	5 (405)
B. Schistes de la mésozone	5 (405)
a. Gneiss à biotite	7 (407)
b. Gneiss amphiboliques à biotite	7 (407)
c. Schistes micacés	8 (408)
d. Gneiss „chiari”	8 (408)
e. Gneiss-quartzites	9 (409)
f. Gneiss riches en Al_2O_3	10 (410)
g. Amphibolites	13 (413)
2. Roches de profondeur	14 (414)
A. Granodiorite biotitique	14 (414)
B. Granodiorite biotitique à amphibole	18 (418)
C. Diorite quartzique à amphibole	19 (419)
D. Norite	20 (420)
E. Faciès marginal granitique de la granodiorite	21 (421)
F. Faciès marginal porphyrique de la granodiorite	22 (422)
G. Enclaves	26 (426)
H. Métamorphisme de contact	26 (426)
3. Roches filoniennes	28 (428)
A. Diorite-porphyrite	29 (429)
B. Aplite	29 (429)
4. Tuffoïdes basales	30 (430)
5. Roches d'épanchement et leurs tufs	31 (431)
A. Quartzporphyres-quartzporphyrites	32 (432)
B. Tufs	35 (435)
a. Tufs à cristaux	36 (436)
b. Tufs de porphyrites pyroxéniques	36 (436)
III. Stratigraphie	38 (438)
1. Collio	38 (438)
2. Verrucano	39 (439)
3. Servino	42 (442)
4. Quaternaire	43 (443)
IV. Tectonique	46 (446)
V. Excursions	54 (454)
VI. Abréviations employées sur la carte	57 (457)
Abréviations employées sur les dessins des coupes-minces	57 (457)
VII. Bibliographie	58 (458)

*) Déjà parues: No. 1: J. COSLIN, „De Geologie van de Vallé di Olmo al Brembo”. No. 2: W. J. JONG, „Zur Geologie der Bergamasker Alpen, nördlich des Val Stabina”. No. 3: TH. H. F. KLOMPÉ, „Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo”. No. 4: J. H. L. WENNEKERS, „De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valli di Carisole”. No. 5: G. L. HOFSTEEGE, „La Géologie de la Vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino”. No. 6: S. W. TROMP, „La Géologie du Valle del Bitto et la Tectonique des Alpes Lombardes”. No. 7: W. L. BUNING, „De Geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio”.

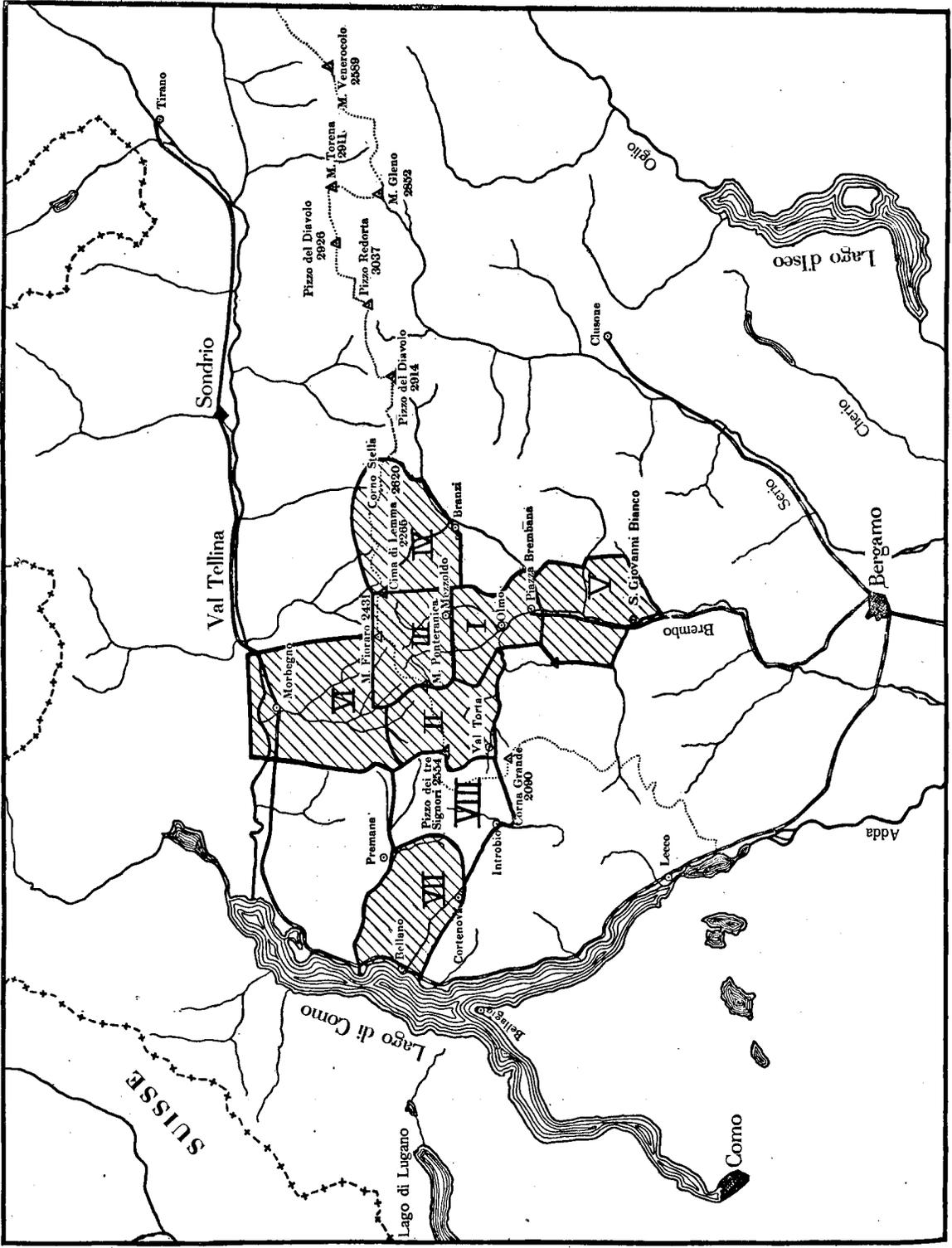


Fig. 1. Esquisse du territoire entre le lac de Côme et le lac d'Isèo. Echelle 1: 500.000.
 I. relevé par J. COSJUN, 1926-1927. IV. relevé par J. H. L. WENNEKERS, 1928-1929. VII. relevé par W. L. BUNING, 1929-1931.
 II. " " W. J. JONG, 1928-1927. V. " " G. L. HOFFENBERG, 1929-1930. VIII. " " R. D. CROMMELIN, 1929-1931.
 III. " " TH. H. F. KLOMPÉ, 1927-1928. VI. " " S. W. TROMP, 1930-1931.

I. INTRODUCTION.

Au printemps 1929, j'entrepris de dresser la carte d'une partie des Alpes Bergamasques, partie limitée à l'Est par celle que JONG a traitée. La frontière méridionale est formée en partie par la Valsassina jusqu'à Cortenova, en partie par la faille du Val Torta-Baiedo (Baiedo se trouve à 1½ km au SSW d'Introbio). De Cortenova à Premana le Val Rossiga et le Val Marcia séparent mon terrain de celui de mon collègue BUNING. Vers le Nord il s'étend jusqu'au Val Varrone et jusqu'à la crête qui va vers la Bocchetta di Trona, en passant par le Pzo. Cavallo et le Pzo. Melasc.

Diverses circonstances ne m'ont permis de terminer mes travaux de mise en carte définitive qu'au cours de l'été 1931.

La mise en carte détaillée du Permien du Val Marcia inférieur à été faite d'après des données à moi fournies par mon collègue BUNING.

Je m'étais imaginé tout d'abord que la construction du Verrucano et du Servino y serait plus simple, mais après coup, je dus me rallier à la conception plus complexe du Permien du Val Marcia formulée par BUNING.

Pour tout ce qui touche la description géologique et le profil détaillé de cette région, je renvoie à sa publication.

Comme base topographique de la carte géologique j'utilisai les feuilles :

- 33 I NE (Pasturo),
- 17 II SE (Premana),
- 33 II Piazza Brembana NO et
- 18 III Morbegno SO

de la „Carta d'Italia”.

L'exactitude de cette carte laisse beaucoup à désirer, surtout les deux feuilles Est, qui sont des agrandissements photographiques de la carte à l'échelle 1:50.000. Elles sont très confuses et souvent inexactes, ce qui rend plus difficile encore l'orientation sur le terrain.

On rencontre fréquemment des noms rappelant les exploitations minières autrefois florissantes, probablement très anciennes et qui doivent dater de l'époque romaine.

Le produit principal a été le fer, mais seuls quelques amoncellements de minerai sur les versants du Val Varrone et quelques tunnels en partie effondrés témoignent encore de cette industrie du fer autrefois importante.

„The Camisolo Mines Limited” date d'une époque bien plus récente. Cette société exploita encore jusqu'en un temps assez proche de nous la galène argentifère de la crête du Camisolo, au-dessus de la cabane „ALBERTO GRASSI”.

Mais, il y a quelques années ces travaux furent aussi arrêtés.

La pétrographie, celle des roches de profondeur surtout, occupe dans cet ouvrage une place importante. En effet, ces roches constituèrent un problème nouveau, d'une importance réduite dans les terrains plus à l'Est, et au sujet duquel les géologues qui m'ont précédé dans la région ont émis des opinions très diverses.

La tectonique, elle, me permit d'être plus concis, vu que mes constatations correspondent dans les grandes lignes à celles de JONG, KLOMPÉ et WENNEKERS. Eu égard à l'intérêt qu'en ont été les touristes montrent pour mon terrain, il m'a semblé utile d'insérer un petit chapitre sur les excursions que l'on peut y faire.

Il ne m'a pas été possible de tenir compte dans cette publication de l'ouvrage de S. W. TROMP, sur „La géologie du Valle del Bitto et la Tectonique des Alpes Lombardes”.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude, tout d'abord à Monsieur le Professeur B. G. ESCHER, pour l'aide et l'appui qu'il m'a toujours donnés, tant au cours du travail sur le terrain qu'au cours des travaux d'élaboration au Musée Géologique de Leiden.

Le Dr. C. L. DE VRIES et Monsieur G. P. H. VAN MUSSCHENBROEK, qui ont gracieusement déterminé un minéral trouvé par moi sur le versant du Pzo. Melase, voudront bien trouver ici l'expression de ma reconnaissance.

Je tiens à rappeler ce que je dois au Dr. W. J. JONG, pour la grande bienveillance avec laquelle il m'a aidé dans mes travaux de laboratoire, et au Dr. G. L. HOFSTEENGE, pour la détermination des fossiles du Servino, qu'il a bien voulu faire pour moi.

Ma reconnaissance va également au géologue italien Dott. C. PORRO, pour toutes les indications d'ordre pratique qu'il me donna pour le travail sur le terrain, et que sa bienveillance m'autorisa à utiliser dans cette publication.

Enfin un mot de remerciement à Monsieur I. F. B. VAN HUMALDA VAN EYSINGA, pour la traduction en français de cet ouvrage.

II. PÉTROGRAPHIE.

1. Schistes cristallins.

A. Épigneiss.

En suivant NIGGLI, je désignerai par le terme d'*épigneiss* les schistes cristallins de la zone supérieure de pression. Ils se composent principalement de quartz et de feldspath et présentent une schistosité mécanique pas toujours très nette. Ces épigneiss constituent la partie la plus considérable des schistes cristallins, qui, avec les roches éruptives, forment la fenêtre d'érosion de la culmination: Valsassina-Ornica-Caprile-Mezzoldo. La plupart de ces épigneiss sont des roches éruptives métamorphes, qui doivent donc être considérées comme des orthogneiss. On les trouve surtout aux bords des massifs éruptifs où la transition à la roche éruptive pure est souvent insensible, de façon à rendre parfois la distinction dans le terrain assez difficile. Beaucoup d'échantillons d'épigneiss étaient indéterminables quant à leur origine. Toutefois il me semble probable que la plupart des épigneiss de la culmination du Val Biandino soient des *orthogneiss*. En général les épigneiss présentent une couleur brune, due à la décomposition en limonite des éléments ferrugineux. Souvent la limonite s'est déposée en si grande quantité sur les plans de clivage, qu'il est devenu très difficile d'en recueillir des échantillons avec des cassures fraîches.

Parmi les minéraux les plus fréquents on trouve le quartz et le feldspath, (qui sont déjà les minéraux principaux des roches éruptives originales), la biotite, le zircon et l'apatite. La tourmaline aussi n'est pas rare. Quand le métamorphisme n'est pas dans une phase trop avancée, l'étude des coupes-minces nous montre que, sous la pression dynamique les quartz commencent par fondre en formant des files allongées. Celles-ci moulent les feldspaths, presque toujours complètement séricitisés, et qui ont souvent conservé d'une façon assez nette leurs contours cristallographiques. Ces phénomènes apparaissent bien en évidence dans des échantillons d'épigneiss trouvés sur la crête septentrionale de la Cima d'Agrella.

La structure est le plus souvent blastogranitique, tandis que la texture est tantôt grenue, tantôt faiblement schisteuse.

B. Schistes de la mésozone.

Tous les schistes cristallins qui n'appartiennent pas aux épigneiss doivent être considérés comme des schistes provenant de la mésozone.

L'étude sous le microscope nous montre tout de suite que nous avons

affaire à des roches dont la schistosité provient de cristallisation, tandis que les minéraux sont plutôt caractéristiques de la zone intermédiaire, dite „mésoschistes”. Les phénomènes de cataclase manquent ici, sauf dans les cas où la roche s’est introduite plus tard dans l’épizone. Cependant, l’action secondaire qu’un schiste de la mésoschistes pourrait avoir subi par suite d’un épimétamorphisme se distingue aisément de l’effet d’un épimétamorphisme direct.

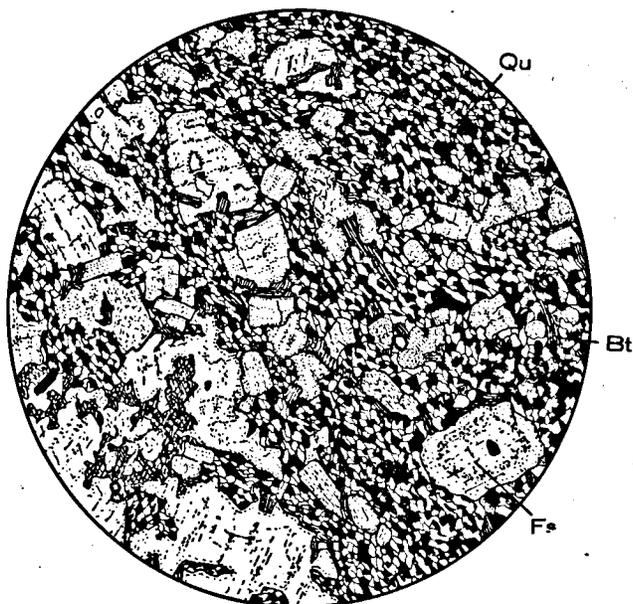


Fig. 2.

Caractère nettement orthogénique de l'épigneiss.
Nicols croisés, gross. 13 X.

A mon avis ces schistes forment un système tout à fait séparé des épigneiss. Tandis que ces derniers ont pris naissance par suite des forces métamorphosantes pendant la période de plissement tertiaire, les mésoschistes sont probablement d'un âge beaucoup plus ancien. Puisqu'ils ont été percés par le magma granodioritique, il en résulte que, ce dernier ayant un âge prépermien, la formation des mésoschistes remonterait donc à une époque plus ancienne encore.

Si la différenciation au microscope de ces deux groupes totalement distincts ne présente pas de grandes difficultés, il n'en est pas de même sur le terrain, où la distinction est généralement impossible à faire. Aussi n'ai-je pas réussi à indiquer sur la carte la limite entre les mésoschistes et les roches éruptives, ni l'étendue originelle de ces dernières.

La plus grande partie des schistes décrits ci-dessous consiste en gneiss à biotite qui changent en gneiss amphiboliques par le remplace-

ment progressif de la biotite par de l'amphibole. Ces gneiss à biotite se changent aussi en des schistes micacés par une augmentation de quartz et une diminution y correspondante de feldspath. Puis on trouve les gneiss dits „gneiss chiari” (au Nord du surcharriage Orobique), de même que des affleurements peu importants de gneiss-quartzites, de paragneiss typiques et d'amphibolites.

Il ne me serait guère facile de dire avec certitude si tous ces groupes appartiennent, soit aux schistes d'Edolo, soit à ceux de Rendena, selon la classification de SALOMON (30, p. 330). SALOMON lui-même d'ailleurs nous dit que les groupes ne présentent pas entre eux une délimitation nette. On peut dire d'une façon générale que SALOMON fait un parallèle, d'un côté entre les schistes d'Edolo et les phyllades (les paillettes de mica ne sont pas distinctes), et de l'autre entre les schistes de Rendena et les schistes micacés (les paillettes de mica sont nettement distinctes). Dans le terrain par moi relevé on ne rencontre pas de véritables phyllades comme KLÖMPÉ en trouva beaucoup.

Ceci me rend enclin à considérer comme identiques le groupe considérable des mésogneiss, dont il sera question ci-dessous, et celui des schistes de Rendena de SALOMON. Il faudra peut-être en excepter les „gneiss chiari” affleurant dans mon terrain au Nord du surcharriage Orobique, de même que certains schistes micacés grenatifères, qui rappellent les „Quartzlagenphyllite” (schistes d'Edolo).

a. *Gneiss à biotite.*

Les mésogneiss les plus fréquents dans le terrain exploré, sont ceux dont la biotite constitue le principal élément coloré.

Ils présentent à l'oeil nu un aspect très varié, selon que la roche est fraîche ou qu'elle est altérée. Dans le premier cas la roche étincelle à cause de l'alternance des paillettes de biotite avec des grains de quartz ou de feldspath. Souvent aussi l'altération si fréquente de la biotite en chlorite rend verte la couleur de la roche. L'examen microscopique nous montre une structure granoblastique lorsque la roche est plutôt leucocrate; dans ce cas la texture varie du grenu à une faible schistosité. Une prédominance de biotite rend la structure lépidoblastique et la texture plus nettement schisteuse. Par-ci par-là on peut observer une texture nématoblastique par suite de la forme allongée des quartz. Quelques coupes-minces d'échantillons de mésoschistes trahissaient une structure porphyroblastique. Le plagioclase d'un échantillon pris au-dessus de Pessina, parut, à une mensuration selon Fedorow, contenir 40 % d'anorthite.

b. *Gneiss amphiboliques à biotite.*

Dans le terrain exploré les vrais gneiss à amphibole sont assez rares.

Contrairement à ce que pense BENECKE (1, p. 201), qui est convaincu que les gneiss amphiboliques jouent un rôle important parmi les schistes cristallins dans les montagnes au Nord de la Valsassina, il me parut, en étudiant les échantillons recueillis, que les gneiss amphiboliques purs sont peu fréquents dans le terrain relevé par moi.

La biotite est presque toujours présente, de sorte que là où l'amphibole apparaît, nous avons affaire à des *gneiss amphiboliques à biotite*.

Le peu de données que j'ai pu me procurer sur cette roche me font présumer qu'elle est d'origine éruptive, c.-à. d. qu'elle est un orthogneiss. En effet, les feldspaths ont parfois des formes rigoureusement idiomorphes et ils sont souvent zonaires. Aucun des échantillons ne présente de phénomènes cataclastiques.

Une schistosité existe, mais n'est pas toujours très nette. Là où elle passe à une texture grenue, la distinction d'avec les roches de profondeur qui affleurent partout aux environs, est souvent difficile à faire, et ne peut être déterminée qu'au microscope. Je suppose que la récrystallisation dans la mésozone s'est probablement terminée lentement sans l'influence de forces orogéniques.

Ainsi s'explique peut-être, d'une part la structure en reliquat, plus strictement : structure blastogranitique, d'autre part l'absence des traces même les moindres, de cataclase.

Outre les faits nommés ci-dessus en faveur d'une origine éruptive, je dois encore mentionner ce fait, non moins important : l'adhérence d'amphibole et de biotite.

c. *Schistes micacés.*

Les véritables schistes micacés sont assez peu fréquents dans ce terrain-ci. Parmi les échantillons recueillis de schistes cristallins, il ne se trouve que deux qui correspondent à la description de schistes micacés, c.-à-d. : des gneiss micacés sans feldspath. L'un des deux échantillons provient de Casera Larec, et est composé surtout de quartz et de mica. La biotite et la muscovite s'enroulent en écheveaux autour des grains de quartz. En ces cas, la biotite, fréquemment transformée en une poudre de minerai de fer, donne à la roche fraîche l'apparence d'une texture lenticulaire. Outre ceci, des paillettes de muscovite et de biotite apparaissent entre les bords de deux grains de quartz.

La roche dont il est question ici appartient selon GRUBENMANN à la mésozone ; néanmoins l'extinction ondulatoire des quartz et un commencement de morcellement vers les bords, rendent évident que la roche a subi un métamorphisme secondaire dans l'épizone. Caractéristique aussi est l'apparence d'un seul grand porphyroblaste de feldspath qui, étant plein de petites gouttes de quartz, possède une véritable structure cribreuse.

Le deuxième échantillon, pris dans les environs de Casera Vecchia di Varrone est un exemple plus typique encore d'un schiste à mica : c'est une roche tout-à-fait fraîche, ne contenant que du quartz, de la muscovite et de la biotite, abstraction faite de quantités négligeables de rutilé et d'apatite.

d. „*Gneiss chiari*”.

Cette dénomination nous vient de STELLA, qui désigna par ce terme des gneiss à muscovite compacts, à texture lenticulaire. Il me fut malheureusement impossible de consulter la publication de cet auteur, et j'ai dû me contenter des citations que KLOMPÉ en a tirées (17, p. 249). Les

véritables gneiss chiari sont absents: aucun des échantillons recueillis ne correspond à une des cinq variétés en lesquelles STELLA subdivise ces gneiss.

Je rencontrai cependant des gneiss à muscovite schisteux de couleur claire, qui, conformément à la brève description citée par KLOMPÉ, correspondent aux *gneiss chiari à muscovite* de STELLA. Selon KLOMPÉ, ce sont surtout ces roches-ci que PORRO a mentionnées sous le nom de „gneiss chiari”, sur la carte des Alpes Bergamasques (1/100.000). Elles ressemblent jusqu'à un certain point à la „Colmite” de SALOMON (30, p. 321), qui désigne sous ce nom des roches compactes, riches en quartz et en feldspath, et parsemées de paillettes de muscovite. En conséquence de cela j'appellerai aussi ces gneiss „chiari”, mais en entendant par là qu'ils sont identiques aux „gneiss chiari à muscovite” de STELLA. J'en trouvai une large bande au Nord-Ouest du terrain, bande qui longe le charriage Orobique, se perd près de Casera d'Artino, et réapparaît un moment près de q 2020.

Les gneiss chiari se reconnaissent facilement à leur couleur laiteuse et au miroitement des multiples paillettes de muscovite, qui forment parfois des files ininterrompues, rarement parallèles, de dessin curviligne. La muscovite se présente par ailleurs aussi sous forme de petites écailles disséminées à travers toute la roche. La biotite, peu fréquente, se présente surtout sous sa forme altérée: la *chlorite*, de même que sous forme de petits grains de minerai de fer parmi lesquels je remarquai de l'*hématite*.

Au microscope nous remarquons le caractère plus ou moins cataclastique commun à tous ces gneiss chiari. Nous constatons en outre que la quantité de muscovite n'est pas aussi grande que l'échantillon nous le fait supposer d'abord.

Les constituants principaux de la roche sont le quartz et le feldspath, parmi lesquels, à part l'orthose et le plagioclase, on rencontre de la *microcline*, de la *microcline-micropertthite* et de la *micropertthite*. Par-ci là le plagioclase est légèrement idiomorphe, mais en général la structure est granoblastique. Cette structure est d'habitude peu nette à cause de la structure betonnée du quartz, et des déplacements et ruptures des cristaux de feldspath.

La texture est parfois faiblement lenticulaire en raison de la présence de porphyroblastes de feldspath; en outre, elle est d'habitude moins schisteuse qu'il ne semblerait tout d'abord.

Quoique ne disposant pas d'un argument aussi concluant qu'un noyau granitique, je me range à l'avis de KLOMPÉ, et, avec lui, je considère ces roches comme devant être des orthogneiss. La texture faiblement lenticulaire et les porphyroblastes de plagioclases indiquent en effet une provenance *plutonienne*. La présence de microcline pourrait éventuellement être un argument à l'appui de cette hypothèse, quoique, d'un autre côté il me semble probable que la microcline ait trouvé ici son origine dans une cataclase de l'orthose.

e. *Gneiss-quartzites.*

Par la disparition insensible des éléments colorés et l'augmentation

du quartz par rapport au feldspath, les gneiss normaux deviennent progressivement des gneiss-quartzites. Ils possèdent une structure granoblastique, tandis que la texture est faiblement schisteuse ou bien grenue.

Dans une des coupes-minces on peut reconnaître encore une structure en reliquat qui indique une origine sédimentaire: dans une pâte formée de feldspath totalement séricitisé on remarque des grains de quartz en partie arrondis, en partie aux contours irréguliers. Leur isolement mutuel dans la pâte suggère une origine sédimentaire de la roche en question.

f. Gneiss riches en Al_2O_3 .

Ce groupe n'affleure que dans le Nord de la région explorée, et forme le bord méridional de l'ensemble étendu des „schistes micacés grenatifères à staurotide”, relevé par CORNELIUS et Mme FURLANI—CORNELIUS entre Sondrio et la frontière suisse (9, p. 269).

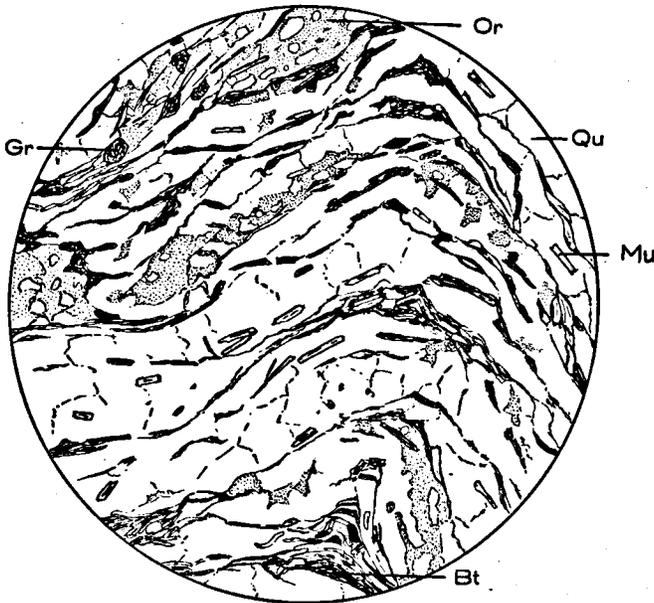


Fig. 3.

Gneiss grenatifère à deux micas montrant une stratification plissée.
Lumière parallèle, gross. 13 X.

Les roches de ce groupe se distinguent par une forte teneur en minéraux riches en Al_2O_3 , à savoir le grenat, le disthène et la staurotide. Le mica ne manque jamais, toutefois la biotite est plus fréquente que la muscovite. Là où apparaît cette dernière nous avons affaire à un gneiss grenatifère à deux micas, qui souvent montre une texture sensiblement parallèle. Des couches riches en quartz sont séparées par des couches

intermédiaires très minces, riches en mica. La biotite est en général très altérée, elle contient souvent une quantité considérable d'aiguilles de sagénite. Ayant perdu sa forme cristallographique, la biotite transformée en limonite ne forme plus que des masses allongées, orientées suivant les plans de stratification.

Le feldspath se présente en grands cristaux allongés comprenant des grenats, de manière à former une structure poecilitique.

Les échantillons que j'ai examinés présentaient une stratification plissée parfois si fine, que la roche en prend un aspect onduleux, surtout si l'on étudie une coupe-mince taillée perpendiculairement à la schistosité. Le parallélisme mutuel des couches intermédiaires micacées reste généralement sensible, quelque fort que puisse être le plissement de la roche (voir fig. 3).

On pourrait peut-être identifier la roche aux schistes d'Edolo de SALOMON. En effet ceux-ci ne se caractérisent-ils pas par l'alternance des couches riches respectivement en quartz et en mica (Quartzlagenphyllit) ?

Il semble qu'à mesure que la biotite devient prépondérante par rapport à la muscovite, comme, par exemple, dans un échantillon pris aux environs d'Alpe Chiarino, la structure poecilitique des feldspaths devient de plus en plus évidente.

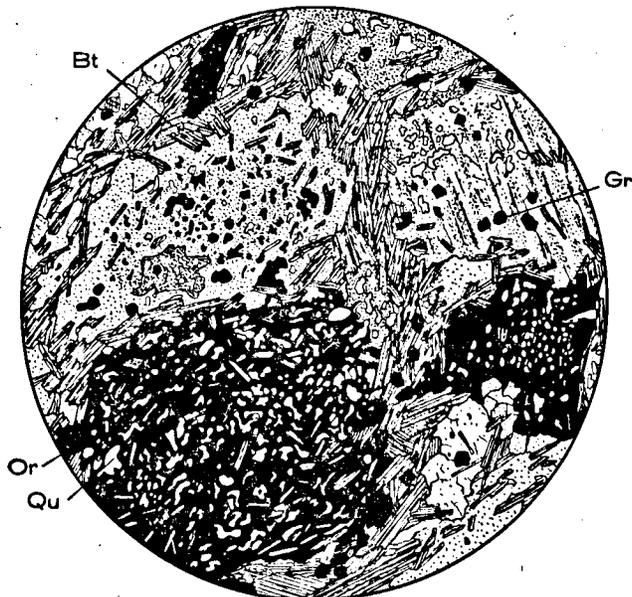


Fig. 4.

Gneiss grenatifère à biotite à texture lenticulaire.
Nicols croisés, gross. 13 X.

Un très bel exemple de cette sorte provient du versant méridional du Pizzo Melasc: les feldspaths sont si grands à l'égard des autres éléments

que la texture en devient faiblement lenticulaire. La biotite englobe les feldspaths, qui, eux-mêmes, sont criblés de gouttes de *quartz* et de *grenat*. Parfois il peut en résulter une structure en squelette, si la quantité de ces inclusions devient très grande. Le grenat ne dépasse pas les dimensions microscopiques, aussi, dans l'échantillon, ne frappe-t-il pas à première vue (voir fig. 4).

La *tourmaline* ne paraît pas rare dans ces parages. Je la trouvai nettement développée à la surface altérée d'une roche du voisinage immédiat de celle que je viens de décrire. Les cristaux sensiblement idiomorphes sont développés suivant l'axe cristallographique de sorte qu'ils ont l'aspect de baguettes (voir fig. 5).

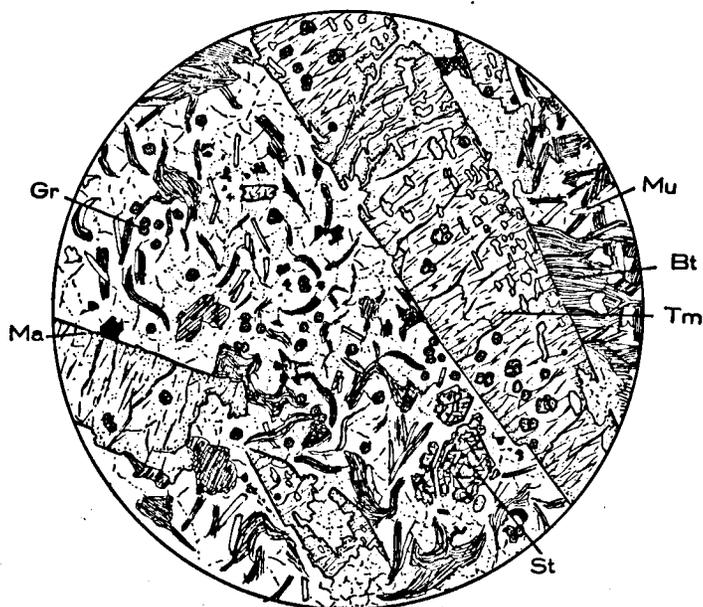


Fig. 5.

Cristaux de tourmaline dans du gneiss grenatifère à staurotide (Pzo Melasc).
Lumière parallèle, gross. 13 X.

Sur le versant Sud du Pizzo Melasc se trouvent également des affleurements de gneiss à staurotide et à disthène qui sont toujours en même temps grenatifères. Ils rappellent assez les schistes de Morbegno de la Valteline, décrits par CORNELIUS (8, p. 296), et par TROMP (35, p. 144).

La teneur en éléments blancs peut devenir si petite qu'il en résulte une roche très mélanocrate et schisteuse, ne contenant guère que de la biotite, de la staurotide et du disthène. Près de Gebbio, petite localité dans le Val Varrone, j'ai découvert un affleurement de ce type. Ici surtout, quoiqu'à d'autres endroits aussi, j'ai pu observer que ces roches riches en mica se désagrègent facilement.

L'imprégnation de limonite rend la roche brune-foncée, et le plan de schistosité, très riche en paillettes de muscovite, prend souvent par ce fait un éclat soyeux. L'apparition de disthène et de staurotide en de telles quantités indique une activité pegmatitique probable.

En effet, si l'on observe les affleurements des schistes cristallins le long du sentier qui va de la Bocchetta di Trona à Casera Laree, on peut constater que ces schistes ont été injectés partout de filons leucocrates qui ont pénétré le système des gneiss probablement à l'époque d'une phase de plissement, vu que les lentilles quartzieuses sont rigoureusement parallèles aux plissement secondaire. A proximité des filons je trouvai un beau cristal de *rutile* de 3 cm sur 1.5 cm à peu près, que sa belle couleur noire doit faire ranger dans la variété de la *nigrine*.

Je n'oserais pas certifier que les filons quartzieux proviennent directement du magma, ou qu'ils soient originaires de la région adjacente, rendue visqueuse par le magma ascendant, hypothèse admise par NIGGLI pour beaucoup de filons pareils dans les Alpes.

A mon avis le meilleur argument à l'appui du caractère hydrothermal-pegmatitique de ces filons consiste en le fait que le *disthène* s'y est le plus amplement et le mieux développé.

CORNELIUS décrit des filons analogues sur le versant Nord de la Valte-line, et parle d'avant-coureurs d'intrusions pegmatitiques (8, p. 297).

Non loin de l'endroit où j'ai recueilli les échantillons de roches décrits ci-dessus, se trouve un filon pegmatitique renfermant de beaux cristaux de disthène, mesurant jusqu'à $\frac{1}{2}$ cm de largeur sur plusieurs cm de longueur.

g. *Amphibolites*.

De petits affleurements d'amphibolites se présentent çà et là dans le terrain exploré. Sur la carte ne sont indiqués que les endroits principaux. La couleur d'un bleu-vert foncé, le poids de l'échantillon, et le scintillement des cristaux d'amphibole, font immédiatement présumer une roche mélanocrate. La structure varie de nématoblastique à granoblastique. Dans une des coupes-minces j'ai pu constater l'agglomération des cristaux de feldspath en petites lentilles. Le reste de la roche est formé de petits cristaux d'amphibole sans orientation définie, quant à leur position dans la couche. De plus, de grandes quantités de minerai de fer se présentent sous forme de petits grains allotriomorphes, rangés de manière à constituer des bordures autour des aggrégats de feldspath susnommés.

Un autre échantillon d'amphibolite diffère du précédent par sa texture d'une stratification presque parfaite.

Entre Pessina et Alpe di Cic j'ai pris un échantillon présentant une alternance de lits minces ($\pm \frac{1}{2}$ cm), riches et pauvres en amphibole.

L'examen microscopique révèle qu'à côté d'amphibole, la roche contient une quantité énorme de *diopside* accompagnant souvent celle-ci. Le plagioclase parut avoir une teneur de 46 % d'anorthite. La richesse en *diopside* de cette roche est probablement un argument en faveur d'une origine sédimentaire.

2. Roches de profondeur.

L'on voit tout de suite que sur ma carte les roches de profondeur occupent une superficie beaucoup plus grande que sur la carte de PORRO.

Il m'a en outre paru utile de dessiner une zone de transition distincte entre les roches de profondeur et les schistes cristallins. Dans cette zone on voit apparaître des granodiorites et des granites pressés variant avec des épigneiss qui en sont issus, comme le démontre l'examen microscopique. Les limites dessinées entre les roches de profondeur, la zone de transition et les schistes cristallins sont évidemment approximatives. TARAMELLI déjà (34, p. 573) avait relevé la difficulté que présente une mise en carte exacte de la granodiorite du Val Biandino, vu qu'il signale l'intervariation continue des schistes cristallins avec les roches de profondeur, ce qui rend impossible une délimitation précise de ces deux zones.

La nature des roches de profondeur du Val Biandino a donné lieu, dès les premières recherches, aux opinions les plus divergentes.

GÜMBEL appelle *granite* la roche de profondeur au Nord d'Introbio, et la caractérise ainsi: „Ein feinkörniger, an braunen Glimmer reichen „Granit, der neben Quarz, stark veränderten Orthoklas, nur wenig Plagioklas und keinen weissen Glimmer enthält". (12, p. 554). Alors que GÜMBEL n'a point trouvé d'amphibole, BENECKE au contraire, après avoir étudié des galets erratiques des ruisseaux, arrive à la conclusion que le granite amphibolique appartient aux espèces qui y sont le plus répandues (1, p. 203).

Dans son ouvrage récent sur le groupe de Grigna, TRÜMPY décrit entre autres les roches de profondeur de Cortabbio, et dit: „Mir gelang es nirgends im Diorit viel Quarz zu beobachten, auf alle Fälle nicht in solchen Mengen das die Benennung Quarzdiorit gerechtfertigt erschien". (35, p. 398).

Ceci me paraît incompréhensible, attendu que toutes les roches de profondeur dans le terrain étudié sont très riches en quartz; dans les granodiorites la quantité de quartz atteint $\pm 30\%$.

Parmi les diverses espèces de roches de profondeur rencontrées dans le terrain exploré, il y en a une, plus fréquente que les autres, que je désignerai sous le nom de:

A. Granodiorite biotitique.

Pour en arriver à cette dénomination, j'ai fait plusieurs analyses à l'aide de la platine d'intégration de LEITZ, instrument qui ressemble beaucoup à celui de SHAND, tel qu'il a été perfectionné par HACQUAERT (13). D'après cette méthode j'examinai cinq échantillons de roche de profondeur, composés de quartz, de plagioclase, d'orthose et de biotite, à côté de quelques quantités négligeables de minéraux accessoires. Cette méthode nous donne une analyse minéralogique, qui établit en pourcents de volume le rapport entre ces minéraux cités.

A l'aide des classifications minéralogiques de SHAND (31), de JOHANNSEN (15) et de NIGGLI (21) on peut alors déterminer immédiatement la roche.

Selon la classification chimico-pétrographique de NIGGLI (20), on doit d'abord convertir la composition minéralogique en une analyse chimique et distiller de celle-ci les facteurs si, al, fm, c, alk, k et mg.

Les mensurations au moyen de la platine d'intégration de LETZ, donnèrent les résultats suivants en pourcents de volume des minéraux intégrants :

	A	B	C	D	E
quartz	30.3	35.5	32.4	37.5	27.3
orthose	58.0	20.3	18.8	6.5	1.8
plagioclase	6.1	27.6	28.6	38.3	50.2
biotite	3.5	16.6	19.8	17.7	20.7
muscovite	1.1		0.4		

De ce tableau résultent les facteurs si, al, etc., suivants :

	si	al	fm	c	alk	k	mg
A	450	48.2	7.6	3.3	40.9	0.95	0.48
B	328	38.4	27.6	10.1	24.0	0.62	0.47
C	288	37.6	30	10.6	21.7	0.63	0.47
D	297	38.6	27.3	16.5	17.7	0.31	0.47
E	235	39.0	26.6	17.3	17.1	0.33	0.47

Ces cinq analyses sont rangées de façon (cf. le premier tableau) à ce que, en allant de gauche à droite, le rapport entre l'orthose et le plagioclase aille croissant en faveur du plagioclase. Le second tableau nous montre que ce fait coïncide avec une diminution progressive des valeurs pour si, al et k, alors que les chiffres pour c et fm augmentent.

En allant de gauche à droite dans le premier tableau nous voyons donc les roches devenir de plus en plus basiques.

Comparons maintenant entr'elles les différentes classifications. Nous constatons alors que la roche la plus acide est d'ordre granitique, la plus

basique d'ordre dioritique. Les trois autres échantillons examinés présentent un caractère granodioritique :

	NIGGLI (1923) classification chim.-pétro- graphique	NIGGLI (1931) classification minéralogique	SHAND (1927)	JOHANNSEN (1931)	LACROIX (1931)
A	aplitgranitisches magma	alkaligranit	potash- granite	leucogranite (leucomonzo- granite) 126(6') P	granite alcalin
B	adamellitiches magma	granodiorit quarzreich	grano- diorite	granodiorite (adamellite) 227(7'') P	granite akeritique
C	tasnagranitisches magma	granodiorit quarzreich	grano- diorite	granodiorite adamellite 227(7'') P	granite akeritique
D	granodioritiches magma	granodiorit quarzreich	soda- tonalite	granodiorite monzotonalite 227(7') P	granite akeritique
E	quarzdioritiches magma	quarzdiorit	soda- tonalite	tonalite 228 P	diorite quartzique

La fig. 6 représente le diagramme de NIGGLI, pour roches de plus de 25 % d'éléments incolores, dans lequel j'ai marqué 5 points, indiquant la composition minéralogique des cinq échantillons déterminés. Seule la moitié supérieure du diagramme a été reproduite, vu que les roches examinées ne contiennent pas de feldspathoïdes.

Les chiffres se rapportent aux familles. Entre les lignes pointillées obliques se trouvent les sous-familles.

L'échantillon A provient du faciès marginal acide du massif d'intrusion, et fut trouvé dans le Val Troggia, entre la cascade appelée le „Paradiso dei Cani" et la centrale électrique. Il doit probablement son origine à un large filon aplitique comme il y en a tant aux environs de la localité.

Comme représentants caractéristiques des roches de profondeur du centre du massif il nous faut considérer les échantillons C, D et E (cf. le tableau). J'appellerai donc du nom général de *granodiorite* les roches d'intrusion du terrain étudié. On en trouve le plus beau développement dans le Val Troggia, entre Ponte dei Ladri et les affleurements de

porphyre près de Baita della Scala. La structure est hypidiomorphe et souvent faiblement cataclastique. Il arrive même que la cataclase devienne prédominante à tel point que le caractère de roche de profondeur en soit rendu presque impossible à reconnaître dans le terrain. De cette façon on voit se produire des transitions très graduelles en épi-orthogneiss.

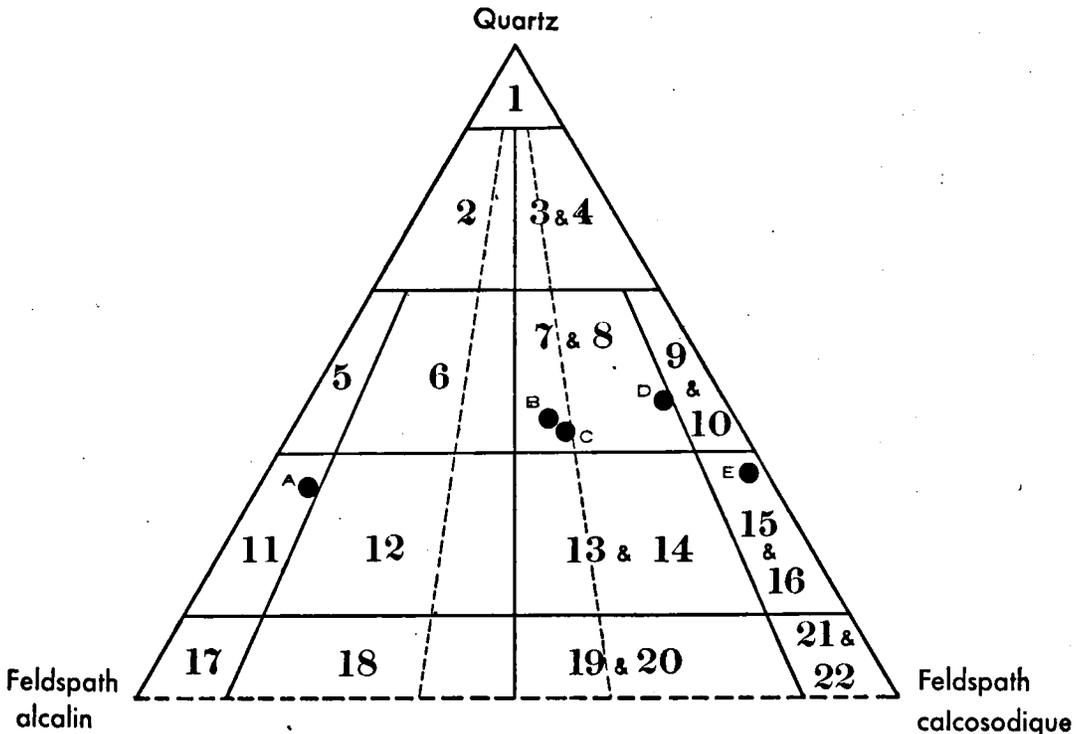


Fig. 6.

La texture est en général grenue, mais peut devenir schisteuse aux endroits où la roche a été pressée. Dans quelques cas où les symptômes cataclastiques faisaient complètement défaut, il m'a semblé plus admissible que la texture stratifiée ait été produite par une pression lente et continue durant le processus de la cristallisation.

Comme composants accessoires on trouve toujours de l'apatite, du zircon, de la magnétite, de la pyrite et de la tourmaline.

Dans beaucoup d'échantillons la biotite est altérée en de la chlorite verte, souvent accompagnée d'aiguilles de sagénite.

A l'aide de la méthode de FEDEROW je déterminai la teneur en anorthite.

Quelques mensurations me donnèrent les résultats suivants:

N ^o .	localité	lamelles	loi de môle	% d'anorthite
194 ^I	Val Bona	1—2	Albite	42 %
194 ^{II}	id.	1—2	Albite	43 %
194 ^{III}	id.	1—2	Albite	50 %
		3—4	Albite	45 %
		2—3	Roc Tourné	41 %
		1—4	Roc Tourné	47 %
		2—4	Carlsbad A	46 %
		1—3	Carlsbad A	43 %
40	Cima d'Agrella	1—2	Albite	37 %
		2—3	Manebach	35 %
12 ^I	Val Troggia	1—2	Albit-Ala A	40 %
12 ^{II}	id.	1—2	Albite	43 %
		1—3	Péricline	41 %
124	près de Cortabbio	1—2	Carlsbad A	46 %
		1—3	Roc Tourné	45 %
		2—3	Albite	50 %

Il paraît donc que le plagioclase dans ces roches granodioritiques a une teneur en anorthite de 35 à 50 % et est donc une andésine basique, ce qui correspond avec ce que PORRO avait déjà trouvé jadis (25, p. 1056), à l'aide de l'ancienne méthode MICHEL-LÉVY. La loi de môle Albite se présente souvent, de même que la loi de Carlsbad, généralement combinés en un même individu en môle complexe Albite-Carlsbad A (Roc Tourné).

B. Granodiorite biotitique à amphibole.

Les roches granodioritiques contenant de la biotite et de l'amphibole constituent la transition aux roches dioritiques (gabbroïques), qui n'ont, comme élément coloré que l'amphibole.

L'amphibole est généralement légèrement pléochroïque jaune-vert, souvent même complètement blanchi. L'extinction maximale atteint exceptionnellement jusqu'à 25°, mais habituellement elle oscille entre 15° et 20°. L'amphibole ne se rencontre guère que combinée avec de la biotite. Dans quelques coupes-minces je trouvai de l'amphibole accompagnée de sphène. Là où la roche prend un caractère légèrement porphyrique, ce sont toujours les plagioclases qui jouent le rôle de phénocristaux.

La période de cristallisation des amphiboles et des biotites englobe celle des feldspaths; on trouve les premiers tant en forme de petites inclusions dans les phénocristaux des plagioclases que sous forme de bande liminaire allotriomorphè vis-à-vis des plagioclases qui les ont arrêtés dans leur croissance, et dont les contours rectangulaires les ont comme qui dirait coupés nets. Les mensurations des plagioclases ont donné les résultats suivants:

N ^o	localité	lamelles	loi de mâcle	% d'anorthite
13 ^I	Près de la Centrale electr. Val Troggia	2—3	Albite	51 %
		1—2	Carlsbad A	49 %
		1—3	Roc Tourné	50 %
13 ^{II}	id.	1—2	Péricline	48 %
15	Au Sud de C ^{na} Pianca près d'Introbio	1—2	Albite	44 %
		1—3	Roc Tourné	42 %
		1—4	Carlsbad A	38 %
		2—3	Carlsbad A	42 %
		2—4	Roc Tourné	36 %
		3—4	Albite	42 %

C. Diorite quartzique à amphibole.

De tous les échantillons de roches granodioritiques que j'ai examinés, il ne s'en est trouvé que peu dans lesquels l'amphibole soit le seul élément coloré, à part quelques quantités négligeables de biotite.

D'une façon générale cette diorite quartzique à amphibole est plus basique que les véritables roches granodioritiques; je ne la trouvai que sur le bord du massif intrusif dans la zone entre Cima d'Agrella et Baita Mezzacca, ce qui me fit supposer qu'elle pourrait être un produit de différenciation basique du magma granodioritique, en opposition avec les granites très acides et presque aplitiques qui, eux aussi, ne se rencontrent guère que dans cette zone.

Pour commencer on remarque la quantité de quartz bien restreinte en comparaison avec les roches décrites ci-dessus, puis, en second lieu, l'absence d'orthose. Ces roches-ci sont donc certainement des diorites quartziques. Le plagioclase est en général bien idiomorphe, mais extrêmement altéré en séricite. On distingue très nettement que cette altération commence au centre, où le plagioclase est complètement changé en séricite, tout en épargnant parfois une zone nettement délimitée parallèle aux contours des feldspaths.

L'altération très avancée ne permit que difficilement d'effectuer des mensurations selon la méthode de FEDEROW. Deux déterminations me donnèrent respectivement 44 % et \pm 50 % d'anorthite. Le plagioclase

n'est donc en moyenne pas plus basique que dans les roches granodioritiques.

PORRO (25, p. 1053) paraît avoir trouvé dans le temps, au moyen de l'ancienne méthode MICHEL-LÉVY, un pourcentage plus élevé d'anorthite, et parle de labrador.

L'amphibole présente dans les échantillons examinés, tient le milieu entre l'amphibole commune et la hornblende basaltique, dans quelques uns de ces échantillons elle est brun-jaune, et légèrement pléochroïque. Dans des sections de la zone [001], on trouve souvent des particules de minerai rassemblées sur le clivage prismatique, ce qui donne l'impression d'un striage noir prononcé. On trouve aussi parfois des cristaux allongés de biotite, répandus en tous sens, constituer des inclusions. Dans ces cas nous avons probablement affaire à de la véritable *hornblende basaltique*. L'extinction maximale est de 12°. Dans d'autres échantillons on trouve des formes transitoires entre cette hornblende et l'amphibole commune. La couleur est encore brune, mais l'habitus est celui de l'amphibole commune. Le maximum d'extinction de cette espèce est de 14°. Enfin, l'amphibole commune est habituelle-colorée en vert-clair, avec un maximum d'extinction de 20°.

En comparaison avec la biotite, l'amphibole est en général peu altérée. La première est ou bien transformée en chlorite, ou bien elle a déposé de la calcite, de l'épidote et du quartz sur les plans de clivage.

En contact avec l'amphibole, le plagioclase est idiomorphe. Cependant là où l'amphibole a formé des cristaux de dimensions assez notables, il est clair que son origine est antérieure à celle du plagioclase. Durant sa croissance, ou plus tard (dans quel cas une résorption partielle a eu lieu), les plagioclases se sont produits, et ont supplanté à tel point les amphiboles, que ces dernières ne paraissent plus se présenter qu'à l'état squelettique entre les premiers, et que le caractère idiomorphe originel des amphiboles s'est en apparence perdu.

Parmi les minéraux accessoires il faut remarquer les grands cristaux d'apatite, la magnétite titanifère en quantités considérables, et le zircon. Ces diorites amphiboliques ont une structure à grains passablement plus gros que ceux des roches granodioritiques.

J'ai appelé „dioritiques” les roches à amphibole décrites ci-dessus, en égard de leur teneur en plagioclase de composition d'andésine, quoique la hornblende basaltique brune fasse plutôt partie des gabbros que des diorites.

D. Norite.

Je n'ai pu trouver qu'un seul exemplaire de la roche que je désigne sous ce nom. L'échantillon provient des environs de Casera Gorè (Val Troggia).

C'est le seul exemple d'une roche de profondeur dans mon terrain qui ne contienne pas de quartz. Il se compose surtout de plagioclase, de hornblende basaltique, de bronzite et de biotite, alors qu'en fait de minéraux accessoires nous trouvons de la magnétite et de l'hercynite ou du pléonaste. La roche est assez largement cristallisée, et, dans l'échantillon, la bronzite frappe immédiatement la vue à cause du reflet métallique

sur la face (100). Au microscope elle paraît être complètement altérée en serpentine filamenteuse. Un pseudomorphisme a complètement transformé en talc un des individus. Les trois éléments colorés sont allotriomorphes par rapport au plagioclase. Ce dernier s'est changé pour la plus grande part en calcite, et pour le reste en séricite, de façon à rendre impossible une détermination du pourcentage d'anorthite.

La nature du plagioclase n'étant restée inconnue, il est impossible de dire avec quelque exactitude si la roche en question appartient encore à la catégorie des diorites, ou bien si elle doit être rangée dans la famille des gabbros.

En considération du caractère basique général de la roche, et en comptant sur l'exactitude d'une mensuration de PORRO (25, p. 1057), qui désigne le plagioclase sous le nom de labrador, il me semble désirable de garder le nom de *norite* que PORRO a donné à cette roche.

Si nous voyons maintenant les diorites quartziques à amphibole constituer le produit de différenciation basique du massif granodioritique, des roches leucocrates caractéristiques, habituellement localisées sur les bords de l'intrusion, représentent le produit de différenciation acide du magma dioritique. Ces roches leucocrates s'y présentent soit sous forme de filons, en gardant alors leur caractère de roche de profondeur, soit sous une forme largement cristallisée, avec parfois un caractère porphyrique. Ce dernier groupe est identique à celui que PORRO a décrit sous le nom de „granito porfiroide”.

Je vais prendre maintenant la première de ces deux sortes de roches :

E. Faciès marginal granitique de la granodiorite.

Le bord méridional du massif intrusif en montre les plus beaux affleurements, et plus spécialement aux environs immédiats du Val Troggia, comme on peut le voir si on remonte le courant en partant de la cascade de Paradiso dei Cani. Sur le bord de la route on voit de tous côtés, sur l'une comme sur l'autre rive de la Troggia, les filons granitiques clairs, d'épaisseur très variable, traverser les schistes.

La différence essentielle entre ces roches et les roches granodioritiques consiste dans le rapport entre le plagioclase et l'orthose, déplacé dans ce cas-ci sensiblement en faveur de l'orthose. Cela ressort immédiatement du tableau à la p. 15, qui indique l'analyse en pourcents de volume de l'échantillon A qui appartient aussi à ce groupe: l'orthose y occupe plus de 50 % du volume. Les éléments blancs constituent dans leur ensemble plus de 95 %, ce qui situe la roche immédiatement dans la 1^{ière} classe de la classification de JOHANNSEN (15, p. 154). Quoique n'ayant déterminé que l'échantillon A quant au % vol., il me semble, à en juger d'après l'appréciation, pouvoir en dire autant des autres échantillons de roches filoniennes granitiques.

Le plagioclase comme l'orthose sont souvent bien nettement zonaires; la dernière, qui, est souvent mâclée suivant la loi de Carlsbad, est nettement moins idiomorphe que le plagioclase. On rencontre par-ci par-là du quartz en enchevêtrement *granophyrique* avec de l'orthose.

Le mica est représenté par la biotite et par la muscovite. La première est habituellement altérée en chlorite, minéral de fer et sagénite; la muscovite est toujours inchangée.

Pour finir il faut encore signaler la présence de *tourmaline* à laquelle on peut s'attendre partout ici, si l'on considère que ces filons acides ont été injectés dans la roche encaissante probablement durant le stade final pneumatolytique de l'activité magmatique.

Dans une des coupes-minces je relevai les variétés suivantes de pléochroïsme propres à plusieurs cristaux de tourmaline:

//c bleu-vert	//c brun	//c carmin
⊥ c incolore	⊥ c incolore	⊥ c incolore

Comme composants accessoires on trouve de la magnétite titanifère, de l'apatite et du zircon.

F. Faciès marginal à gros grains (porphyrique) de la granodiorite.

Les roches ainsi désignées se trouvent surtout dans le coin Sud-Ouest du terrain exploré, et constituent à proprement dire une grande zone d'affleurement marginale, qui entoure de tous côtés la nappe de recouvrement de Verrucano descendant vers Cortenova.

Sur le bord Nord de cette nappe de recouvrement de Verrucano, dans le Val Rossiga, ces roches alternent avec des affleurements de granodiorite normale; du côté Sud par contre elles constituent une masse homogène. Leur apparence frappe par une couleur rose dominante, occasionnée par les feldspaths, parmi lesquels se trouvent disséminés de la biotite chloritisée verte et du quartz d'un blanc très pur. La cohésion des divers minéraux entre eux est petite: parfois, quand la roche est très altérée, un petit heurt suffit même pour la désagréger.

En comparaison avec les roches granodioritiques normales, ces roches granitiques sont, tantôt d'une structure à gros grains (les diamètres pouvant atteindre jusqu'à $\frac{1}{2}$ cm), mais pas du tout ou à peine porphyrique, tantôt d'une structure nettement porphyrique, dans laquelle on peut constater la présence de phénocristaux de quartz, mais surtout de plagioclase et d'orthose, qui peuvent atteindre jusqu'à 1 cm de diamètre.

La première espèce a un caractère leucocrate prononcé, et présente son meilleur affleurement le long du sentier qui monte contre la pente gauche du Val Rossiga, puis encore dans la zone plus large qui remonte comme une langue jusqu'à ± 1000 m d'altitude, au Sud de la nappe de recouvrement de Verrucano. Les composants principaux en sont le quartz et l'orthose. Cette dernière forme de grands cristaux parfois bien idiomorphes et souvent mêlés suivant la loi de Carlsbad.

Le quartz se présente habituellement en forme de plaques rondes allotriomorphes, quoique parfois j'en aie trouvé des individus limités cristallographiquement sur une des faces par un mâcle-de-Carlsbad d'orthose, alors que de l'autre côté un petit cristal d'orthose s'était formé nettement antérieurement à la cristallisation du quartz qui l'enveloppait en partie. Ceci me fait conclure qu'ici n'a pas eu lieu l'ordre normal de cristallisation qui mène à une structure hypidiomorphe.

On pourrait parler plutôt d'une structure panidiomorphe (granulitique).

Cela se trouve être particulièrement le cas avec un échantillon provenant du Val Rossiga au-dessous de la première bifurcation. Par-ci par-là la roche est légèrement porphyrique, quoique cela ne soit visible qu'au microscope, et non à l'œil nu.

Les phénocristaux sont d'orthose et de quartz, enveloppés dans un agrégat panidiomorphe de grains de quartz et de feldspath à beaux contours polygonaux. Ces grains sont toujours limités de façon idiomorphe par rapport aux phénocristaux (voir fig. 7).

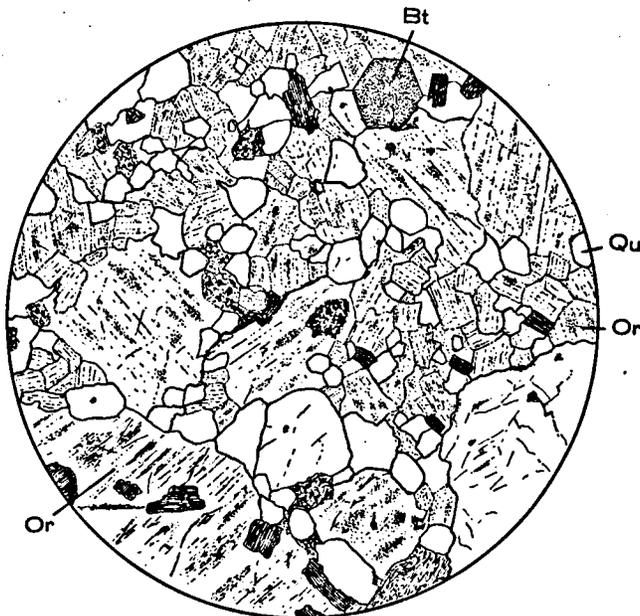


Fig. 7.

Granite leucocrate du Val Rossiga, à structure nettement panidiomorphe.
Lumière parallèle, gross. 13 X.

Ces derniers ont donc, selon toute probabilité, été surpris au cours de leur croissance par un reliquat de magma en voie de cristallisation, ce qui permet à l'agrégat finement grenu de s'introduire dans les phénocristaux de quartz et d'orthose non encore complètement solidifiés.

Ce phénomène s'est probablement accompli dans les profondeurs ou bien dans des filons, ce qui permet de parler encore d'une roche de profondeur, d'autant plus qu'il n'y a guère de différences de dimensions entre les phénocristaux et les individus de la pâte.

Le plagioclase joue ici un rôle secondaire. Il est bien idiomorphe, et toujours intensément séricitisé, contrairement à l'orthose, qui, ici, est restée inaltérée. Celle-ci se présente enchevêtrée avec de l'albite à l'état

de micropertthite. Le tout est souvent mâclé suivant la loi de Carlsbad. La biotite se présente en petites écailles vertes.

L'espèce de roche décrite ci-dessus, peu ou pas porphyrique, se change progressivement en une roche de nature porphyrique plus prononcée, comme j'en trouvai plus haut dans le Val Rossiga près d'Alpe Piazza Bruno et au Sud d'Alpe di Oline, entre le Val Crevest et le Val Molinara. La structure panidiomorphe va s'effaçant, alors que le plagioclase devient plus fréquent, et se présente aussi sous forme de phénocristaux.

Il existe des transitions graduelles entre ce granite leucocrate porphyrique et la granodiorite normale. On peut les observer le plus nettement aux affleurements sur la crête entre le Val Crevest et le Val Molinara. Les différences de dimensions entre les phénocristaux et les cristaux de la pâte diminuent de plus en plus, la roche s'enrichit progressivement de plagioclase et de biotite, et finit par ne plus présenter de différence fondamentale avec les granodiorites du Val Troggia. Cependant elle ne présente pas à l'extérieur cette fraîcheur qui caractérise ces dernières, et elle est d'habitude sensiblement plus altérée.

En rapport avec le granite leucocrate, il faut encore mentionner une roche bleue foncée à grains fins qu'on rencontre par-ci par-là dans le Val Rossiga (aussi en quelques localités du Val Marcia), combinée sous forme de *schlieren* avec ce granite.

Au microscope cette roche paraît avoir une composition de quartzdiorite biotitique avec de l'amphibole comme élément coloré. Parfois des phénocristaux de plagioclase la rendent porphyrique, ailleurs on trouve des accumulations de petites écailles de biotite souvent complètement transformées en chlorite et en calcite. On rencontre aussi des pores miarolitiques remplis de quartz dans lequel les extrémités des plagioclases et des biotites font librement saillie. Indépendamment de la présence sporadique de plagioclases porphyriques, la structure de la roche est de panidiomorphe à hypidiomorphe. Cette première structure s'est développée là où le quartz a des contours polygonaux. La roche a donc probablement subi une cristallisation rapide. Là où cette association curieuse de la roche décrite ci-dessus avec le granite leucocrate s'observe sur une surface d'affleurement lissée par l'action atmosphérique, on tendrait à croire que la roche acide leucocrate a refondu et brisé la roche fixe mélanocrate pour la luter ensuite comme une brèche éruptive au cours de la solidification.

En effet, la roche mélanocrate forme souvent des noyaux isolés arrondis ou anguleux, que la roche leucocrate entoure en forme de *schlieren*.

Cependant, il faut être prudent en appliquant la conclusion tirée ci-dessus. L'examen microscopique montre en effet que dans le contact entre les deux espèces de roches, les bords des feldspaths sont complètement idiomorphes du côté où ils touchent la masse foncée finement grenue, qui, elle, épouse partout exactement les contours des feldspaths.

La coupe polie de l'échantillon nous montre comment les feldspaths rectangulaires peuvent parfois à ce contact perdre leur cohésion avec la roche leucocrate, de manière à se trouver complètement libres au milieu de la roche mélanocrate encaissante.

Nous voyons donc que d'une façon générale les feldspaths de la roche leucocrate présentent un développement idiomorphe, par opposition à la masse cristalline finement grenue de la roche mélanocrate. Néanmoins, on voit par endroits la biotite de la roche foncée saillir dans les feldspaths de la roche leucocrate. Ce phénomène est encore plus prononcé dans le contact: quartz de la roche leucocrate contre la masse finement grenue de la roche mélanocrate. La forme généralement arrondie du quartz de la roche leucocrate s'est maintenue, mais la biotite et le feldspath contigus de la roche foncée sont partout idiomorphes. Il résulte donc de ces faits que la cristallisation des deux espèces de roche doit avoir eu lieu à peu près simultanément, et que la période de cristallisation de la roche leucocrate embrasse celle de la roche mélanocrate.

Le fait que la cristallisation de la première espèce a pris plus de temps que la cristallisation de l'autre est par ailleurs conforme aux structures respectives et au fait que, d'habitude, les magmas acides sont plus visqueux que les magmas basiques, et se solidifient plus lentement.

A mon avis, ces roches porphyriques leucocrates doivent être considérées comme étant un faciès marginal du massif granodioritique, et ont été formées simultanément avec l'intrusion de ce massif. En aucun cas ne leur attribuerai-je un âge permien, comme le fait PORRO (24, p. 626 & 25, p. 1055), en les considérant comme un faciès intrusif de porphyres quartziques permien.

PORRO argumente son hypothèse au moyen de l'analogie que présenteraient au point de vue minéralogique les granites leucocrates et les porphyres permien (24, p. 626). Pour ma part, je n'ai jamais rien pu trouver qui fasse penser à cela; au contraire: j'ai toujours été frappé par leur différence caractéristique au cours de l'examen de multiples échantillons.

Je n'ai pas pu constater davantage la présence de ces deux espèces de roches à proximité l'une de l'autre. Les minces filons de porphyre quartzique que j'ai trouvés dans le Val Rossiga ont été intrudés beaucoup plus tard dans le granite leucocrate, et sont par conséquent d'autant plus jeunes. Sur le versant droit du Val Marcia, dans la fenêtre cristalline, il se trouve un affleurement de quartzporphyre qui ne présente, pour autant que j'aie pu le contrôler, aucune transition en granite leucocrate. Ce dernier se rencontre plus en aval, mais alors en combinaison avec les roches granodioritiques. Il en est de même dans le Val Rossiga et au Sud d'Alpe di Olino, où les granites leucocrates alternent continuellement avec les granodiorites. Les transitions graduelles que j'ai trouvées me font estimer peu probable que le granite leucocrate serait la preuve d'une intrusion ultérieure dans le massif granodioritique déjà solidifié.

L'intrusion granodioritique date probablement de l'époque pré-permienne. Comme arguments à l'appui de cette hypothèse je considère en premier lieu l'absence de filons de granodiorite dans le Verrucano permien, puis, les phénomènes de pression qui provoquèrent la formation d'épigneiss à caractère nettement orthogénique, et qui présentent toutes les transitions à la granodiorite pure. Il va de soi que le caractère cata-

clastique de ces roches prend son origine dans le plissement alpin qu'elles durent subir.

Un problème non encore éclairci est l'objection formulée jadis par SALOMON (29, p. 262) contre une origine prépermienne: l'absence de galets granodioritiques dans le Verrucano. Il ne faut cependant pas perdre de vue que, actuellement, le Verrucano, là où il repose sur la culmination cristalline, en est séparé par une discordance tectonique, et peut avoir été formé hors de la région des roches de profondeur.

G. Enclaves.

Dans la granodiorite de Val Troggia, particulièrement sur le versant à l'Est de Ponte dei Ladri, se trouvent de nombreuses enclaves schisteuses, parfois en de tels amoncellements, que la roche encaissante n'entoure plus que comme des *schlieren* les enclaves schisteuses anguleuses et foncées.

Les enclaves étudiées par moi étaient toujours formées d'amphibolite, accompagnée de plus ou moins de biotite. L'amphibole pléochroïque vert-pâle est très serrée au centre de l'enclave et parfois interpénétrée avec de la biotite, qui, elle, forme aussi des chaînes ininterrompues dont l'axe longitudinal est alors posé droit en travers sur le sens général de la schistosité.

L'angle d'extinction maximum de l'amphibole est de 15—20°. Exceptionnellement je trouvai aussi 23°.

De petits grains irréguliers de pyroxène se trouvent sporadiquement entre les autres éléments, mais je n'ai pu découvrir de pyroxène rhomboédrique ou monoclinique, qui, comme le dit PORRO (25, p. 1061), constituerait le noyau des cristaux d'amphibole.

Je n'ai pas davantage pu trouver de minéraux de contact caractéristiques. Le sphène se présente toujours comme produit d'altération de l'ilménite, présente en quantités très considérables. Le sphène se rencontre aussi sous forme de grains irrégulièrement formés, comme minéral accessoire primaire. Sur les lignes de séparation d'avec la roche encaissante on remarque une corrosion magmatique prononcée: les feldspaths de la roche granodioritique ont pénétré dans les cristaux d'amphibole et les ont assimilés en partie, alors que les cristaux rescapés ne présentent plus que des bords irréguliers et estompés. Eparpillés un peu partout dans la roche englobante, on trouve des cristaux d'amphibole et de biotite isolés ou en petits agrégats qui témoignent d'enclaves schisteuses presque complètement assimilées.

La roche encaissante est une granodiorite riche en quartz, à grains légèrement plus gros que ne le sont habituellement ceux des granodiorites du Val Troggia, et à structure hypidiomorphe particulièrement bien développée.

Il faut également mentionner le grand nombre de fines aiguilles d'apatite.

H. Métamorphisme de contact.

Partout à proximité des roches de profondeur il est très répandu. Il est en général le mieux développé dans les schistes cristallins à

proximité immédiate du contact. Il se manifeste d'habitude par une forte augmentation de biotite en majeure partie foncée et dont le caractère secondaire ne fait pas de doute. Les écailles de biotite sont presque toujours fraîches; par endroits elles sont si pressées, qu'au microscope il n'est plus possible de déterminer la nature de la roche originelle. La masse de biotite s'y entortille en cordons autour des feldspaths fortement séricitisés, qui contiennent eux-mêmes de toutes petites paillettes, en général rondes, de biotite (voir fig. 8). Cette augmentation de biotite, qui se produit fréquemment lors des métamorphismes de contact (cf. aussi: 11, p. 790), doit probablement être attribuée à un apport de potassium tiré de la roche encaissante.

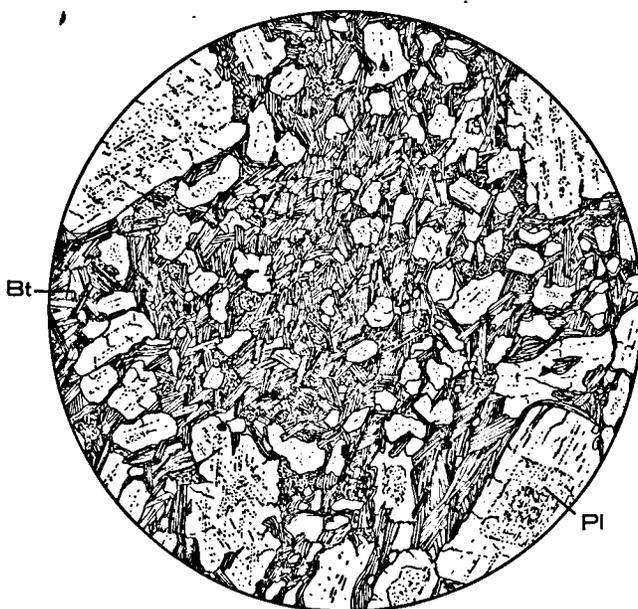


Fig. 8.

Augmentation de biotite par suite de métamorphisme de contact.
Lumière parallèle, gross. 13 X.

Dans les gneiss à biotite surtout, des minéraux de formes arrondies, fortement altérés en séricite vers les bords et en serpentine vers le centre, se présentent souvent. Il n'est pas rare qu'ils contiennent également les petites paillettes de biotite mentionnées ci-dessus. Je me range à l'avis de SALOMON qui décrit les mêmes symptômes (29, p. 257), et qui les estime être de la cordiérite; je n'ai pas trouvé d'enclaves de cordiérite-spinelle, comme en a décrit SALOMON, dans les roches éruptives de la Valsassina.

Là où malgré la séricitisation et l'imprégnation de limonite, on peut encore reconnaître le rapport entre le quartz et le feldspath, on observe une structure en mosaïque. Il me paraît que dans beaucoup de cas nous

avons affaire ici à un métamorphisme de contact par injection de veines aplitiques acides entre les plans de schistosité des gneiss.

J'ai réussi à observer une pareille injection en beaucoup plus petit dans une coupe-mince du contact entre une roche granitique acide et un gneiss à biotite provenant des environs de la Centrale Electrique dans le Val Troggia. On y distingue très nettement comment une mince veine quartzeuse se sépare de la roche granitique pour s'ingérer de biais entre les matériaux schisteux. Sur le terrain, ces sortes de gneiss d'injection paraissent rubanés, en raison de l'alternance des couches claires et foncées. Ces roches sont fréquentes surtout sur les pentes de la Cima d'Agrella. Sur la croûte brune de l'altération, on voit nettement les veines pegmatitiques blanches se détacher légèrement en relief. Ceci provient de ce que ces veines, souvent fortement plissées, ont été moins attaquées par l'érosion. Au microscope on constate que ces veines sont formées de matériaux pegmatitico-granitiques, dans lesquels l'on peut parfois encore distinguer avec netteté une structure granuleuse hypidiomorphe. Dans la plupart des cas ces veines ne se composent plus que de quartz hydrothermal.

Les couches foncées par contre ont un caractère schisteux bien défini, et présentent les symptômes susmentionnés de métamorphisme de contact.

Comme je l'ai déjà dit, ces roches sont parfois plissées hélicitiquement.

Ce plissement est alors probablement secondaire, et se sera produit lors de l'intrusion des matériaux magmatiques, provoqué par la pression intérieure dans la solution pegmatitique chargée de gaz.

Ceci est prouvé par un échantillon pris aux environs de Cortabbio, dans lequel des faisceaux de cristaux d'*andalousite* s'échelonnent parallèlement au plissement hélicitique.

Le Val Rossiga me fournit un cas curieux d'un métamorphisme de contact à même une enclave. Il s'agit de la transformation d'un sédiment enclavé originellement riche en Al_2O_3 , en un agrégat fibreux de *sillimanite*. Les aiguilles séparées s'entortillent en cordons serrés autour des restes de matière carbonneuse ou de minerai de fer, qui ont servi de points de concentration. La roche granitique encaissante a probablement subi des influences pneumatolytiques, car les feldspaths se sont partout changés en des agrégats de muscovite en forme de rosettes.

3. Roches filoniennes.

Dans le terrain exploré on trouve deux types de roches filoniennes que je traiterai séparément, vu qu'elles jouent des rôles assez indépendants, et qu'elles présentent des différences frappantes avec les roches de profondeur qui se trouvent à proximité.

A cet égard elles s'opposent aux roches filoniennes acides du bord méridional du massif granodioritique, qui, elles, ont la structure d'une roche de profondeur.

Les roches filoniennes qui vont être décrites ci-dessous, peuvent être classées en deux espèces dont l'une ressemble le plus à une diorite-porphyrite, alors que l'autre a un caractère aplitique.

A. Diorite-porphyrite.

Les roches filoniennes ainsi dénommées affleurent dans le Val Marcia et dans le Val Rossiga. L'affleurement dans le Val Marcia a seul les dimensions qui justifient une place propre sur la carte. Comme on peut le voir, il y forme un mince filon parallèle au filon de porphyre quartzique.

La diorite-porphyrite dont il s'agit ici a généralement une croûte d'altération brune. La brisure fraîche est bleue-verte à cause de la grande quantité de chlorite secondaire et on y distingue déjà le scintillement des minces plagioclases innombrables de la pâte.

Le microscope nous révèle la forme large et trapue des phénocristaux de plagioclase. Ils sont toujours altérés en agrégats de séricite dont les paillettes ont entr'elles la même orientation optique qui les rend uniformément lumineuses ou éteintes. Sur les bords on trouve communément une zone d'altération en une substance terreuse vue à la lumière du jour, et qui est formée de grains de calcite et d'épidote fortement réfringents.

Dans la pâte nous trouvons surtout des minces baguettes de plagioclase, souvent aussi bien zonées que les phénocristaux, mais généralement moins altérées. Elles gisent pêle-mêle et présentent une structure ophitique caractéristique.

L'espace qui reste est comblé de quartz et de déchets d'altération de la biotite(?), à savoir: de la chlorite, des grains de minerai de fer, et de la calcite.

Comme composants accessoires on trouve des aiguilles d'apatite ainsi qu'une grande quantité de grains de minerai sous la forme de magnétite titanifère et de pyrite.

Quoique ces roches se rapprochent davantage des mélaphyres quant à leur structure, je leur ai néanmoins donné le nom de porphyrite, attendu qu'elles prennent leur origine dans le magma granodioritique.

B. Aplite.

Ces filons aplitiques très acides constituent une toute autre espèce de roche. Ils parcourent par-ci par-là le granite leucocrate du Val Rossiga.

Les filons que j'ai trouvés affleurants (e. a. sur le sentier au-dessus de la pente gauche du Val Rossiga) ont une épaisseur de: $\pm \frac{1}{2}$ m. La roche composante est beaucoup plus dure et plus compacte que le granite leucocrate encaissant. La couleur en est rosée, et l'aspect général rappelle les granophyres de la région porphyrique de Lugano. Cependant le microscope nous apprend qu'il n'est pas question d'une structure granophyrique. Nous voyons au contraire un bel agrégat panidiomorphe de quartz et d'orthose (le plagioclase est totalement absent), contenant des phénocristaux de quartz et de micropertithe, ces derniers moins nombreux. Ces phénocristaux ne doivent s'être solidifiés que lorsque la pâte avait déjà commencé à se cristalliser. La preuve en est la ligne brisée que dessine la limite entre les phénocristaux et la pâte, et qui est causée par la pénétration partielle dans les phénocristaux de l'agrégat panidiomorphe

de quartz et d'orthose. La biotite, assez rare, forme le seul élément coloré.

Les filons décrits ci-dessus représentent probablement un faciès filonien du granite leucocrate, attendu que leur structure trahit parfois des formes transitionnelles de l'un en l'autre.

4. Tuffoïdes basales.

J'ai trouvé en outre dans mon terrain, entre les schistes du substratum et la série porphyrique, ce qu'on est convenu appeler les „tuffoïdes basales”.

Il me fut impossible de déterminer l'épaisseur de cette roche dans un profil, mais elle me semble devoir être de 25 m approximativement. Par mesure de clarté j'ai exagéré un peu cette épaisseur sur la carte et sur les profils.

A part les localités entre les schistes du substratum et la série porphyrique, je trouvai encore des tuffoïdes basales au milieu des schistes cristallins sur la pente droite du Val Varrone, de même que dans la zone de charriage orobique, là où celle-ci croise le Val Varrone. Je reviendrai dans la suite à ces localités spéciales.

Il est en général facile de reconnaître les tuffoïdes basales sur le terrain à leur couleur foncée. Elles sont parfois bleues-noires, criblées d'innombrables petites taches blanches causées par les enclaves. Parfois aussi la couleur tire sur le gris-vert, ou bien des *schlieren* verts alternent avec des masses noires. A l'oeil nu, le caractère tuffogène est souvent déjà reconnaissable à des enclaves de feldspath d'un blanc laiteux.

Sur la superficie altérée comme sur les diaclasses, on trouve toujours de la limonite.

Comme JONG l'avait déjà constaté, l'examen microscopique permet de distinguer entre des variétés plus tuffeuses, à petites enclaves anguleuses dans une pâte dévitrifiée épaisse, et des variétés dont la pâte n'entoure plus qu'en minces *schlieren* les enclaves beaucoup plus grandes et beaucoup plus serrées les unes contre les autres.

En lumière parallèle les coupes-minces d'échantillons de l'espèce tuffeuse, nous montrent des fragments anguleux dans une pâte épaisse jaune-brune. Entre les nicols croisés on voit que cette pâte est formée d'un agrégat très fin et inextricable de séricite et de paillettes de chlorite. Les plus petites enclaves paraissent seules être formées de fragments de quartz ou de feldspath à extinction onduleuse. Cependant, un examen plus approfondi révèle souvent que ces fragments ont été détachés d'un agrégat allotriomorphe de quartz et de feldspath.

Ces fragments sont alors si petits que la plupart d'entr'eux ne présentent qu'un seul des grains de l'agrégat allotriomorphe.

J'ajoute que je n'ai jamais trouvé de pâte porphyrique autour de ces quartz et ces feldspaths qui ressemblent à des phénocristaux. Les morceaux plus gros sont visiblement formés d'un agrégat à gros grains endentés de quartz tout seul ou de quartz et de feldspath avec des paillettes de mica. On trouve parfois aussi des fragments de quartz très cataclastiques à „structure bétonnée” bien développée.

Il ne saurait y avoir de doute que tous ces fragments sont de provenance du substratum cristallin.

Dans les échantillons de la seconde variété, ce sont surtout les fragments composés et les morceaux de „mörtelquarz” qui sont sensiblement plus grands. Autour d’eux la pâte s’entortille en cordons de séricite et de chlorite.

Les roches de cette espèce manifestent en général mieux que celles de la première, les symptômes d’une forte pression unilatérale.

Un système de joints plus ou moins parallèles représente parfois très clairement dans la coupe mince, comment les parties entre deux brisures ont glissées en forme d’escalier les unes le long des autres.

La tourmaline enfin, est présente un peu partout. Elle est probablement d’origine secondaire.

Comme minéraux accessoires on trouve surtout de la pyrite, puis de la magnétite, du zircon et de l’apatite.

Il ressort clairement de ce qui précède que les tuffoïdes basales étudiées par moi diffèrent de celles qu’ont décrites COSLJN (10, p. 262), JONG (16, p. 61), et KLOMPÉ (17, p. 264), par l’absence de fragments de porphyre.

Au cours d’une conversation avec Mr. JONG, celui-ci me concéda avoir surestimé la proportion des matériaux porphyriques dans les tuffoïdes basales du terrain étudié par lui.

L’on peut toutefois s’attendre à trouver des matériaux porphyriques dans ces roches dont la pâte vitreuse a révélé le caractère tuffogène, quoiqu’ils puissent faire complètement défaut par endroits.

L’explication que COSLJN donne de la genèse des tuffoïdes basales me paraît inadmissible.

A mon avis il faut, bien plutôt qu’à une coulée de lave, penser à des explosions gazeuses d’un magma encore très liquide. Le ciment fut surtout du verre. Il n’y avait encore ni croûte solidifiée autour du magma, ni phénocristaux déjà cristallisés, en raison de quoi il n’y eut guère de cristaux ni de fragments de porphyre d’entraînés.

Le ciment volcanique était donc surtout du verre luté, et les matériaux élastiques plus grossiers furent presque exclusivement fournis par le substratum cristallin. De cette manière il se forma un tuf lythique comme l’entend PERSSON (23, p. 201).

5. Roches d’épanchement.

Entre le cristallin et le Verrucano on trouve à peu près partout une nappe de roches porphyriques qu’on doit considérer comme des roches d’épanchement du massif granodioritique.

Du côté Nord de la culmination cristalline il n’en affleure qu’une mince couche, entre le col juste au Nord de la Cima d’Agrella et la cabane „ALBERTO GRASSI”.

La partie Est de cette couche de porphyre se trouve sur une mince bande de tuffoïdes basales, la partie Ouest se trouve immédiatement sur la granodiorite.

A l’Est de la cabane „ALBERTO GRASSI” on ne trouve plus que des

tuffoïdes basales entre le Verrucano et les schistes, la couche porphyrique y a donc été coincée, alors qu'elle reprend une épaisseur croissante dans le terrain étudié par JONG. A l'Ouest du col déjà cité, au Nord de la Cima d'Agrella, le porphyre est également absent. Au Sud de la culmination cristalline le porphyre forme une nappe qui atteint jusqu'à quelques centaines de mètres d'épaisseur, et qui a probablement été encore plus épaisse à l'origine, vu qu'elle est coupée en biais par la faille Baiedo-Val Torta. En outre, on trouve de petits affleurements de porphyre dans le Val Marcia, et sur la pente entre la Bocchetta di Foppabona et le Monte Foppabona.

Si l'affleurement du Val Marcia a un caractère nettement filonien, il m'a semblé devoir considérer celui de la Bocchetta di Foppabona comme un diatrème. Le profil plus encore que le terrain nous rend difficile de relier le porphyre de la Bocchetta di Foppabona à la nappe porphyrique qui flanque les côtés Nord et Sud de la culmination. Comme argument sérieux contre ce lien nous avons l'absence de tuffoïde basale à la base de cet affleurement. Sa forme ovale, et le fait qu'il est formé de tuf porphyrique, me font supposer avoir affaire ici à un diatrème.

D'une façon générale, les porphyres, comme les roches filoniennes déjà décrites, doivent être considérés comme le faciès extrusif du magma granodioritique. En effet, l'examen microscopique démontre qu'ils tiennent le milieu entre des porphyres quartziques et des porphyrites quartziques.

Pour plus de commodité nous parlerons dans l'exposé qui suit de „porphyre”, mais il ne faudra pas perdre de vue qu'il s'agit toujours de roches transitionnelles entre les deux extrêmes susnommés.

A. Quartzporphyres - Quartzporphyrites.

Sur le terrain ces roches se font remarquer par leur croûte d'altération brune-jaune. Elles se fendent sur des plans de brisure irréguliers. Sur une cassure fraîche elles montrent une pâte grise, ou aussi d'un blanc laiteux, dans laquelle on distingue aisément les phénocristaux vitreux du quartz de ceux plus troubles du feldspath. Ces derniers atteignent jusqu'à une taille de 1 cm.

Au microscope nous voyons que les phénocristaux de quartz ont en général une forme assez arrondie et ont été souvent considérablement corrodés par le magma. Il n'est pas rare qu'ils aient une zone cryptographique, à laquelle je reviendrai encore dans la suite.

En quelques rares occasions ces phénocristaux de quartz ont une forme bi-hexaédrique.

Je trouvai aussi des petits cristaux de zircon et de biotite enclavés dans le quartz, de même que des inclusions rectangulaires ou en losanges dont l'orientation optique est identique à celle du cristal incluant, et qui contiennent une bulle immobile. Un faible agrandissement nous montre des rangées de poussières, qui, fortement agrandies, apparaissent comme des inclusions liquides irrégulièrement formées dans lesquelles se trouve souvent une bulle mobile. Ces bulles ont un diamètre de $\frac{1}{2}$

à 1 μ . Des inclusions rhomboédriques vitreuses à bulle immobile contre le bord se rencontrent aussi.

L'orthose est fréquente en grands cristaux idiomorphes souvent mâclés suivant la loi de Carlsbad.

Plus spécialement dans le Val Marcia, les porphyres contiennent, à côté de quartz, aussi beaucoup de phénocristaux de plagioclase. Ce dernier est peu altéré et présente sous le microscope une répartition régulière de paillettes de muscovite sur toute sa surface.

Des agrégats de plusieurs plagioclases comprimés ensemble ne sont pas rares. Le pourcentage d'anorthite, déterminé à l'aide de la méthode de FEDEROW, se trouva être en moyenne un peu inférieur à celui du plagioclase dans les granodiorites (voir le tableau).

N ^o .	localité	lamelles	loi de mâcle	% d'anorthite
69	près d'Alpe Sasso diretto	1—2	Albite-Ala A	32 %
		1—2	Albite	36 %
		1—3	Ala	43 %
78	Val Marcia	1—4	Albite-Ala A	± 42 %
		2—3	Albite-Ala A	36 %
		2—4	Ala	37 %
		3—4	Albite	34 %
142 ^A	route le long du Val Rossiga	1—2	Albite	33 %
240	id.	1—2	Albite-Ala A	33 %

La biotite n'est jamais fraîche, mais toujours altérée, parfois en chlorite, mais habituellement simplement blanchie en déposant des particules de minéral de fer qui peuvent remplacer complètement la biotite originelle.

Comme minéraux accessoires on trouve encore du zircon (très idiomorphe), de l'apatite, de la magnétite et de la pyrite.

La pâte est rarement formée d'un agrégat microgranitique fin, et a en général subi une dévitrification microfelsitique dont il résulte un mélange de quartz et de feldspath allotriomorphes, troublé par l'altération en sérécite.

Dans quelques coupes-minces la pâte montra une formation de *sphérolites*. Celles-ci, qui montrent souvent des transitions graduelles en agrégat de quartz et feldspath irrégulièrement dévitrifié, sont de natures diverses. Dans un échantillon des environs d'Introbio je trouvai dans une pâte, microfelsitique par ailleurs, des accumulations locales de petites sphérolites de forme rarement bien ronde mais plutôt en sections de

sphères fractionnées. En lumière parallèle elles présentent sous le microscope des taches claires translucides dans la pâte brune-claire. Même le plus fort agrandissement avec condenseur abaissé ne révèle dans ce cas de structure radiaire ni de délimitation entre elles des sphérolites. Ce n'est qu'avec les nicols croisés que l'on voit séparément les sphérolites, qui présentent nettement une croix noire avec un caractère optique négatif.

Le centre des sphérolites est souvent, quoique pas toujours, formé par un agrégat rond de paillettes de séricite, issues probablement de feldspath.

Les taches, dans la pâte, variant du brun-clair au gris, paraissent être formées également d'agrégats de sphérolites, dont les individus, pris séparément, ne sont pas très nettement délimités, mais manifestent au contraire une construction radiaire très nette de tiges minérales. La croix noire n'est en général pas très bien visible, mais là où elle est mieux développée, elle présente parfois la particularité suivante: Lorsqu'on fait tourner la table, une des branches de la croix semble tourner en sens inverse, jusqu'à ne plus former qu'un faisceau avec l'autre branche, et rendre foncés deux quadrants diagonalement opposés. Si l'on continue à tourner, on verra d'abord la croix noire se reformer, puis les deux branches se fondre encore en un faisceau, mais dans les deux autres quadrants cette fois, et ainsi de suite. Si l'on fait donc faire à la table une révolution complète, on verra 4 fois la croix noire, et dans les 4 positions intermédiaires une seule paire de quadrants diagonalement opposés se trouvent deux fois claires et deux fois noires.

Ici aussi la croix noire a un caractère négatif.

Les sphérolites qui se trouvent sur la limite entre les zones occupées par les deux espèces différentes, présentent chacune en partie les propriétés de la première, en partie celles de la seconde espèce. Ces sphérolites doivent donc bien être considérées comme identiques au fond.

Il n'est pas aisé d'arriver à une conclusion quant à la substance minérale dont ces sphérolites sont composées. La translucidité de la première espèce nous suggère du quartz, alors que le caractère optique négatif de la croix noire élimine cette possibilité. La présence de „Gespannte Glaskugeln", dont la description donnée par ROSENBUSCH (28, p. 809) correspond à peu près aux symptômes observés, me paraît peu probable dans ces porphyres permien. Celle de sphérolites de feldspath ne me le semble guère davantage. Le plus admissible me semble de ranger ces sphérolites dans les *felsosphérites* (ROSENBUSCH, 28, p. 801). La substance à formation radiaire me semble être formée par une concrescence granophyrique de quartz et de feldspath, si fins dans les sphérolites translucides décrites en premier qu'on ne peut plus les reconnaître comme tels, mais un peu plus gros dans les sphérolites brunes-claires troubles.

Dans un échantillon des environs de C^{ne} di Nava, je trouvai dans une même sorte de pâte encore quelques sphérolites plus grandes, qui, en lumière parallèle, se détachent en brun-jaune sur le fond gris-clair de la pâte. A nicols croisés on voit qu'elles ont un caractère optique positif. Les taches brunes-jaunes éparpillées parfois très irrégulièrement dans la pâte paraissent être formées de la même substance. On peut les

considérer comme des fragments de grandes sphérolites. Si l'on fait faire à la table une révolution complète, une des branches de la croix se meut en éventail sur tout le champ visuel.

Nonobstant le caractère optique positif de ces sphérolites, je ne crois pas avoir affaire ici à des sphérocristaux de quartz vu qu'ils ne sont pas assez translucides pour cela. Tout comme les précédentes je les considère comme des felsosphérites. Le phénomène des petites sphérolites à caractère optico-négatif et des grandes à caractère optico-positif a été constaté par ROSENBUSCH (28, p. 800), dans le felsophyre du Wendenkopf dans l'Odenwald, et paraît se présenter aussi dans d'autres porphyres.

Dans un quartzporphyre du Val Rossiga, la pâte présente des agrégats de tiges de quartz et de feldspath, à structure faiblement radiaire. Ces *pseudosphérolites* sont rarement rondes, en général leur habitus est irrégulier.

Dans les porphyres à pâte sphérolitique surtout, mais aussi dans les autres, il n'est pas rare de trouver des *auréoles* autour des phénocristaux de quartz. Dans plusieurs cas elles se composent indubitablement d'agrégats de quartz et de feldspath *micro-granophyriques*. En lumière parallèle on voit nettement une condescence très fine de tiges de quartz translucides et bizarres, avec des grains de feldspath troubles et moins réfringents. Un seul phénocristal de quartz présenta le phénomène d'une telle zone marginale granophyrique s'éteignant et s'éclairant en même temps. Mais à une petite distance du phénocristal de quartz ce rapport optique dans la zone marginale cesse brusquement. L'extinction et l'éclairement uniformes se présentent bien encore par endroits, mais ils y sont indépendants de ceux du phénocristal; quant au reste de la zone marginale, elle manque totalement de l'orientation optique caractéristique des agrégats granophyriques. Des phénomènes analogues ont été décrits par KUENEN (18, p. 165).

Ces condescences de quartz et de feldspath se rencontrent aussi autour des agrégats de quartz allotriomorphes à gros grains. Elles ne présentent nulle part l'extinction et l'éclairement uniformes caractéristiques, et forment souvent, en allant vers la périphérie, des éventails de tiges divergentes de quartz et de feldspath.

En d'autres cas encore, les phénocristaux de quartz sont entourés d'un anneau, nettement délimité à l'intérieur, qui donne l'impression comme si de fines poussières s'y trouveraient répandues. Une zone marginale de cette espèce est toujours une continuité optique du phénocristal, et est probablement une auréole *crypto-granophyrique* insoluble au microscope (voir aussi 18, p. 167).

B. Tufs.

Dans les horizons plus élevés de la série porphyrique je trouvai par-ci par-là quelques tufs. Cependant aucun rapport notable ne put me fournir quelque donnée concernant l'épaisseur et la position stratigraphique de la série des tufs.

Les échantillons étudiés étaient tous des tufs à cristaux avec quelques transitions vers les tufs lythiques. Dans mon terrain je ne trouvai point de tufs vitreux avec la structure vitroclastique décrite par PRUSSON (23, p. 191).

a. Tufs volcaniques à cristaux.

Un échantillon pris dans l'horizon supérieur du porphyre du Val Piana me fournit un exemple de tuf volcanique à cristaux, très finement stratifié. A l'oeil nu il semble être une roche glaiseuse à couches alternativement claires et foncées, qui, au microscope se révèlent composées de matériaux plus grossiers et plus fins, et souvent nettement séparées. Dans les couches les plus fines nous ne voyons plus qu'un agrégat serré de paillettes de séricite.

Dans les couches plus épaisses les paillettes de séricite sont moins nombreuses, elles sont plus éparpillées et ont en partie des dimensions plus considérables. On y trouve en outre une grande quantité de fragments anguleux de cristaux de quartz. Les éventuels morceaux de feldspath ont été rendus méconnaissables par la séricitisation. De petits cristaux de zircon ne sont pas rares, et il y a une quantité considérable de particules de minerai de fer altérées en limonite.

Dans le coin Sud-Est du terrain, entre Cortenova et la Bocchetta d'Olino, on trouve presque toujours entre le Verrucano et la formation au-dessous (soit granite leucocrate, dans le Val Rossiga, soit schistes cristallins) une très mince couche de tuf. Le tuf coloré du violacé au brun-rouge est souvent bien schisteux; parfois, comme on peut le voir le long du sentier au-dessus du Val Rossiga, il présente un clivage en deux sens, qui le fait s'effriter en petits morceaux de forme prismatique. Au microscope on voit qu'il est aussi un tuf volcanique à cristaux, quoique par endroits on rencontre de petits morceaux de quartzporphyre. Les fragments de cristaux sont beaucoup plus grands que dans l'échantillon du Val Piana et se composent d'orthose à côté du quartz. Je n'y ai pas trouvé de plagioclase. La pâte est finement séricitisée et recouverte d'une matière épaisse formée de petits grains de minerai de fer partiellement altérés en limonite.

Plus haut dans le Val Rossiga, entre le granite leucocrate et la haute paroi de Verrucano en dessous de la Cima d'Olino, le tuf est moins schisteux et a une couleur grise. Il a un aspect compact, et, sous le microscope, on ne voit pas grand'chose d'une stratification.

A part les fragments de cristaux trouvés dans les échantillons précédents, on rencontre dans cette roche une grande quantité de petits morceaux de quartzporphyre. Ces morceaux sont en général en pâte micro-cristalline, il est rare que l'on y rencontre un phéno-cristal de quartz. On a donc affaire ici à une transition en tuf lythique.

Il nous reste maintenant encore à parler des :

b. Tufs de porphyrite à pyroxène.

Quoique contenant pour la plupart des fragments de cristaux, je constatai aussi quelquefois la présence de petits morceaux de porphyrite,

ce qui me fit conclure à une forme transitionnelle en tufs lythiques.

Je les ai trouvés qui affleurent sur la crête entre la Bocchetta di Foppabona et le Monte Foppabona, et j'en connais aussi un échantillon pris dans le porphyre du Val Troggia. Ce dernier échantillon prouve le mieux le caractère tuffogène de ces roches. De petits morceaux nettement délimités de porphyrite verdâtre gisent dans une pâte à teintes parfois violacées ce qui provoque un aspect général assez bigarré. Sporadiquement on voit aussi des enclaves de feldspath délavées en brun-jaune.

Les tufs de porphyrite de la première localité ont une couleur rouge-brune uniforme et sont légèrement stratifiés. Sur la brisure fraîche on ne peut pas distinguer de minéraux avec quelque netteté, mais dans les couches plus grosses on reconnaît un agrégat cristallin très serré.

Au microscope on remarque immédiatement la quantité sensiblement moindre de quartz, de même que la grande quantité de minerai de fer secondaire altéré en limonite. Comme élément incolore enclavé dans la pâte, on trouve le plagioclase, souvent encore assez frais, ailleurs passablement altéré, soit en agrégat serré de séricite, soit en calcite mêlé à des grains de quartz périphériquement concentrés.

Il n'est pas rare que les contours du feldspath soient accentués par une mince bordure d'*opacite*, et le quartz se rencontre par endroits sous forme de fragments de cristaux. Comme importante enclave minérale d'élément coloré il faut citer le pyroxène, qui est toujours complètement altéré, mais que l'on peut reconnaître comme tel à sa bordure d'*opacite*, habituellement mieux développée que celle des plagioclases, et montrant souvent les coupes basales octogonales ou carrées des pyroxènes.

Le dépôt de minerai de fer ne s'en tient pas aux bords du pyroxène, mais quelquefois il progresse vers le centre, jusqu'à remplir même en quelques cas tout le cristal, qui semble ainsi être devenu un énorme grain de minerai. Lorsque ce processus n'en est pas encore à ce stade, l'intérieur du pyroxène présente toujours, comme produit d'altération, de la chlorite fortement pléochroïque, à savoir :

// base: vert foncé, ⊥ base: vert clair.

La couleur de polarisation est blanc-jaunâtre pour le premier ordre, mais est en général dominée par la couleur propre. Cette chlorite n'est donc certainement pas la pennine si généralement répandue, mais elle est probablement du *clinocllore*.

On la rencontre aussi en paillettes détachées entre les autres enclaves minérales, et apparemment sans aucun rapport avec celles-ci.

Dans la masse chloritique on trouve continuellement de petits grains d'épidote très réfringents, de même que des cristaux primaires idiomorphes d'apatite.

Parmi les formations mentionnées ci-dessus, dont les formes sont manifestement propres au pyroxène, il y en a quelques unes qui peuvent devoir être attribuées à l'amphibole. Les enclaves porphyritiques contiennent de longs phénocristaux rectangulaires de plagioclase en une pâte très serrée et inextricable, et davantage parsemée de particules de minerai que ne l'est la pâte du tuf. Celui-ci se trouve d'habitude être tellement altéré qu'il est impossible de retrouver sa structure originelle.

III. STRATIGRAPHIE.

A l'origine, le recouvrement sédimentaire dans le terrain étudié forma une sorte de manteau autour de la culmination cristalline. L'érosion découvrit peu-à-peu le noyau de la culmination, en laissant les sédiments tout autour. Au Nord ils sont limités par le charriage orobique, et au Sud je les portai en carte jusqu'à la faille Baiedo-Val Torta, qui établit le contact immédiat entre les calcaires triasiques et le Permien. L'affleurement comprend le Permien et la série inférieure du Trias: le Servino.

Etant donné que la succession normale des couches se trouve partout interrompue par des écaillés, il fut impossible de relever, où que ce fût, un profil stratigraphique, et il fallut se contenter d'une estimation approximative de l'épaisseur que les formations originelles peuvent avoir eue antérieurement aux mouvements orogéniques.

Dans le terrain étudié, les formations permienes sont représentées par les porphyres et leurs tufs, déjà traités dans le chapitre précédent, par le Collio et par le Verrucano. Je traiterai brièvement ces deux dernières formations, attendu que COSIJA (10), JONG (16) et KLOMPÉ (17) e. a. les ont déjà amplement décrites.

1. Le Collio.

Cette série ne se rencontre que dans la partie orientale du terrain étudié, et sous la forme d'une roche bien stratifiée, de couleur variant du gris-vert au gris brunâtre, et dont tout le Pizzo Varrone est construit. Au pied de cette sommité s'est formé un véritable pierrier de débris, surtout de grandes plaques en plans-parallèles qui remplissent la „conca" à la base du Pizzo Varrone du côté Sud-Ouest. Sous le microscope cette roche paraît être un grès tuffacé.

En fait d'enclaves je trouvai surtout des fragments de phénocristaux de quartz, fragments en général assez anguleux et montrant quelques symptômes de résorption. Puis encore de petits morceaux de pâte porphyrique en général plus arrondis, qui présentent des symptômes de dévitrification microfelsitique, quelquefois sphérolitique, parfois même perlitique. De la limonite secondaire très fine leur donne souvent une teinte légèrement brunâtre. On trouve en outre des fragments d'orthose, de rares fragments de quartz betonné, et un peu de muscovite provenant du substratum cristallin.

La pâte est très finement séricitique, et les enclaves sont entourées de cordons séricitiques distincts.

Comme ces grès tuffacés se rencontrent entre deux charriages, il n'a pas été possible de déterminer quel est l'horizon de la série du Collio qu'ils représentent. Cependant, une comparaison avec les descriptions des

profils normaux dans l'Est des Alpes Bergamasques, nous fait estimer que nous avons affaire ici au Collio inférieur.

2. Le Verrucano.

Cette série est largement représentée dans le terrain étudié, et forme avec le Servino le système d'imbrication, tant à l'Est du terrain que dans le Val Marcia.

A l'œil nu, le conglomérat a d'habitude la couleur de terre cuite bigarrée causée par les fragments porphyriques et porphyritiques, alors que les fragments de feldspath, eux, sont de nouveau de couleur rosée. Les fragments de substratum composés de schistes à muscovite, attirent l'attention par leur patine rutilante, visible surtout sur les galets erratiques. A côté de ceux-ci, on rencontre continuellement des galets blancs de fragments de substratum, et des fragments plus petits de phénocristaux de quartz. Ces derniers sont prépondérants par endroits. Les couches de Verrucano en pente très raide au-dessous de la Casa Pro X dans le Val Biandino contiennent presque exclusivement des galets de substratum, en l'absence presque totale des fragments de porphyre violacés. WENNEKERS (37, p. 282) comme KLOMPÉ (17, p. 279), arrive à la conclusion que le rapport entre les enclaves de substratum et les fragments de porphyre est sujet à de fortes oscillations. En considération de ces faits, je pense pouvoir souscrire intégralement à l'hypothèse de WENNEKERS selon laquelle la série porphyrique originelle aurait considérablement varié d'épaisseur.

Le microscope révéla des enclaves de :

1. phénocristaux de quartz provenant de quartzporphyres (enclaves en général anguleuses).
2. la masse fondamentale dévitrifiée de porphyre, avec phénocristaux de quartz.
3. la masse fondamentale de porphyre, parfois à texture fluidale, parfois aussi à structure vitroclastique. Parfois on trouve même une dévitrification orthofyrique. Comme phénocristaux surtout du plagioclase, aussi de l'orthose et du quartz.
4. tuf porphyritique fluidal avec pâte dévitrifiée à structure originellement vitroclastique.
5. substratum formé de roche quartzitique ou de schiste à muscovite. Ces enclaves montrent souvent des symptômes de cataclase.

Quant au rapport de fréquence des diverses enclaves entre elles, il semble que les enclaves de porphyrite dépassent en quantité les enclaves de porphyre. Les multiples fragments de phénocristaux de quartz témoignent du fait que les porphyres quartziques ont fourni une quantité considérable de matériaux. Apparemment, ces phénocristaux de quartz se trouvaient déjà en grande partie distillés de la masse fondamentale, ce qui explique la présence relativement restreinte de galets de quartz entourés de pâte fondamentale.

Cette pâte est toujours finement séricitique et imprégnée de limonite

ténu. La limonitisation la plus intense a été subie surtout par les enclaves de porphyre.

Le conglomérat de Verrucano n'a pas toujours une couleur rouge-brune typique. Sur la crête étroite un peu à l'Est de Buco del Rat, on trouve du Verrucano quasiment blanc. La limonite en est absente. Les inclusions sont surtout formées de quartz.

Les *sernifites* ou grès sont brun-rouges à bruns en cas de forte altération en limonite, et parfois nettement cristallins sur une brisure fraîche. Parfois aussi ils sont crypto-cristallins à apparence de schistes argileux, avec de délicates paillettes de mica sur les plans de stratification.

Sous le microscope nous voyons un agrégat psammitique, en majeure partie formée de grains de quartz, et luté par de la séricite.

Voilà pour l'habitus normal du Verrucano. Au cours des recherches dans l'Est du terrain, je remarquai que par endroits le Verrucano déroge à la normale. Les environs du Lago di Sasso en sont le meilleur exemple.

Ce lac est situé dans une vallée en cuvette, dont la pente Nord-Est est formée par une roche grossièrement élastique plutôt breccieuse que conglomérique. On en trouve de gros blocs à surface non altérée émergeant du Lago di Sasso. Les enclaves sont considérablement plus grandes que dans le Verrucano normal. Je trouvai même un fragment de porphyre de 50 cm de diamètre. BENECKE en parle (1, p. 207) comme de „Kopfgrosse Gerölle" dans le Verrucano près de Forni (Ponte Chiuso). Il paraît donc que la grandeur maximale moyenne (± 1 dm) se trouve largement dépassée dans ce coin. La roche n'a nulle part la couleur rouge-brune caractéristique du Verrucano, mais elle est généralement brune-violette sur les surfaces fraîches et grise-verte sur les surfaces délavées.

Les enclaves sont en grande partie formées de porphyrite violacée, qui présente une analogie minéralogique avec le tuf porphyritique près de Bocchetta di Foppabona. Je trouvai aussi une enclave dont les phénocristaux de plagioclase et de biotite ont été complètement transformés en minéral de fer. Le nombre des enclaves du substratum, sous forme de schiste à muscovite translucide et clair, me sembla plus étendu que dans le Verrucano normal, alors que la quantité des enclaves de quartz me parut moindre.

Je ne trouvai pas seulement ces roches près du Lago di Sasso mais aussi sur le versant Nord de la crête du Camisolo.

Quoiqu'ayant hésité tout d'abord à classer ces roches dans le Verrucano, je finis par estimer qu'il n'y avait pas de raison valable pour les en séparer. Je ne les trouvai nulle part nettement distinctes du Verrucano normal, au contraire, je trouvai des formes transitoires de l'un en l'autre. Je tiens de JONG lui-même qu'il en a trouvé lui-aussi.

En conséquence, je tends donc à croire que nous avons affaire ici à un changement de faciès, phénomène auquel le Verrucano a été très sujet si je m'en tiens aux oscillations déjà mentionnées dans le rapport entre les fragments de porphyre et les fragments de substratum.

De même, je crois devoir attribuer à un changement de faciès la transformation extérieure du Verrucano que l'on peut constater si on se rend du sommet du Pizzo dei Tre Signori à la Bocchetta di Piazzocco, en

passant par la large crête qui sépare le Val Biandino du Val d'Inferno.

On remarque en effet que le Verrucano typique du sommet du Pizzo dei Tre Signori devient, en allant vers le Nord, de plus en plus pauvre en galets, et que le ciment prend la couleur grise des grès de Collio du Pizzo Varrone.

L'habitus se retransforme de nouveau imperceptiblement en celui du conglomérat de Verrucano normal avant que l'on n'arrive à la Bocchetta di Piazzocco. A mon avis, il n'est pas le moins du monde question ici d'un charriage de Collio sur le Verrucano, comme JONG l'avait admis (cf. carte lit. 16). En ce cas, un charriage, ou tout au moins une brusque transition du Verrucano du Pizzo dei Tre Signori en le Collio indiqué par JONG, devrait être visible sur le terrain. Or, je n'en ai rien pu trouver, ce qui me fait conclure que la dérogation locale à l'habitus normal du conglomérat doit être attribuée à un changement de faciès. Une confirmation orale de la part de PORRO me fortifia dans cette opinion.

Je dois ajouter que si des raisons d'ordre tectonique m'ont fait admettre l'hypothèse d'un surcharriage dans cette masse de Verrucano, je ne l'ai cependant pu répérer nulle part. Je rappellerai en outre une étude de PORRO parue en 1931, sur la fenêtre de Salmurano. Ici PORRO s'avance au point de dire que les ardoises du Collio du terrain de JONG doivent être considérées comme un faciès du Verrucano, et qu'il n'y a pas lieu de considérer ces ardoises du Collio comme plus anciennes que le conglomérat. Selon PORRO, non seulement les transitions verticales, mais aussi les transitions horizontales sont très communes (27, p. 15). Ceci pourrait peut-être fournir l'explication du fait que parfois, là où JONG indique du Collio sur la carte de son terrain, je n'aie, moi, sur la frontière de nos deux terrains, pu constater que du Verrucano (la crête Piazzocco—3 Signori—Cresta Camisolo).

Il me semble probable qu'au temps où la mer permienne transgressa à l'Est en déposant les couches de Collio, les terres à l'Ouest doivent s'être trouvées longtemps encore au-dessus de l'eau, et le conglomérat doit s'être formé. En effet, dans mon terrain le conglomérat de Verrucano se trouve immédiatement sur le porphyre ou sur le substratum.

Il m'est impossible de dire si je puis me rallier ou non à la thèse de PORRO, qui dit, que là où le Collio se trouve sur le Verrucano, un surcharriage n'est pas du tout toujours nécessaire, car dans mon terrain la structure imbriquée ne concerne que le Verrucano et le Servino.

L'épaisseur du Verrucano est très variable, même sur les petites distances dont il est question ici. Si à la Bocchetta di Olinio elle est à peine supérieure à 100 m, au Sud d'Introbio on doit déjà admettre un chiffre sensiblement supérieur, comme le profil 2 (voir Pl. à la fin du volume) l'indique d'ailleurs nettement. A l'Est également, l'épaisseur de la formation du Verrucano est considérablement supérieure à celle de l'Ouest, et atteint de 300 à 400 m.

Quant à la genèse du Verrucano, je ne puis pas me ranger tout-à-fait à l'avis de KLOMPÉ (17, p. 277), qui préconise une formation désertique. Je tends plutôt à croire que le Verrucano doit s'être formé au bord du désert, là où les massifs montagneux commencent à s'élever. Ceci concorde bien mieux avec la présence dans le Verrucano d'assez gros frag-

ments de roche. Dans le désert même il ne se serait guère formé que du grès, alors que des galets un peu gros ne seraient pas transportés bien loin, et qu'une bande au pied de la montagne aura fourni à un conglomérat comme le Verrucano l'occasion de se former. Les petits cours d'eau aussi, qui auront transporté les éboulis de la montagne vers la plaine, auront contribué à cette formation.

3. Le Servino.

Dans le terrain étudié, nous pouvons diviser la formation du Servino en trois parties, à savoir: le Servino Inférieur, -Moyen, et -Supérieur. Je n'en parlerai que brièvement ici, attendu que ces trois subdivisions sont à peu près identiques à celles que mes collègues ont établies dans les Alpes Bergamasques Orientales.

Le Servino Inférieur.

Des transitions le reliant à l'horizon supérieur du Verrucano. Il se compose de grès, qui, à leur base, ont la couleur rouge des grès du Verrucano, mais plus haut une couleur ocre. Ces grès présentent une surface d'altération typiquement caverneuse, par ses trous et ses défoncements multiples. A cette espèce appartiennent les bancs de grès au Sud du Lago di Sasso, au-dessous de la paroi de Verrucano de Castel Reino. Par endroits aussi le Servino Inférieur a développé des bancs de grès blancs, p. ex. sur la crête à l'Est de la Bocchetta di Olinio. J'estime que le Servino Inférieur atteint une épaisseur de 50 m environ dans cette région.

Le Servino Moyen.

Cette subdivision est la plus importante parce que c'est elle surtout qui contribue à l'imbrication et qui a été le plan de glissement par excellence (Le Servino laminé sur l'arête Est du Pizzo dei Tre Signori en est un très bel exemple).

Elle se présente sous forme de schistes marneux verdâtres, bleus clairs ou bruns-rouges avec de petites paillettes de mica sur les plans de stratification. Les schistes marneux contiennent des couches intermédiaires de marnes sableux, qui, au microscope, ressemblent aux grès du Servino Inférieur, et ne sont ni aussi minces, ni aussi fissiles que les véritables schistes marneux.

Les schistes, composés surtout de carbonates, sont peu effervescents à l'acide chlorhydrique. Le carbonate est donc formé en majeure partie de dolomie.

Je ne parvins pas tout d'abord à trouver des fossiles. Ce n'est que sur les indications de PORRO que je réussis à trouver des vestiges de lamelli-branches à environ 10 min. à l'Est du Rifugio Biandino. Je trouvai les trois espèces suivantes:

Pecten Venetianus,

Myophoria Spec.

Cuspidaria Spec.

Le Servino Moyen donne toujours au terrain des formes arrondies en pentes douces, comme la vallée du Biandino, et les versants Est et Sud du Pizzo Cornagiera, couverts de pâturages.

Le Servino Supérieur.

Je ne le trouvai que sur les arêtes élevées de la région du Servino au Sud du Pizzo Cornagiera, dans le Valle dei Barconcelli à 1800 m, et à l'Est de Casera d'Artino.

On le reconnaît facilement à sa couleur jaune foncée. Dans la roche calcaire caverneuse et spongieuse dont on trouve des blocs aux endroits indiqués, toute stratification manque habituellement. Dans les horizons les plus élevés de ces calcaires on trouve de petits bancs localisés de dolomie, qui indiquent déjà la transition en Muschelkalk (Anisien).

On peut donc voir que je suis enclin à considérer comme du Servino Supérieur la même chose que WENNEKERS entend là-dessous (37, p. 286), contrairement à KLOMPÉ qui considère ces calcaires caverneux jaunes comme une roche intermédiaire entre le Servino Supérieur et le Muschelkalk (Anisien).

4. Le Quaternaire.

Les vestiges de cette période se manifestent de diverses manières dans le terrain étudié. L'époque glaciaire diluviale a laissé en maint endroit des matériaux de moraine, alors que les nombreuses pentes d'éboulis et quelques glissements sont de date plus récente. Sur la carte je n'ai pas indiqué les pentes d'éboulis, et quelques dépôts de moraine seulement. La carte ne l'indiquant pas, j'entrerai ici un peu plus dans le détail de la morphologie glaciaire du terrain.

Les cours d'eau importants de mon terrain montrent encore nettement les marques caractéristiques des vallées abandonnées par les glaciers. Je cite la Troggia (Val Biandino), le Varrone et la Marcia. Toute la région d'ailleurs, doit avoir été recouverte de glace, si nous considérons qu'à 2000 m d'altitude (Val d'Inferno, la région des sources du Val Varrone) on trouve encore des stries glaciaires, et que dans les régions plus basses les dépôts de moraine témoignent de formations de glaciers. Cependant, des sommets élevés comme le Pizzo dei Tre Signori peuvent être restés hors des glaces. D'autres sommités, moins élevées, comme le Zuc di Cam et la Costa Pra Bello, ont le sommet typiquement arrondi, et ont donc probablement été recouvertes par la calotte glaciaire.

Pour en revenir aux cours d'eau déjà nommés, on peut dire ce qui suit du Val Biandino: La région des sources qu'est la cuvette avec le Lago di Sasso, a probablement été un bassin d'alimentation. Le Lago di Sasso lui-même doit être considéré comme un „lac de cirques" (7, p. 11 et 22, p. 15). Après l'époque glaciaire il a été comblé petit-à-petit par les éboulis et n'est plus que très peu profond. La vallée glaciaire proprement dite commençait au delà du saillant de Castel Reino. L'encombrement et l'obstruction des glaces derrière le saillant provoqua l'accentuation de l'érosion glaciaire, dont l'abaissement en marche d'escalier, que la vallée présente en cet endroit est la conséquence. Depuis que les glaces ont quitté la vallée, le Biandino y a formé quelques petites cascades par érosion remontante.

Jusqu'à son fléchissement vers le Sud, un peu avant le porphyre, le Val Biandino est une ancienne vallée glaciaire caractéristique. Les

marnes mous du Servino n'auront pas peu contribué au modelage du relief. Un peu en amont de la jonction du Val Borra et du Val Biandino on trouve de nouveau des changements de niveau en forme d'escalier.

Cela indique à mon avis une activité érodante accentuée de la glace dont il faudra probablement chercher l'origine dans le confluent du glacier affluent du Val Borra et du glacier principal du Val Biandino.

Sans aucun doute, le Val Borra est aussi une ancienne vallée à glacier. Un peu au-dessous du Passo di Camisolo je trouvai des stries glaciaires sur des roches affleurantes. La forme de cette vallée indique d'ailleurs clairement une ancienne formation de glacier, de même que le phénomène de surcreusement que le Val Biandino présente par rapport au Val Borra. (Il y a une différence de niveau considérable entre les fonds respectifs originels des glaciers).

Si nous suivons maintenant le Val Biandino jusqu'à la cascade de „Paradiso dei Cani", nous remarquons le profil aigu de cette partie de la vallée, comparativement au cours supérieur du Biandino. Ceci doit avoir été la conséquence de la plus grande dureté des schistes et des roches de profondeur au travers desquels la glace a dû se frayer un chemin. Les cônes d'éboulis aux pieds des parois sont aussi en partie la cause de ce que la forme en „U" n'ait pas pu s'accroître ici. Pour finir nous avons encore un magnifique exemple de surcreusement en le rapport entre la Valsassina et le Val Biandino.

Le fond de la vallée du Val Biandino se trouve en effet à ± 200 m au-dessus du niveau actuel de la Valsassina. L'eau de la Troggia se jette en bas de la paroi à pic (Paradiso dei Cani), et, par érosion remontante, elle se taille une crevasse dans les schistes affleurants.

Au-dessus d'Introbio nous trouvons des matériaux de moraine. Par endroits ils forment une couche si épaisse que l'on y a creusé de petites carrières d'où on tire les plus gros galets pour les utiliser au durcissement des routes, à la construction de bâtiments, etc..

Ces galets se composent surtout de Verrucano, de schistes cristallins et de granodiorite. La plupart de ces roches se rencontrent dans le terrain étudié, mais parmi les schistes on trouve des schistes micacés grenatiformes à reflets bleus, inconnus pour autant que je sache dans le terrain exploré, et qui doivent provenir de l'autre côté de la séparation des eaux orobique.

Le Val Varrone constitue le second exemple d'une ancienne vallée glaciaire. Les traces de glaciation sont très nettes surtout dans le cours supérieur. Dans le large bassin immédiatement au Nord-Ouest du Pizzo Varrone, on remarque les superbes „roches moutonnées" du Verrucano.

A mon avis toute la vallée du Varrone doit être considérée depuis sa source jusqu'à la chute d'eau comme un ancien affluent de la vallée glaciaire principale, qui, gardant sa direction en amont de A. Casarsa, finit en la cuvette entre la Costa del Dente et l'arête qui mène à Buco del Rat. Cependant l'eau du Varrone actuel a pris la voie de la déclivité la plus rapide, c.-à-d. l'ancienne vallée glaciaire affluente, qui a été, en un certain sens, une vallée de glacier suspendu. La cascade indique le débouché dans l'ancienne vallée principale dont le surcreusement est manifeste. Le torrent qui vient de Casera Larèc et se jette dans le Varrone en amont

de la cascade, peut être considéré comme une ancienne vallée de glacier suspendu par rapport au Val Varrone.

On trouve quelques éboulis de matériaux de moraine le long de la pente droite du Val Varrone.

Le profil du Val Marcia enfin révèle clairement aussi les traces d'une ancienne érosion par les glaces et d'une érosion actuelle par l'eau. Le spectateur, placé à Premana, qui observe la vallée, constate que les deux pentes présentent une rupture de plan très nette, qui est la transition de la pente douce dans le haut en une pente brusquement beaucoup plus raide au bas du profil.

Au moyen d'une ligne légèrement recourbée l'on peut relier les pâturages qui forment des deux côtés les parties supérieures des pentes, de façon à dessiner une sorte d'auge glaciaire (p. ex. les prés de l'Alpe Foppa di Ronca sur la pente de gauche avec ceux de la pente de droite, là où se trouvent Zucco, Alpe Albeno).

Il est fort probable que nous avons affaire ici aussi à une ancienne vallée glaciaire dans laquelle la Marcia s'est creusé plus tard un lit aux parois très raides.

Le large bassin du Val Ceresola a probablement une origine identique, mais se trouve actuellement comblé en majeure partie par les éboulis avancés du Corna Grande. Ces éboulis contraignirent la Ceresola à prendre son cours droit au pied de l'arête qui sépare le Val Ceresola du Val Stabina. Dans la partie occidentale de ce bassin les éboulis du Corna Grande se retirent un peu et permettent à la Ceresola de déposer des alluvions.

A part la pente d'éboulis sur le versant Nord du Corna Grande, il se trouve encore des rangées de cônes d'éboulis le long des parois escarpées du Val Biandino au Sud de B^{ta} della Scala, là où la Troggia s'est creusé un passage à travers le massif granodioritique.

Au Nord du Buco del Rat, un glissement cache la ligne du charriage orobique. La masse glissée en avant est formée d'éboulis sableux dans lesquels on rencontre des fragments de schistes de Servino et de gneiss chiari. Cette masse se trouvait originellement dans la partie plus élevée de la pente à Servino, et, le Servino Moyen se trouvant être une matière molle et malléable par excellence, elle a glissé sur sa base et a, en descendant, recouvert la ligne du charriage Orobique.

IV. TECTONIQUE.

La tectonique du terrain relevé concorde dans les grandes lignes avec celle des terrains contigus à l'Est. Davantage encore que dans les terrains de JONG, de KLOMPÉ, et de WENNEKERS, la culmination cristalline du substratum constitue ici le motif tectonique principal. Cette culmination est la plus occidentale d'une série de voussures du substratum, et orientée à peu près en sens WNW—ESE. Les voussures se retrouvent aux environs d'Ornica, de Caprile, de Mezzoldo et de Foppolo. J'estime que les éléments de ces voussures furent déjà formés lors de la phase des plissements hercyniens, et donc antérieurement au Permien. WENNEKERS aussi, part tacitement de ce principe, en supposant que l'imbrication dépend de la culmination du substratum (37, p. 307), hypothèse qui s'accorde aussi avec les observations faites dans mon terrain. Au cours du plissement alpin ces voussures doivent s'être accentuées, et doivent avoir pris d'avantage le caractère d'anticlinaux. Ceci résulte d'un examen des profils relevés par PORRO, JONG et KLOMPÉ, alors que mes propres observations indiquent également que la couverture sédimentaire permo-triasique enveloppe en coupole la culmination cristalline, phénomène qui ne s'explique guère sans l'admission d'un plissement plus ou moins simultané.

L'imbrication des formations permo-triasiques peut être considérée comme une continuation de celle du terrain plus à l'Est étudié par JONG (16). Cependant on peut constater des différences considérables dans le relevé de la crête entre la Bocchetta di Trona et le Pizzo dei Tre Signori, crête qui fait partie de la ligne de démarcation des deux terrains.

1°. Nous remarquons ici l'absence du Collio relevé par JONG dans son écaille III (Trona-Valletto). Ce Collio fait probablement coin plus à l'Est dans le terrain de JONG. A l'Ouest de l'écaille la base en est donc du Verrucano, qui, entre Piazzocco et le Pizzo dei Tre Signori probablement, repose en discordance sur le Verrucano de l'écaille Sud dont je parlerai encore.

2°. L'affleurement du surcharriage de Piazzocco (Collio sur Verrucano), suit un cours différent de celui que JONG indique sur sa carte. A l'Est de la Bocchetta di Piazzocco il s'infléchit vers le Sud-Ouest au lieu du Nord-Ouest, de façon que les couches de Collio sont plus étendues dans le Val d'Inferno et englobent le Pizzo di Trona.

3°. Entre la mince bande de Verrucano qui se trouve droit au-dessous du charriage Orobique, et la masse de Verrucano qui repose en discordance sur le Collio du Pizzo Varrone, il y a du Servino que JONG n'indique pas.

4°. Sur sa carte, JONG continue trop vers l'Est le Collio de son écaille V (Castel Reino—Pⁿⁱ del Avaro): sur la mince crête qui va de

Casera di Camisolo à la Cresta di Camisolo on ne trouve que du Verrucano. Plus à l'Est le Collio doit donc s'être terminé en coin ou s'être transformé en Verrucano.

Pour ce qui est du mécanisme même de l'imbrication, je suis parvenu à une conception quelque peu différente de celle de JONG, KLOMPÉ et WENNEKERS. A voir leurs profils, ils ont toujours trouvé des différences d'inclinaison considérables entre le plan de surcharriage et le plan de stratification.

Contrairement à cela, je suis plutôt enclin à admettre que les charriages ont en général, et de préférence, emprunté les plans de stratification, justement comme étant les plans de moindre cohésion. Après l'imbrication on obtient alors un parallélisme plus ou moins prononcé entre l'inclinaison du plan de stratification et celle du charriage (cf. CACCIAMALI: 6, p. 439). Il n'est pas douteux que les plans de charriage soient, non pas verticaux comme JONG les a dessinés, mais courbes et présentant toujours le côté concave vers le Nord, donc face à la pression. Ce phénomène est visible à certains endroits du terrain, et j'y reviendrai encore. Selon CACCIAMALI (6, p. 444), les plans de charriage dans le substratum s'infléchiraient vers le Sud et seraient convexes vers le Nord, ce qui ne s'accorde pas avec une structure imbriquée causée par une force venant du Nord.

Passons maintenant à un aperçu général des écailles. Nous constatons alors le rapport suivant avec celles que JONG a relevées:

Terrain relevé par R. D. CROMMELIN (Ouest)	Terrain relevé par le Dr. W. J. JONG (Est)
Ecaille I Bocch. di Trona—Val Varrone: <i>Verrucano + Servino</i>	Ecaille I Dossetto—Pescegallo: <i>Collio + Verrucano</i>
Ecaille II Pizzo Varrone—Buco del Rat: <i>id.</i>	Ecaille II Tronella—Ponteranica: <i>id.</i>
Ecaille III A l'Est de Lago di Sasso: <i>Verrucano</i>	Ecaille III Trona—Valletto: <i>id.</i>
Ecaille IV Tre Signori—Castel Reino: <i>Verrucano + Servino</i>	Ecaille IV Tre Signori—Avaro: <i>id. + Servino</i>
Ecaille V Camisolo—C. Pio X: <i>id.</i>	Ecaille V Castel Reino—Pni dell'Avaro: <i>id. + Servino</i>
Ecaille VI Capanna GRASSI: <i>Verrucano</i>	Ecaille VI Piaz—Bregagnolo: <i>id. + Servino</i>

La large zone du charriage Orobique dans le terrain de JONG, est déjà devenue bien plus étroite vers la Bocchetta di Trona, plus vers l'Ouest elle cesse complètement, et nous y avons toujours affaire à un contact abrupt. L'on peut très bien s'en rendre compte là où le charriage Orobique croise le Varrone, un peu au-dessous de la cascade à 1350 m d'altitude environ.

Par endroits cependant le charriage a entraîné hors des profondeurs des matériaux étrangers, tels qu'un échantillon de tuffoïde basale que je détachai sur la ligne de charriage, légèrement à l'Ouest de la chute du Varrone. L'écaille II est la seule qui ait comme base le Collio. Au cours de l'imbrication celui-ci a probablement pénétré avec une grande force dans le Verrucano sous-jacent. Du moins nous trouvons, légèrement au Sud de Piazzocco, ce Verrucano *sur* du Collio. Sur la carte nous voyons à l'Ouest de la crête un pan de Collio pénétrer dans le Verrucano. Sur le versant Est de la crête, l'inflexion du charriage vers le Sud-Est, en rapport avec la topographie, révèle qu'ici aussi le Collio a pénétré par endroits sous le Verrucano de l'écaille contigue au Sud.

Le long du sentier de Castel Reino à la Bocchetta di Piazzocco, on trouve dans la zone de friction les traces de ce surcharriage intense. Avant d'atteindre la Bocchetta, on voit à droite du sentier une bande de quartz épaisse de $\pm 1\frac{1}{2}$ m, qui continue à suivre la ligne de contact entre le Collio et le Verrucano jusqu'à ce que nous trouvions un peu plus loin la zone de friction proprement dite. D'innombrables fissures sont comblées de quartz, et forment un tissu de veines blanches dont la plus grosse atteint jusqu'à ± 3 m d'épaisseur.

Dans ces matières peu consistantes l'érosion a creusé quelques profondes crevasses. Dans les environs du Pizzo Varrone, une discordance sépare le Verrucano du Collio sous-jacent. Plus vers l'Ouest, où le Collio se termine en coin, je n'ai plus pu observer de discordance. Quoiqu'ayant cru tout d'abord avoir affaire ici à une discordance stratigraphique, il me semble à présent que la discordance est d'ordre tectonique, d'autant plus que PORRO (selon une communication écrite) a observé sur le contact une schistosité de pression.

Il s'agit donc ici d'un déplacement relatif entre deux formations qui se succèdent de façon normale dans une même écaille.

De même que le Collio, le Verrucano de l'écaille II se termine bientôt en coin, mais réapparaît sous la forme d'un petit affleurement au Sud du Buco del Rat.

Le Verrucano du Pizzo dei Tre Signori, de Castel Reino et du Lago di Sasso appartiennent (respectivement) à la III^{me} et à la IV^{me} écaille.

L'on peut voir sur le terrain que le Verrucano de Castel Reino appartient à la même écaille que celui du Pizzo dei Tre Signori; JONG relie le Verrucano de Castel Reino avec celui de l'écaille contigue au Sud. En regardant de l'Est, on peut en effet avoir cette impression, vu que le Verrucano de Castel Reino semble se trouver dans le prolongement du Verrucano de l'écaille V de JONG.

Cependant la bande de Servino qui passe au-dessous du Pizzo dei Tre Signori, est la même que celle qui reste partout au-dessous du Verrucano de Castel Reino.

Ce Servino, qui appartient à l'écaïlle V, présente sur l'arête entre la Cima di Camisolo et le Pizzo dei Tre Signori une petite faille placée perpendiculairement à la direction de l'arête.

Plus à l'Ouest on peut suivre le Servino dans le Val Biandino, et, à ± 1 km à l'Ouest du Rifugio Biandino, il est laminé jusqu'à disparaître entre la bande de Verrucano de l'écaïlle IV et le Verrucano de l'écaïlle V. En effet, le premier y repose en discordance sur le second. Immédiatement à l'Ouest le Servino réapparaît, coincé entre du Verrucano au-dessus et au-dessous, et fortement pressé tectoniquement. Ceci se manifeste surtout dans une complète irrégularité tant en inclinaison qu'en direction, phénomène qui peut d'ailleurs être constaté dans tout le Val Biandino. Encore plus vers l'Ouest le Servino s'élargit en sens horizontal, et perd peu à peu le caractère fracturé qu'il présente à l'Est. Nous pouvons nous en convaincre en suivant la crête de Casera di Abi à la Cima d'Olino. Près de Casera di Abi nous trouvons encore des marnes de Servino très pressés et très verticaux. La crête se courbe vers le Nord, puis vers le Sud. Près du point 1818 elle est droit au-dessus de la limite du Verrucano, et reste à proximité de celle-ci jusqu'à la Bocchetta d'Olino. Près du point 1818 l'inclinaison du Servino est déjà sensiblement moindre, et depuis le point 1672 jusqu'à la Bocchetta d'Olino le Servino est presque complètement normal avec une légère inclinaison vers le Sud, pour être tout-à-fait horizontal sur le versant Sud de la Cima d'Olino.

Il n'est guère douteux que ces faits soient en corrélation avec la pénétration très avant vers le Nord de la culmination de la Valsassina, pénétration dont témoigne la fenêtre du Val Marcia. Examinons maintenant en regard de ceci l'attitude du charriage Orobique.

En longeant la pente Est du Val Marcia, il fait un coude brusque vers le Nord, pour ne revenir par la pente Ouest que près de Premana.

Le charriage doit donc être couché ici en un plan très horizontal, ce dont, à mon avis, la fenêtre du Val Marcia est justement la cause.

La culmination du Val Marcia, qui fonctionna comme butoir, enraya la force imbricatrice.

Derrière cette culmination l'imbrication fut intense. Seul le charriage Orobique parvint encore à passer au-dessus, mais, sa force ayant été épuisée en grande partie, il suivit, le chemin de la moindre résistance, c.-à-d. autant que possible les plans de stratification du Verrucano et du Servino approximativement horizontaux.

Le paquet Verrucano—Servino tout entier fut aussi déplacé dans son ensemble. La preuve en est la bande de calcite rectiligne, longue de ± 10 m et de ± 1 cm d'épaisseur, que je trouvai à l'Est de la Bocchetta d'Olino, formant le contact entre les schistes cristallins et le Verrucano. Cependant la force charriante se trouva impuissante à perturber la position horizontale moyenne. En conséquence de cela il ne peut plus être question d'imbrication dans cette partie occidentale du terrain relevé.

Cette extinction vers l'Ouest de la force imbriquante s'observe encore mieux dans le parcours de la bande de Verrucano de l'écaïlle V, parcours que nous pouvons suivre au travers de tout le terrain, de Camisolo à Cortenova. En partant de l'Est, nous commençons par suivre les couches inclinées à 60° approximativement, jusqu'à la Casa Pro X. La direction

ici est du NE—SW à peu près. L'inclinaison des couches de Verrucano diminue rapidement, au point de n'être plus que de 20° environ sur le sentier le long de la Troggia, avec une direction en sens Est—Ouest. Immédiatement à l'Ouest de là, la direction change de nouveau en NE—SW avec une même inclinaison des couches. Celles-ci se recourbent cependant vers l'Ouest, inclinent graduellement de plus en plus, pour atteindre leur maximum d'inclinaison dans la petite selle entre q 1800 et q 1792.

Nous voyons donc que les couches de Verrucano, entre la Casa Pio X et cette selle, forment une sorte de synclinal dont l'axe plonge vers le Nord dans le Val Biandino, mais vers le Nord-Ouest, à l'Ouest de cette vallée.

La pente raide des couches de Verrucano appuyées contre la culmination de la granodiorite entre q 1800 et q 1792, s'observe le mieux du sentier qui remonte le Val Bona. L'on peut constater alors que la formation du porphyre a suivi ce mouvement ascensionnel contre la culmination. Cette formation suit la lente courbe remontante à la base des couches de Verrucano et s'amincit de plus en plus, par laminage tectonique probablement. Le dessin courbe des plans de charriage est très nettement visible, le côté concave est tourné face au sens d'où vient la pression. Les plans sont typiquement *listriques*.

Il n'y a indubitablement pas seulement un charriage du porphyre sur la culmination, car, en raison de la pression du Nord qui les poussa contre la granodiorite, le porphyre et le Verrucano ont aussi été charriés *l'un par rapport à l'autre*.

En allant vers l'Ouest nous pouvons suivre ce Verrucano très incliné jusqu'à l'arête Nord de la Cima d'Agrella. Plus loin l'inclinaison s'efface progressivement. Près de la Bocchetta d'Olino enfin, le Verrucano est presque horizontal et se trouve en concordance sous le Servino dont il était question plus haut.

Entre la Bocchetta d'Olino et Cortenova nous nous trouvons au Sud de l'axe de la culmination, aussi la couche de Verrucano incline-t-elle légèrement vers le SW. Par endroits la pression du Nord semble s'être encore manifestée avec assez de force. Sur le profil 1 (voir Pl. à la fin du vol.) nous voyons en effet que le Verrucano est pressé en pente raide contre la voussure du point 1261, au NE de l'A. Piazza Bruno.

Si la fenêtre cristalline du Val Marcia, en enrayant la pression du Nord, a préservé aux environs de la Bocchetta d'Olino l'emplacement normal du Verrucano et du Servino, de même l'avancement du charriage Orobique doit être considéré comme la cause de la pente rapide du Verrucano et du porphyre dans la selle entre q 1800 et q 1792. Ce n'est certes pas sans cause, qu'ici, où le Permien a été le plus fortement pressé contre la culmination de la Valsassina, le charriage Orobique se trouve droit derrière et se rapproche plus que partout ailleurs de cette dernière.

Voyons maintenant la couverture permienne sur le flanc Sud de la culmination. A la base du porphyre nous trouvons toujours de la tuffoïde basale. Entre celle-ci et la culmination il y a une zone de mylonites, le plus visiblement distincte au-dessus d'Introbio sur le sentier à mulets qui longe le

Val Piana. Ceci indique un charriage entre le substratum et le Permien, charriage que, plus à l'Est, JONG a constaté aussi.

Comme limite entre le Permien et les calcaires triasiques nous trouvons la ligne d'affleurement presque droite de la faille Baiedo—Val Torta, que l'on peut suivre vers l'Est au Sud de Val Torta et d'Ornica, jusqu'à Cusio.

Dans le terrain relevé, cette faille a une inclinaison assez rapide vers le Sud ($\pm 60^\circ$).

Selon WENNEKERS (37, p. 304), nous avons affaire au Sud de Val Torta à deux plans de charriage distincts, qui se trouvent respectivement dans le Servino et dans le Raibler (Carnien). Les éboulis du Corna Grande et le bassin alluvial du Val Ceresola commencent par soustraire à la vue le parcours vers l'Ouest de ce double charriage. Lorsque ces deux entraves cessent, nous ne trouvons plus qu'une seule faille que l'on peut suivre plus vers l'Ouest jusqu'à Baiedo, comme une ligne presque droite avec une courbe au milieu. Je ne crois pas que cette faille soit liée à un horizon déterminé, vu la raideur de l'inclinaison, et vu le fait qu'elle est en contact d'abord avec du Muschelkalk (Anisien), et plus loin avec du calcaire d'Esino (Ladinien).

Il me semble par conséquent impossible de décider lequel des deux charriages susdits de WENNEKERS trouve sa continuation au Sud de Val Torta, dans la faille Val Torta—Baiedo. En tous cas, je ne vois pas de raison pour supposer, comme le fait WENNEKERS, que ce soit justement le charriage qui se trouve à la base du paquet Muschelkalk—Esino (Anisien—Ladinien).

Comme on peut le voir sur la carte, les gneiss chiari ne sont pas séparés des schistes micacés par un charriage. Les transitions entre les deux espèces de schistes cristallins sont partout très graduelles, aucune zone de friction n'indique, où que ce soit, un charriage éventuel. Il se peut qu'il existe dans le cristallin un charriage, qui soit la continuation du charriage Orobique dans le Val Varrone. Je trouvai en effet, juste en amont de Alpe Casarsa, un affleurement de tuffoïde basale étayant cette hypothèse. Mais comme il me manque d'autres données, je dois m'en tenir à une supposition.

Comme l'on n'aura pas manqué de remarquer, il n'a pas été question, dans tout le chapitre sur la tectonique, d'une structure en plissement comme celle que CACCIAMALI a tenté d'expliquer dans de nombreuses publications (cf. Bibliographie).

En 1920 déjà, dans son „Schema tectonico-orogenico delle Prealpi Lombarde” (2), il décrit un système de „falde di ricoprimento” en Lombardie orientale. Au Nord-Ouest de cette région, il trouve trois „ellissoïdi anticlinale rovesciate a Sud”. Le plus septentrional de ces anticlinaux aurait un axe qui suivrait la ligne Introbio—Ornica—Mezzoldo.

Ces anticlinaux ellipsoïdes, CACCIAMALI les appelle des „plis-failles” (disparition du Servino sur le flanc Sud). Dans une publication de 1921, CACCIAMALI indique un anticlinal dont l'axe passe par le Pizzo dei Tre Signori, et plus au Nord par conséquent que celui dont il est parlé plus haut.

Encore plus au Nord, il trouve les racines de l'anticlinal Dorio—

Monte Legnone, qui est aussi un pli couché et dont le front est formé par la ligne M. Muggio—M. di Margno—Pizzo Cornagiera—Bocchetta di Trona (3, p. 126 et 4, p. 712).

Dans son ouvrage d'ensemble: „Morfogenesi delle Prealpi Lombarde”, CACCIAMALI donne un compte-rendu détaillé et parfois modifié de ses recherches antérieures dans les Alpes Bergamasques.

Dans cet ouvrage il distingue neuf chaînes de plissement (de I à IX) dont les quatre premières seules parcourent toutes les Alpes Bergamasques. Le plissement I se compose des plis couchés IA, IB et IC. De ces trois plis, les deux premiers traverseraient le terrain relevé par moi: IA se dirige vers le Val di Pescegallo en passant par le Pizzo Cornagiera et la Bocchetta di Trona, alors que l'axe de IB passe entre Cortabbio et Introbio, et se poursuit plus à l'Est par le M. Foppabona et au Nord d'Ornica.

IA et IB correspondent à peu près aux deux premiers des trois anticlinaux cités des publications antérieures de CACCIAMALI.

Je crois, pour ma part, devoir nier l'existence de ces deux axes anticlinaux, de même que, d'une façon générale, le caractère plissé du sol, du moins pour autant qu'il s'agit du terrain étudié par moi. CACCIAMALI croit voir le bord méridional d'un pli couché dans la masse de Verrucano du Pizzo dei Tre Signori. Il en représente la zone des racines par sa ligne IA (5, p. 247). Mais à mon avis, il ne saurait être question ici d'un recourbement anticlinal. Au moyen de la ligne IA, CACCIAMALI relie les fenêtres cristallines du Val Marcia et de Salmurano. Cependant le cristallin du Val Troggia, et n'a aucun rapport direct avec la fenêtre de Salmurano. En raison de quoi il ne m'est pas clair pourquoi CACCIAMALI fait passer deux axes anticlinaux (IA et IB) à travers une même culmination.

La zone des racines du pli IB passe par le M. Foppabona en un sens à peu près parallèle à celui du pli IA. L'existence de ce pli IB me semble cependant encore bien plus problématique que celle du pli IA. En effet, ici la couverture permienne a été presque complètement enlevée par l'érosion, exception faite de la bande de porphyre et du Verrucano susjacent, que l'on retrouve à l'Est d'Introbio. CACCIAMALI considère ces derniers comme formant le flanc Sud de son pli IB. Avant l'abrasion, ce pli aurait recouvert les calcaires triasiques situés plus au Sud. Malheureusement, les indications probantes font défaut. Pourquoi ne pas relier le porphyre et le Verrucano au Permien du flanc Nord de la culmination?

D'ailleurs, un coup d'oeil sur la carte nous révèle immédiatement le lien qui relie le Verrucano à l'Est de Cortenova, en suivant la bande de Verrucano qui longe la paroi de la Grigna dans la Valsassina. J'en conclus donc que dans le terrain relevé par moi, une structure en plissement doit être considérée comme très peu probable.

Les faits, eux, confirment la théorie de l'imbrication, telle qu'elle a été développée par COSLIN, JONG, KLOMPÉ et surtout par WENNEKERS.

CACCIAMALI trouve qu'il n'y a pas lieu de séparer le cristallin au Nord de la faille Orobique de celui au Sud de ladite faille (3, p. 277).

JONG souscrit à cette opinion. Ma façon de voir cependant est différente, aussi suis-je enclin, pour ce qui regarde mon terrain, à séparer le cristallin de la culmination de celui au Nord du charriage Orobique. Les différences en effet sont trop frappantes : de véritables gneiss micacés ne se rencontrent qu'au Nord du charriage Orobique, alors qu'au Sud on ne trouve guère que des épigneiss cataclastiques, qui eux, ne se présentent pas au Nord du charriage. Des gneiss ocellés, des gneiss grenatifères à staurotide et à disthène ne se rencontrent que dans la zone septentrionale, et font totalement défaut parmi les schistes cristallins de la culmination. On n'y rencontrera pas davantage les gneiss chiari bien connus qui caractérisent exclusivement les régions situées au Nord du charriage Orobique.

STAUB (32, p. 33), et après lui KLOMPÉ (17, p. 306), ont signalé les analogies nombreuses entre le cristallin de la Catena Orobica et celui de la Silvretta.

Comparons maintenant les roches métamorphes au Nord du charriage Orobique, telles qu'elles se présentent dans le terrain que j'ai relevé, avec celles que HAMMER a décrites dans la zone phylladique de LANDECK (14, p. 209). Nous constatons en effet une certaine ressemblance. Plusieurs des phyllades décrites par HAMMER rappellent fortement les gneiss riches en Al_2O_3 . En outre les gneiss grenatifères micacés à staurotide sont très communs dans la Silvretta. La description que donne HAMMER des gneiss grenatifères à muscovite (p. 213), rappelle en bien des points les gneiss chiari de la Catena Orobica. Le Permien de la Catena Orobica et celui de la Silvretta concordent également.

Il me semble donc pouvoir considérer, avec STAUB et KLOMPÉ, la Catena Orobica comme la racine de la nappe de la Silvretta. Si nous admettons cela il s'en suit logiquement que le cristallin au Sud du charriage Orobique appartient au „Bloc Dinarique”, et ne peut pas se trouver en rapport avec le cristallin de la zone des racines au Nord du charriage Orobique. Ces deux espèces de roches cristallines ne doivent donc pas présenter de ressemblances, ce qui est conforme aux faits observés.

Quant à la faille Baiedo—Val Torta—Cusio, qui établit dans mon terrain un contact direct entre le Permien et les calcaires triasiques, je puis me rallier à l'hypothèse de KLOMPÉ, selon laquelle ces derniers ont glissé au bas du dos de la nappe de la Silvretta, replissée vers le Sud, de manière à occasionner ainsi le contact anormal mentionné ci-dessus.

Il me paraît peu probable que, comme le pense JONG, un glissement de la masse des calcaires ait pu provoquer la structure imbriquée.

Je n'oserais guère m'exprimer de façon plus étendue sur le rapport entre les Dinarides et les Alpes, vu que le terrain étudié est trop restreint pour pouvoir me fournir une conception définitive de ce problème si compliqué.

V. EXCURSIONS.

Le village d'Introbio, où convergent plusieurs routes, me semble le plus indiqué comme point de départ des excursions dans la moitié méridionale du terrain. (Hôtel: Albergo Introbio).

Pour les diverses courses on peut se fier au petit guide (Guida alla Regione del Pizzo dei Tre Signori) cité par JONG, et qui contient une petite carte d'ensemble donnant nombre de chemins et de sentiers d'une très grande partie du terrain traité ici.

Première course: Si l'on veut avoir un aperçu général du rapport de la culmination cristalline et du recouvrement permien avec le Servino situé plus au Nord, il faut suivre la route du Val Biandino. Derrière le village d'Introbio le sentier à mulets d'abord très raide escalade la pente couverte de matériaux de moraine. A la hauteur du „Paradiso dei Cani” la route suit la rive gauche de la Troggia. Dès avant le pont on voit sur la droite de la route des veines aplitiques plus claires apparaître dans les schistes. Peu après avoir traversé la Troggia la route pénètre dans la granodiorite. Les plus beaux affleurements se trouvent au confluent de la Troggia et du torrent qui descend de Casera Gorè (plus particulièrement sur la gauche de la route avant le pont métallique). La pente d'éboulis au-dessus de Casera Trincera contient beaucoup de blocs en brèche éruptive (décrite à la p. 22). Le premier affleurement porphyrique se rencontre près de la Baita della Scala, et à 500 m de là à peu près on atteint le Verrucano qui y forme une sorte de synclinal (l'inclinaison sur le sentier n'est que de 20° vers le Nord). Du sentier on distingue facilement la pente raide (jusqu'à 60°) des couches de Verrucano au-dessous de Casa Pio X. Sur l'autre rive de la Troggia l'inclinaison du Verrucano et de la couche de porphyre sousjacent change de la même manière: ce que l'on peut voir le mieux du sentier dans le Val Bona (cf. la course suivante). Après la cascade la plus haute nous voyons dans le Val Biandino une brusque transition de la forme en V. en la forme en U. Tout près de là de belles stries glaciaires se trouvent sur le sentier. Imperceptiblement on pénètre dans le Servino. A 500 m environ avant le Rifugio Biandino on rencontre une petite colline qui est, pour autant que je sache, la seule localité fossilifère dans le Servino du terrain ici traité.

En quittant le Rifugio Biandino on suit le large sentier qui escalade vers l'Ouest la pente du Pizzo Cornagiera. On laisse à droite le sentier qui bifurque vers Buco del Rat. Le sentier se perd peu-à-peu, mais un peu plus haut on arrive à un sentier presque horizontal, menant à Casera di Abi, et restant dans le Servino qui présente partout une grande variabilité d'inclinaison et de direction (de belles formations de terrain

en pentes douces). Près des écuries on trouve des schistes de Servino verticaux. On continue à suivre le sentier qui longe, tantôt au Nord, tantôt au Sud, la crête formant la séparation des eaux entre le Val Varrone et la Valsassina. Le long de ce trajet on trouve, entre autres, le calcaire caverneux jaune du Servino supérieur, et, à gauche sur l'arête aigue avant la Bocchetta d'Olino, les bancs épais de grès blancs du Servino moyen. En regardant dans la direction de Premana, on voit clairement la paroi saillante de Verrucano, appelée „Sasso Dirotto”, au dessus de laquelle se trouvent le Servino, puis les gneiss chiari.

Dans la Bocchetta d'Olino on peut observer la faille qui égalise le niveau du Servino et du Verrucano. Le sentier suit d'abord la limite Verrucano-Servino dans la direction de Alpe di Olino, puis descend en traversant les épigneiss. A 1200 m environ on rencontre des affleurements de granite porphyrique, de granodiorite et d'amphibolite. De Alpe Crevesto di Sopra un sentier à mulets mène à Primulana, d'où la strada provinciale nous ramène à Introbio.

Seconde course: On commence par suivre le même chemin que dans la course précédente, mais sans traverser le pont près de la Centrale électrique, et en continuant le long de la rive gauche de la Troggia. On passe quelques torrents en pente rapide et aux bords souvent très raides. Le sentier quitte alors le Val Biandino et monte dans le Val Bona. D'ici on a une vue splendide sur le porphyre et le verrucano qui montent comme à l'assaut de la culmination cristalline de l'autre côté du Val Biandino. Jusqu'au col 2050 entre la Costa Pra Bello et le Zuc di Cam, on reste dans la granodiorite. (Par-ci par-là, une schistosité primaire fait ressembler la roche à des gneiss à biotite.) De l'autre côté du col le sentier traverse tour à tour de la granodiorite et des épigneiss jusqu'à la Bocchetta di Foppabona. On peut rentrer tout droit à Introbio par une route passant par le Zuc Cornisella, mais il est bien plus intéressant quoiqu'un peu plus long de suivre le sentier qui passe tout en dessous des pics Foppabona et Zucco del Corvo et mène vers le Passo del Gandazzo. On y passe d'abord près de l'affleurement de porphyrite, suivi encore de granodiorites très pressées. De ce sentier on a une vue splendide sur la structure imbriquée du versant méridional du Pizzo dei Tre Signori.

Le surcharriage de la masse porphyrique se voit à ± 75 m au-dessus du Passo di Gandazzo, et quelques centaines de mètres plus à l'Est on trouve des affleurements de tuffoïdes basales.

Puis on va vers Alpe Te en passant par Baita Motta; sur l'Alpe Te le sentier croise le surcharriage, et l'on voit un affleurement de tuffoïdes basales avec des petits morceaux anguleux blancs du substratum.

D'Alpe di Te à Ponte di Te les affleurements sont rares. Après avoir traversé le Val Acquaduro on atteint le sentier à mulets qui suit le côté droit du Val Piana. Le long du sentier on rencontre quelques affleurements de mylonites du surcharriage cristallin sur le porphyre, puis encore un grand nombre de galets erratiques provenant de matériaux de moraines.

Pour l'étude de la partie centrale du terrain il est recommandable de s'installer dans le Rifugio Biandino (ouvert tout l'été, excellent quoique peu moderne).

Troisième course: On remonte le Val Biandino vers l'Est, et on traverse des marnes de Servino à inclinaison irrégulière, mais toujours dirigée vers le Nord. La masse de Verrucano de Castel Reino (q 2179) faisant saillant dans la vallée de Biandino, est nettement visible. Entre ce Verrucano et celui de la crête du Camisolo, on distingue la bande jaunâtre de schistes de Servino fortement laminés. Près de Casera Sasso le sentier remonte vers la gauche le long de la rive droite des rapides. Après Baita del Lago il traverse la rivière et va par le Verrucano vers le bord postérieur du Lago di Sasso. On se trouve alors dans un vallon en forme de cuvette profonde. Nous y remarquons l'habitus particulier du Verrucano contre la paroi orientale (des galets erratiques plus grands de nombreuses inclusions de porphyrite). En remontant on rejoint le sentier qui conduit vers la Bocchetta di Piazzocco située sur la gauche. Avant d'y arriver on voit sur la droite du sentier la zone de surcharriage du contact Verrucano-Collio. Après avoir traversé la Bocchetta di Piazzocco il faut continuer à suivre le sentier qui, en longeant le versant oriental de la crête au-dessus du Lago dell'Inferno, mène vers la Bocchetta di Trona (en cours de route on remarque des stries glaciaires sur les grès du Colio). Avant d'arriver au point q 2193 (Verrucano), on peut prendre par la gauche, et suivre de l'autre côté de la crête le sentier qui traverse les éboulis du Pizzo Varrone (une très belle discordance du Verrucano sur les couches de Collio). Au bout de 10 minutes environ on arrive à la Bocchetta di Trona (on peut passer la nuit à la Casa Pio XI). Le surcharriage Orobique se trouve à quelques dizaines de mètres au Nord de la Casa Pio XI.

De la Casa Pio XI on retourne au Rifugio Biandino par un chemin qui commence par descendre en sens Sud-Ouest, pour remonter ensuite et passer par-dessus la crête entre le Val Biandino et le Val Varrone. On rencontre des schistes de Servino très pressés sous le Verrucano qui va se développant plus vers l'Ouest.

VI. ABRÉVIATIONS UTILISÉES DANS LA CARTE.

A.	=	Alpe
Bocch.	=	Bocchetta
Bta	=	Baita
C.	=	Casa
Cap.	=	Capanna
Cast ^a	=	Casera
Cma	=	Cima
L.	=	Lago
M.	=	Monte
Pso	=	Passo
Pzo	=	Pizzo
Rifo	=	Rifugio
V.	=	Val(le)

ABRÉVIATIONS UTILISÉES DANS LES DESSINS DES COUPES-MINCES.

Bt	=	Biotite
Fs	=	Feldspath
Gr	=	Grenat
Ma	=	Magnétite
Mu	=	Muscovite
Or	=	Orthose
Pl	=	Plagioclase
Qu	=	Quartz
St	=	Staurotide
Tm	=	Tourmaline

VII. BIBLIOGRAPHIE.

1. BENECKE, E. W. Erläuterungen zu einer geologischen Karte des Grigna-Gebirges. N. Jahrb. etc., III. B.Bd., 1885.
2. CACCIAMALI, G. B. Schema tectonico-orogenico delle Prealpi Lombarde. Boll. del R. Com. Geol. d'It., vol. 48, 1920—21.
3. CACCIAMALI, G. B. Ricostruzioni tectoniche sulla regione lariana alla luce della teoria dei ricoprimenti. Boll. della Soc. Geol. It., vol. XL, 1921.
4. CACCIAMALI, G. B. La tectonica delle Dinaridi Lombarde. Congr. Geol. Int. C. R. de la XIII^{me} Session, II^{me} fasc. Brux., 1922.
5. CACCIAMALI, G. B. Morfogenesi delle Prealpi Lombarde. Brescia, 1930.
6. CACCIAMALI, G. B. Sulla tectonica delle Orobie. Rendiconti R. Ist. Lomb., serie II, vol. LXIII, 1930.
7. COLLET, L. W. Les lacs. Paris, 1925.
8. CORNELIUS, H. P. Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. N. Jahrb. etc., 40. B.Bd., 1916.
9. CORNELIUS, H. P. u. M. FURLANI—CORNELIUS. Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. der Ak. d. Wiss. in Wien, Math.-Naturwiss. Kl., 102. Bd., 1930.
10. COSLJN, J. De Geologie van de Valle di Olmo al Brembo. Leidsche Geol. Mededeelingen, Deel II, 1928.
11. ERDMANNSDÖRFFER, O. H. Ueber die Biotitanreicherung in gewissen Granitkontaktgesteinen. Centr. f. Min. etc., 1910.
12. GÜMBEL, C. W. Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. VII. Sitz. Ber. der Math. phys. Cl. der K. bayr. Ak. d. W. München, Bd. X, 1880.
13. HACQUAERT, A. L. Modification de l'appareil de SHAND et son emploi dans l'analyse minéralogique quantitative des roches meubles. Ann. Soc. Géol. de Belgique, t. LII, 1929.
14. HAMMER, W. Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). Jahrb. d. K.K. Reichsanst. Bd. 68, 1918.
15. JOHANSEN, A. A descriptive petrography of the igneous rocks, vol. I, Chicago, 1931.
16. JONG, W. J. Zur Geologie der Bergamasker Alpen, nördlich des Val Stabina. Leidsche Geol. Mededeelingen, Deel III, 1928.
17. KLOMPÉ, TH. H. F. Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo. Diss. Leiden, 1929.
18. KUENEN, PH. H. The porphyry district of Lugano west of the Val Ganna. Leidsche Geol. Mededeelingen, Deel I, 1925.
19. MICHEL LÉVY, A. Sur la nature des sphérolites faisant partie intégrale des roches éruptives. C. R. Ac. Sc., 1882.
20. NIGGLI, P. Gesteins und Mineralprovinzen I. Berlin, 1923.
21. NIGGLI, P. Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteinen. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. XI, Heft 2, 1931.
22. PATRINI, P. I laghi delle Alpi Orobiche. La Geografia. No. 1—2, 1927.

23. PIRSSON, L. V. The microscopical characters of volcanic tufs. *Am. Journal of Sc.*, 1915.
24. PORRO, C. Cenni preliminari ad un rilievo nelle Alpi Orobie (Valsassina e Pizzo dei 3 Signori). *Rend. R. Ist. Lomb.*, serie II, vol. 30, 1897.
25. PORRO, C. Rocce granitiche della Valsassina. *Rend. R. Ist. Lomb.*, serie II, vol. 31, 1898.
26. PORRO, C. Alpi Bergamasche, Note illustrative della Carta Geologica e delle Sezioni. Milano, 1903.
27. PORRO, C. Rapporti fra gli scisti cristallini a sud-est di Gerola e le formazioni permiane. *Rend. R. Ist. Lomb.*, vol. 64, fasc. 21—24, 1931.
28. ROSENBUSCH, H. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. I. u. II. Teil, 1908.
29. SALOMON, W. Ueber Alter, Lagerungsform u. Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen Massen. *Tsch. Min. u. Petr. Mitt.*, Bd. 17, Heft 2—3, 1898.
30. SALOMON, W. Die Adamellogruppe, I. u. II. Teil. *Abh. der K.K. Geol. Reichsanst.* Bd. 21, 1908.
31. SHAND, S. J. *Eruptive Rocks*, 1927.
32. STAUB, R. Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica. *Ecl. Geol. Helv.*, tome 16, 1920.
33. STAUB, R. Der Bau der Alpen. *Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. Neue Folge*, 52. Lieferung. Bern, 1924.
34. TARAMELLI, T. Osservazioni stratigrafiche nella Valsassina e nella Val Torta. *Rend. R. Ist. Lomb.*, serie II, vol. XXV, fasc. VIII.
35. TROMP, S. W. La géologie du Valle del Bitto et la Tectonique des Alpes Lombardes. *Leidsche Geol. Mededeelingen*, 1932.
36. TRÜMPY, E. Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 23, 1930.
37. WENNEKERS, J. H. L. De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valli di Carisole. *Leidsche Geol. Mededeelingen*, 1930.
38. WENNEKERS, J. H. L. The structure of the Bergamo Alps compared with that of the Northwest Highlands of Scotland. *Leidsche Geol. Mededeelingen*, Deel IV, 1932.