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

Band: 10 (1930)

Heft: 1

Artikel: Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs

Autor: Winterhalter, Robert U.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-11625

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 18.10.2025

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

Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs.

Von *Robert U. Winterhalter*

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Vorwort 39
Einleitung 40
1. Geschichte der geologischen Erforschung des Gotthardmassivs . 40
Literatur über das Gotthardmassiv und Karten 43
2. Problemstellungen 48
I. Geologie des Gotthardmassivs 49
A. Umgrenzung und allgemeine Erscheinungen 49
B. Geol. Beschreibung d. Gotthardmassivs (Oberwallis bis Lukmanier) 57
C. Bemerkungen über den Bau des östlichen Gotthardmassivs . . 60
D. Morphologie 68
II. Cristallinagranit und Medelserprotogin und ihre basischen und sauren Differentiate. 69
A. Gesteinskomponenten 69
1. Quarz S. 69, 2. Feldspäte S. 70, 3. Biotit S. 71, 4. Hornblende S. 72, 5. Erz S. 72, 6. Akzessorien, sek. Mineralien S. 73.
B. Der Cristallinagranit 73
C. Der Medelserprotogin 76
D. Der Diorit der Val Ufiern 77
E. Serpentin 77
F. Chemische Untersuchung des Eruptivstockes 78
G. Beziehungen der Gesteine des Eruptivstockes zueinander . . 80
1. Beziehungen zwischen Medelserprotogin und Cristallinagranit . 80
2. Beziehungen zwischen Cristallinagranit und Ufierndiorit . . 81
H. Der Kontakt des Granitstockes 82
1. Kontakt zwischen Granit und Augengneis 82
2. Kontakt zwischen Granit und Paragneis 82
a) Amphibolite S. 83, b) Granat-Biotit-Albitfels S. 83, Granat-Biotit-Hornblendefels S. 84.
3. Injektionen 84
a) Pegmatite S. 85, b) Muskowitgranit S. 85, c) Injektionsbänderung S. 86, d) Quarzporphyr S. 86.
III. Praehercynische Ortho-, Para- und Injektionsgneise . 87
A. Gesteinskomponenten 88
1. Quarz S. 88, 2. Feldspäte S. 88, 3. Glimmer S. 89, 4. Granat S. 89, 5. Zirkon S. 90, 6. Turmalin S. 90, 7. Apatit S. 90, 8. Erz S. 90, 9. Zersetzungsmineralien S. 90.
B. Zone der streifigen Gneise 91

Seite

C. Paragneise 95
1. Paragneise zwischen Permokarbon am Nordrand des Gotthardmassivs und der Zone der streifigen Gneise 95
2. Die Phyllite längs dem Nordrand der Zone der streifigen Gneise 96
3. Die Paragneise aus der Zone Piz Cristallina-Pleunca da Sterls 97
4. Die Paragneise zwischen Piz Cristallina und Pass d'Ufiern . 98
5. Die Paragneise von den Laghets am Passo Cristallina . . 99
D. Der Kontakt zwischen streifigem Gneis und Paragneis . . . 99
IV. Die Amphibolite 99
A. Gesteinskomponenten 101
1. Quarz S. 101, 2. Feldspäte S. 101, 3. Hornblende S. 102, 4. Biotit S. 102, 5. Granat S. 102, 6. Nebengemengteile, Uebergemengteile und sekundäre Mineralien S. 103.
B. Die Amphibolittypen 103
1. Feldspatamphibolite 104
2. Granatamphibolite 105
3. Hornblendefelse 105
4. Biotit- und Granatbiotitamphibolite 105
5. Lokal auftretende Gesteine (Turmalinfelse, Epidotfels, Titanit, Strahlsteinschiefer) 106
6. Die Bänderung der Amphibolite 106
7. Schieferpartien innerhalb der Amphibolite 107
V. Posthercynische Gesteine 109
A. Permokarbon 109
B. Trias 110
C. Bündnerschiefer 111
VI. Zusammenfassende Charakteristik und Vergleich der prae- und posthercynischen Gesteine 111
A. Eruptivstock 113
B. Streifige Gneise 113
C. Paragneise 113
D. Permokarbon 114

Illustrationen: 2 Kartenskizzen, 1 Profiltafel, 5 photograph. Reproduktionen.

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde im Sommer 1925 begonnen und in den Sommermonaten der Jahre 1926 und 1928 durch weitere Untersuchungen ergänzt.

Herrn Prof. Dr. P. Niggli danke ich bestens für das Interesse, das er meiner Arbeit entgegengebracht hat, sowie für die mannigfachen Unterstützungen, die er mir zukommen liess.

Ebenfalls zu Dank verpflichtet bin ich Prof. Dr. J. Jakob, Dr. R. L. Parker und ferner Dr. E. Ambühl für Mitteilungen aus dem zentralen Gotthard-Massiv.

Dankbare Erinnerung verdienen auch die vielen Hilfeleistungen und die Gastfreundschaft der Bevölkerung des Bündner-Oberlandes.

EINLEITUNG

1. Geschichte der geologischen Erforschung des Gotthard-Massivs

Anfangs des 18. Jahrhunderts bereiste der Geographe JOHANN JAKOB SCHEUCHZER die Schweiz. Auf der „Vierten Berg-Reise in dem Jahre 1705" (56 a) überschritt er den Gotthardpass und beobachtete dabei, dass das Gotthardgebirge meist aus Granit besteht, dass die Gesteine oft senkrecht stehen oder nur schwach nach Süden geneigt sind. Er kennt auch die Hornblendegarbenschiefer und Granatgneise der Tremolaschlucht.

Ein ausgezeichneter Beobachter war ERMENEGILDO PINI, der 1783 eine „Memoria Mineralogica sulla montagna di S. Gotthardo" (48) herausgab. PINI sagt:

„An der schweizerischen Seite des St. Gotthards findet sich Granit von seinem Gipfel bis an Hospital; aber im Tale, welches zwischen dieser Gegend und Orsera ist, verändert sich die Natur des Gebirges, und man findet daselbst häufig Speck- und Hornstein." „An der Seite von Italien, in einer Entfernung von einer Stunde von Airolo, sieht man Glimmerschiefer..."

1786 beschreibt BESSON (3) die Tonschiefer und Kalke südlich des Urnerloches und die „Pierre ollaire" von Hospenthal; und 1795 schreibt MECHEL (43):

„Les environs de l'Hospice n'offrent du côté du lac Lucendro et du Sella que des Granits et des Gneiss dont la direction est de l'orient à l'occident, et qui s'enfoncent au nord."

1796 erschienen die „Voyages dans les Alpes" (53) von dem Genfer Naturforscher HORACE BENEDICT DE SAUSSURE. Ausführlich berichtet er darin über seine Gotthardreise im Jahre 1775. Eingehend beschreibt er die Gesteine der Tremolaschlucht, der Fibbia, des Monte Prosa und der Nordseite des Gotthardpasses bis zum Vierwaldstättersee. Er beobachtet die Fächerstruktur des Gotthards.

„Au-dessus d'Ayrol, les couches de la montagne du St. Gotthard, proprement dit, surplombent au-dessus de la vallée, ou contre le dehors de la montagne.

Plus haut, et sur toute la crète, elles sont verticales; mais en descendant au Nord, on rencontre, au dessus de la vallée d'Urseren des couches, qui, de même que sur le bas de la pente méridionale surplombent sur le dehors de la montagne. Mais depuis la vallée d'Urseren jusque au pied septentrional, elles sont généralement verticales.

Quant à leur nature, on ne voit que des gneiss, des granits veinés et d'autres roches feuilletées, depuis le lac Majeur jusque un peu au dessous de l'Hospice des Capucins; mais depuis là, et sur toute la crète, ce sont des granits en masse, mélangés pourtant de couches et d'indices de roches feuilletées.

Et c'est là une des observations les plus importantes que présente cette montagne, ce sont les alternatives fréquentes et les transitions nuancées des

granits veinés aux granits en masse, qui, jointes à la similitude d'inclinaisons et d'allure de leur division, ne permettent pas de douter que leur origine ne soit la même, que ces roches ne soient également stratifiées, et qu'il n'existe des granits veinés aussi anciens que les granits en masse, quoi qu'en thèse générale, il soit vrai que les gneiss sont plus modernes que les granits."

Grosse Verdienste um die Geologie der Schweizeralpen hat der Mediziner JOHANN GOTTFRIED EBEL, der nebst einem Reiseführer (8 a) im Jahre 1808 ein interessantes, vergleichendes, zweibändiges Werk „Über den Bau der Erde in dem Alpen-Gebirge" (8) herausgab. Neue Beobachtungen über das Gotthard-Massiv vermittelt er jedoch nicht.

1829 zeichnete LUSSER (42), Arzt in Altdorf, ein Profil vom Gotthardpass bis Arth am Zugersee. Das Gotthardhospiz liegt nach ihm auf Granit, der fast senkrechte Schichtung aufweist. Von etwas nördlich der Wasserscheide beschreibt er einen nur wenig mächtigen „wegen überwiegendem Hornblendeglimmer ... wirklichen Sienitgneiss". Darauf folgt wieder Granit bis ans nördliche Ende des Gamsbodens mit sehr steil nach Süden einsinkenden Schichten. LUSSER beschreibt den Übergang vom Gamsbodengranit zum Gurschengneis. Dabei fasst er Gurschen- und Guspisgneis zusammen, sagt aber, dass die Gesteinszone viele Abweichungen zeige (Gneis, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Talkschiefer, Topfstein, Serpentin, Nephrit, Strahlstein). Schliesslich geht diese Gneiszone über in Urtonschiefer, Kalkgneis, Urkalkschiefer. Auch kennt er, wie bereits EBEL und DE SAUSSURE, schon den Marmor von Andermatt und weiss, dass man ihn am Riedergletscher an der Furka wiederfindet.

Aus dem Jahre 1830 findet man bei F. J. HUGI in der „Naturhistorischen Alpenreise" (29) ein Profil vom Bäzberg im Urserental, mit detaillierten Angaben über den Verlauf des „Sicheren Lias" an dessen Fusse.

1833 erscheint in den Denkschriften der allgemeinen schweizerischen Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften das „Essai sur la constitution géognostique du St. Gothard" (37, 38) von CH. LARDY, die erste Arbeit, die sich ausschliesslich mit der Geologie des Gotthard-Massivs beschäftigt. Bei LARDY finden wir eine geologische Karte des Gotthard-Massivs, die schon ziemlich gut den generellen Bau erkennen lässt. Noch besser und instruktiver aber ist seine Profilserie durch Aar- und Gotthard-Massiv.

In der Karte zieht LARDY den Granit und die ihm oft ähnlichen Orthogneise noch zu einem Typ zusammen. So zeichnet er vom oberen Egginertal über den Muttstock, Piz Lucendro, Mte. Prosa, Piz Borel

bis ins untere Val Cristallina einen ununterbrochenen Streifen von Granit. Gamsboden- und Guspisgneis sind getrennt aufgeführt.

Gross ist auch die Fülle von Beobachtungen, die ARNOLD ESCHER VON DER LINTH (11, 12) gesammelt hat. In seinen Tagebüchern findet man häufig Angaben über das Gotthard-Massiv. Aus dem Jahre 1844 stammen von ESCHER Profilskizzen vom Greinapass und der Alp Sutglatsché.

1849 erscheint eine populäre Schrift von L. LAVIZZARI (40) mit einigen Angaben über Gesteine von der Gotthard-Südseite, und 1851 gibt BERNHARD STUDER die „Geologie der Schweiz" (72 a) heraus. In einer kurzen, aber guten Zusammenfassung orientiert er uns über die damaligen Kenntnisse des Gotthard-Massivs. STUDER beschreibt die Grenzen des Gotthard-Massivs im Westen und Osten, er unterscheidet in der Gegend der Val Canaria, des Piz Scopi und der Gegend des Greinapasses penninischen und gotthardmassivischen Bündnerschiefer. Aber auch bei ihm suchen wir vergeblich nach einer Differenzierung der Gneise und Granite im südlichen Teil des Gotthards.

Kurz nach STUDER gibt G. O. VOLGER in seinen „Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz" (77) erneut eine Zusammenstellung über die Geologie des Gotthard-Massives. Für weitere Arbeiten, „Entwicklungsgeschichte der Mineralien etc." (74, 75) und „Epidot und Granat" (76), benützt VOLGER gerne Beispiele aus dem Gotthard-Massiv, so z. B. den Granat von der Val Maigels.

Dann folgen 1862 Arbeiten von G. VON RATH (50) und L. LAVIZZARI (40 a), 1867 und 1875 von A. MÜLLER (44 a), sowie 1872 von F. GIORDANO (17) und L. RÜTIMEYER (51).

Bis jetzt waren fast alle Beobachtungen auf kurzen Reisen über den Gotthardpass (seltener über den Lukmanier) gemacht worden. Nun aber liess die Schweizerische geologische Kommission das Gotthardgebiet geologisch-kartographisch aufnehmen. 1873 erschienen Beitrag und Karte über „Das Gotthardgebiet" (14 b) von KARL VON FRITSCH.

1885—1895 wurden anlässlich des Baues des Gotthardtunnels zahlreiche Beobachtungen unter und über dem Tage von dem Tunnelgeologen STAPFF (59—71) und von anderen gemacht.

Von ALBERT HEIM stammt die geologische Bearbeitung des Dufourblattes XIV. Das Gotthard-Massiv östlich von Andermatt erhielt dort eine Beschreibung, die, abgesehen von den neueren petrographischen Lehrmeinungen, auch heute noch in den grossen Zügen gültig ist. Gleichzeitig erschien in den Beiträgen zur geologischen Karte der

Schweiz, Lfg. 25, 1891, die „Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein" von ALB. HEIM. C. SCHMIDT (24) hat hiezu die petrographische Beschreibung einiger Gesteine geliefert. Ein kleiner Zipfel des westlichen Gotthard-Massivs findet sich ausserdem auf der Karte des Simplongebietes von C. SCHMIDT und H. PREISWERK (54).

Seit Anfang der neunziger Jahre setzten dann eingehendere petrographische Bearbeitungen des Gotthard-Massives ein, an denen sich vor allem die Zürcher Schulen von U. GRUBENMANN (18—22) und P. NIGGLI (45—47 a) beteiligten.

Die neueren Arbeiten, seit K. VON FRITSCH, sollen im Abschnitt über die Geologie des Gotthard-Massivs besprochen werden. Sie sind zum Teil auch im nachfolgenden Literaturverzeichnis aufgeführt.

Literatur über das Gotthard-Massiv

1. *Ambühl, E.,* Petrographisch-geologische Untersuchungen im zentralen Gotthardmassiv südlich Andermatt. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. IX, 1929. Diss. Zürich.

1a. *Baltzer, A.,* Das Aarmassiv (mittlerer Teil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs, enthalten auf Blatt XIII. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, Liefg. 24, 4. Teil, Bern 1888.

2. — Geologische Exkursionen im Berner Oberland und Gotthardmassiv. Livret guide géol. C. I. Lausanne, 1894.

3. *Besson,* Manuel pour les savants et les curieux qui voyagent en Suisse. Bern, 1786.

4. *Bonney, T. G.,* Metamorphic rocks of the Alps. Quart. J. Geol. Soc. London, Vol. 41 und 42, 1890.

5. — Additional Note on the Sections near the Summit of the Furka Pass. Quart. J. Geol. Soc. London, 1879, Vol. 53.

6. *Buxtorf, A.,* Über die geologischen Verhältnisse des Furkapasses und des im Bau befindlichen Furkatunnels. Ecl. geol. helv., 1912, Bd. 12.

7. *Cossa, A.,* Sopra alcune roccie serpentinose del Gotthardo. Atti R. Ac. Sc. Torino, 1880, Vol. 16.

8. *Ebel, J. G.,* Über den Bau der Erde in dem Alpen-Gebirge. Zürich, 1808.

8a. — Über die Art, die Schweiz zu bereisen.

9. *Eichenberger, R.,* Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassives (Nufenengebiet). Diss. Basel. Ecl. geol. helv., 1924, Bd. 18.

10. — Über Faltung und Magmenintrusionen im westlichen Gotthardmassiv. Ecl. geol. helv., 1924, Bd. 18.

11. *Escher, A. von der Linth,* Bemerkungen über Herrn von Humbolds Anzeigen, das Streichen und Fallen der Felsen-Schichten in den Alpen betreffend, nebst einigen Angaben über das Profil der Granitformation in der Gegend des Gotthards. Alpina, Winterthur, 1806, Bd. 1.

12. — Tagebücher, Notizen. Geol. Institut d. Univ. und E. T. H. Zürich.

13. *Exchaquet, Struve, Berthout von Berchem,* Itinéraire du Gothard, d'une partie du Valais etc. Basel, 1795.

13a. *Fehr, W.*, Petrographisch-geologische Untersuchungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. Jahrb. der phil. Fakultät der Univ. Bern, Bd. III, 1923.

13b. — Injektions- und Intrusionserscheinungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. II, 1922.

14. *Fischer, E.*, Petrogenetische Untersuchungen im westlichen Gotthardmassiv. Diss. Bern, 1923.

14a. *Friedlaender, C.*, Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Diss. Zürich, 1930. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Geotechn. Serie, Liefg. 16.

14b. *Fritsch, K. von*, Das Gotthardgebiet. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Lfg. 15, 1873.

15. *Fournet, J.*, Aperçus sur la structure de la partie des Alpes comprise entre le Saint Gothard et l'Apennin. C. R. hébd. Séanc. Ac. Sc., Paris, 1862, T. 55.

16. *Giordano, F.*, Sulle conditioni geologiche e termiche della grande galleria del S. Gottardo. Bell. R. Com. geol. Italia, Roma, 1880, Vol. 11.

17. — Esame geologico della catena alpina del San Gotthardo che essere attraversata dalla grande galleria della ferrovia italo-elvetico. Mem. Serv. descriz. C. geol. Italia, 1872, Vol. 2.

18. *Grubenmann, U.*, Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. Mitt. Thurg. Naturf. Ges. 1888, Heft 8.

19. — Zur Kenntnis der Gotthardgranite. Verh. der Thurg. Naturf. Ges. 1890, Heft 9.

20. — Über Gesteine des granitischen Kerns im östlichen Teil des Gotthard-Massivs. Mitt. Thurg. Naturf. Ges. 1892, Heft 10.

21. — Lamprophyrische Ganggesteine im zentralen Gotthardgranitgneis aus der Umgebung des Gotthardhospizes. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 1919, Jahrg. 64.

22. — Der Granat aus dem Maigelstal im Bündneroberland. Festschr. d. Dozenten der Universität Zürich, 1914.

23. *Gruner, G. S.*, Die Eisgebirge des Schweizerlandes. Bern, 1760.

23a. — Histoire naturelle des glaciers de la Suisse. Paris, 1770.

24. *Heim, Alb.*, Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 1891, Lfg. 25.

25. — Geologische Begutachtung der Greinabahn etc. Vierteljahresschr. der Naturf. Ges. Zürich, 1906, Jahrg. 51.

25a. — Geologie der Schweiz, besonders Bd. II, 1.

26. *Heim, Arn.*, Der Talkbergbau von Disentis in Graubünden. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1918, Heft 1.

27. *Hezner, L.*, Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthards. N. Jahrb. für Min. etc., 1908, Bd. 27.

27a. *Hirschi, H.*, Radioaktivität der wichtigsten Granitmassen des Gotthardmassivs. Schweiz. Min.-Petr. Mitt., Bd. 8, 1928.

28. *Holst, W. van*, Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Zürich, 1913.

29. *Hugi, F. J.*, Naturhistorische Alpenreise. Solothurn, 1830.

29a. — *Hugi, E.*, Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. Ecl. geol. helv., Bd. 16, p. 464, 1921.

30. *Humboldt, A. von,* Kosmos. Cotta'scher Verlag, 1845.
31. *Jenny, H.,* Geologie der Adula. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 1923, Lfg. N. F. 51.
31a. *Joly, J.,* On the Distribution of Thorium in the Earth's Surface Materials. Phil. Mag., 6. ser., vol. 18, 1909.
31b. — The Radioactivity of the Rocks of the St. Gotthard-Tunnel. Phil. Mag., 6. ser., vol. 23, 1912.
32. *Klemm, G.,* Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneissen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessineralpen. III. Ber. Sitzungsber. preuss. Akad. der Wiss., 1906.
33. *Königsberger, J.,* Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. Ecl. geol. helv., 1909, Bd. 10.
34. *Kopp, J.,* Geologie der Adula. Diss. Zürich. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 1923, Lfg. N. F. 51.
35. — Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. Ecl. geol. helv., 1925, Bd. 19.
36. *Krige, L. J.,* Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Diss. Zürich. Ecl. geol. helv., 1918, Bd. 14.
37. *Lardy, Ch.,* Reise nach dem St. Gotthard. Leonh. Taschenbuch, 1829, Jahrg. 23.
38. — Essai sur la constitution géognostique du St. Gothard. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. für d. ges. Naturwiss. Zürich, 1833.
39. *Lasard,* Über den Gotthardtunnel. Z. Deutsch. geol. Ges. Berlin, 1873, Bd. 25.
40. *Lavizzari, L.,* Istruzione popolare sulle principali rocce ossia sulle pietre e terre piu comuni del Cantone Ticino e loro uso nelle Arti. Lugano, 1849.
40a. — Escursioni nel Cantone Ticino, fasc. 4. Bellinzona e S. Gottardo, 1862.
41. *Lory, Ch.,* Profils géologiques de divers massivs primitifs des Alpes et uniformité de composition et de structure de ces massivs. Bull. Soc. Géol. France, Paris, 1878, 3e série, T. 6.
42. *Lusser,* Geognostische Forschungen und Darstellung des Alpendurchstichs vom St. Gotthard bis Arth. Schweiz. Denkschr., 1829, Bd. 1.
43. *Mechel, Ch. de,* Itinéraire du St. Gothard etc. Basel, 1795.
44. *Meyer, O.,* Untersuchung über die Gesteine des Gotthard-Tunnels. Diss. Leipzig, 1870, und Z. Deutsch. geol. Ges., 1878, Bd. 30.
44a. *Müller, A.,* Der Gebirgsbau des St. Gotthard. Öffentl. Vorträge, gehalten in der Schweiz etc., Bd. 3, Basel 1875.
45. *Niggli, P.,* Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthard-Massivs. Diss. Zürich. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 1912, Lfg. N. F. 36.
46. — und *Staub, W.,* Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard und Aarmassiv. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 1914, Lfg. N. F. 45, III.
47. — Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthard-Massivs. Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 1929, Bd. 9.

47a. *Niggli, P., F. de Quervain, R. Winterhalter,* Chemismus der schweizerischen Gesteine etc. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Geotechn. Serie, Liefg. 14, 1930.

48. *Pini, E.,* Memoria mineralogica sulla montagna di St. Gotthardo. Milano, 1783. — Übersetzt von A. Beyer, 1784.

48a. *Ray, S. K.,* Beitrag zur Petrographie des südlichen Schwarzwaldes. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. VI, 1926.

49. *Rolle, F.,* Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Bern, 1881, Lfg. 23.

50. *Rath, G. von,* Geognostisch-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiete des Rheins. Z. Deutsch. geol. Ges., 1862, Bd. 14.

51. *Rütimeyer, L.,* Der St. Gotthard. Jahrb. des Schweiz. Alpenklubs, 1871/1872, Jahrg. 7.

51a. *Salomon, W.,* Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gotthards. Sitz.ber. kgl. preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1899, Heft 3.

53. *Saussure, H. B. de,* Voyages dans les Alpes. Neuchâtel, 1804.

54. *Schmidt, C.,* und *Preiswerk, H.,* Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe, 1908.

55. *Schneider, A.,* Der Diallagperidodit und seine Umwandlungsprodukte auf Gigerstaffel südlich Andermatt. Diss. Zürich, 1912.

56. *Scheuchzer, J. J.,* Itinera per Helvetiae alpinas Regiones, 1723.

56a. — Natur Historie des Schweitzerlandes. Herausgegeben von J. G. Sulzern, Zürich, 1746.

57. *Sjögren, A.,* Mikroskopiska studier. I. Undersökning af gneisgranit fraan St. Gotthardstunnulus. Geol. Fören. Stockholm, Bd. 4 und 5.

58. *Sonder, R. A.,* Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 1921, Jahrg. 1.

59. *Stapff, F. M.,* Über die bis jetzt im Tunnel des Gotthard beobachteten Gesteine und die Lagerungsverhältnisse derselben. Verh. Schweizer. Naturf. Ges. Andermatt, 1875.

60. — Einige Bemerkungen zu Herrn Dr. Otto Meyer's Untersuchungen über die Gesteine des Gotthardtunnels. Z. Deutsch. geol. Ges. Berlin, 1878, Bd. 30.

61. — Correspondenz aus Airolo. N. Jahrb. für Min. etc., 1878.

62. — Materialien für das Gotthardprofil. Verh. Schweiz. Naturf. Ges. Bern, 1879.

63. — Über Sjögrens mikroskopische Untersuchung von Gesteinen aus dem Gotthardtunnel. Z. Deutsch. geol. Ges. Berlin, 1879, Bd. 31.

64. — Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels während des Baues 1873—1880 aufgenommen. Ber. Schweiz. Bundesrates über den Gang etc. Spezialbeilage. Bern, 1880.

65. — Drei Vorträge, gehalten an der 55. Vers. der Naturf. und Ärzte zu Eisenach, 1882.

66. — Übersichtskarte der Gotthardstrecke Erstfeld-Arbedo. Z. Deutsch. geol. Ges. Berlin, 1884, Bd. 36.

67. *Stapff, F. M.,* Gesteinsschwingungen im Gotthardtunnel. Bull. Soc. Belge Géol. Bruxelles, 1887, Vol. 1.
68. — Les eaux du St. Gotthard. Weissensee, 1891.
69. — Remarks on Prof. Bonney's Paper. Geol. Mag. London, 1892, Vol. 9.
70. — On the sand-grains in micaceous gneiss from the St. Gothard tunnel and on some difficulties raised by Prof. Bonney. Geol. Mag. London, 1894, Vol. 1.
71. — Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke, Kil. 38—149 (Erstfeld-Castione).
72. *Studer, B.,* Gneis und Granit der Alpen. Z. Deutsch. geol. Ges. 1872, Bd. 24.
72a. — Geologie der Schweiz, 1851.
73. *Tecklenburg,* Mitteilungen über den St. Gotthard-Tunnel. Berg- und Hüttenm. Z. Leipzig, 1880, 39. Jahrg.
74. *Volger, G. H. O.,* Studien über die Entwicklungsgeschichte der Mineralien. Zürich, 1854.
75. — Entwicklungsgeschichte der Mineralien der Talkglimmerfamilie und ihrer Verwandten. Zürich, 1855.
76. — Epidot und Granat. Zürich, 1855.
77. — Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz. Gotha, 1857.
78. *Waindziok, P.,* Petrographische Untersuchungen an Gneissen des St. Gotthard. Diss. Zürich, 1906.
79. *Wolff, H.,* Die Gesteine des Gotthard-Tunnels. Verh. k. k. geol. Reichsanst., 1874.
80. *Zeller, R.,* Ein geologisches Querprofil durch die Centralalpen. Mitt. Naturf. Ges. Bern, 1895.
81. *Zschokke, O.,* Über die zweite sog. „Schlechte Stelle" im Gotthardtunnel. Mitt. Aarg. Naturf. Ges. Aarau, 1882.

Karten

Geologische Detailkarten.

I. *Ambühl, E.,* Geologische Karte des zentralen Gotthardmassivs südlich von Andermatt. Manuskript. Skizze in Schweiz. Min.-Petr. Mitt., Bd. IX, 1929.
II. *Bosshard, L.,* Tektonische Übersichtskarte des Gebietes zwischen Simplon und Bernhardin. Diss. Zürich. Ecl. geol. helv., 1925, Bd. 19.
III. *Eichenberger, R.,* Geologische Kartenskizze und Profile des Nufenengebietes. Diss. Basel. Ecl. geol. helv., 1924, Bd. 18.
IV. *Fehr, W.,* Geologische Karte der Urserenzone. 3: 100 000, 1926.
V. *Frischknecht, G., Jenny, H., Kopp, J.,* Geologische Karte der Adula. 1: 50 000, 1926.
VI. *Fritsch, K. von,* Geognostische Karte des Sankt Gotthard. 1: 50 000, 1873.
VII. *Holst, W. van,* Geologische Karte der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Zürich, 1913.
VIII. *Kopp, J.,* Tektonische Karte des Bündnerschiefergebietes zwischen Lugnez und Domleschg. 1: 200 000. Ecl. geol. helv., 1925, Bd. 19.

IX. *Krige, L. J.*, Geologische Karte der Val Piora. Diss. Zürich. Ecl. geol. helv., 1918, Bd. 14.
X. *Niggli, P.*, Kartenskizze (Nordrand des Gotthardmassives von Truns bis zum Oberalppass). Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 1912, N. F., Lfg. 36.
XI. — Geologische Kartenskizze zwischen St. Gotthard und Lukmanier. 1: 50 000. Exkursionskarte des Min.-Petr. Instituts Zürich.
XII. *Preiswerk, H.*, Geologische Karte des oberen Tessin und Maggia-Gebietes. 1: 50 000, 1918.
XIII. *Roothaan, H. Ph.*, Tektonische Karte der nordöstlichen Adula. Vierteljahresschrift der Naturf. Ges. Zürich, 1918, Jahrg. 63.
XIV. *Schmidt, C.*, und *Preiswerk, H.*, Geologische Karte der Simplongruppe. 1: 50 000, 1908.
XV. *Sonder, R.*, Geologische Übersichtsskizze der Granitstöcke des zentralen Gotthardmassivs. Diss. Zürich. Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 1921, Bd. 1.
XVI. *Weber, Fr.*, Geologische Karte des Tödi - Vorderrheintal - Gebietes. 1: 50 000, 1924.
— Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv. 1: 100 000, 1924.
XVII. — Kartenskizze (Gebiet des Piz Giuf). Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 1904, N. F., Lfg. 14.

Geologische Karte der Schweiz. 1: 100 000.
XVIII. — Blatt XIV, Altdorf-Chur, 1885.
XIX. — Blatt XVIII, Brig-Airolo, 1885.

2. Problemstellungen

1. Das östliche Gotthard-Massiv hat bis anhin seine geologische Darstellung auf dem Dufour-Atlas Blatt XIV in Bearbeitung von Alb. Heim gefunden. Eine geologische Detailkarte bestand nicht.

Für die vorliegenden, in der Hauptsache petrographischen Untersuchungen musste vorerst die detaillierte geologisch-kartographische Unterlage geschaffen werden. Die Eintragungen erfolgten auf die vom Vermessungsbureau Dr. Helbling in Flums zur Verfügung gestellten, nach dem photogrammetrischen Verfahren aufgenommenen topographischen Aufnahmen. Sie sollen seinerzeit veröffentlicht werden. Eine Skizze der Karte mit einigen Vereinfachungen ist dieser Arbeit beigelegt.

2. Während im westlichen und zentralen Gotthard-Massiv das Streichen ungefähr West-Ost und das Fallen angenähert senkrecht ist, biegen von der Lukmanierstrasse nach Osten alle Gesteinsserien in die NE—SW-Richtung um. Gleichzeitig stellt sich ein immer weniger steiles Schichtfallen nach Süden ein. Im Zusammenhang mit dieser Erscheinung stehen zahlreiche Detailprobleme.

Gleichzeitig mit der petrographisch-geologischen Aufnahme mussten die möglichen tektonischen Zusammenhänge diskutiert werden, um den wahrscheinlichsten Bauplan zu finden.

3. Jeder Gebirgsbildung wird ein Einfluss auf die Gesteine zugeschrieben. Solange die Gesteine nur einmal von einer Bewegung ergriffen worden waren, ist es leicht, den Anteil der Dislokationsmetamorphose zu erkennen. Weit schwieriger ist dies bei wiederholter Gebirgsbildung. Es ist jedoch sehr wichtig, aus der Intensität der Metamorphose ein Bild des Bewegungsvorganges zu erhalten. Während von den einen Forschern die alpine Dislokationsmetamorphose als massgebend für das heutige Bild der massivischen Gesteine angesehen wird, schreiben andere Autoren die wesentlichen Gesteins- und Mineralumformungen den ältern (hercynischen) Gebirgsbildungen zu.

Es soll versucht werden, in dem kleinen Teil des östlichen Gotthard-Massivs Beweise für die eine oder andere Auffassung zu gewinnen.

4. Schon ALB. HEIM hat in den „Hochalpen zwischen Reuss und Rhein" auf die „wunderbar gebänderten Amphibolite" am Piz Stavelatsch, Piz Senteri, Piz Caschleglia und Piz Cazirauns hingewiesen. Diese Amphibolite sollen hier etwas ausführlich behandelt werden. Eine eingehende vergleichende Untersuchung muss jedoch einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben.

I. GEOLOGIE DES GOTTHARDMASSIVS

A. Umgrenzung und allgemeine Erscheinungen

Siehe Tafel I und II

Im Norden bildet ein schmaler Streifen mesozoischer Gesteine unbestimmten Alters die Grenze des Gotthard-Massivs gegen das Aar-Massiv. Dieses Mesozoikum lässt sich vom Oberalppasse bis gegen Münster im Oberwallis verfolgen. Meist besteht es aus einem marmorisierten Kalk, feinschieferigem Glimmerkalk, Tonschiefern und sandigen Kalken. Auf seiner Südseite findet man etwas lückenhaft triadische Gesteine: Rauhwacke, Sericit-Chloritschiefer, Quartenschiefer. Die genaue Zuordnung der petrographischen Facies in bestimmte stratigraphische Horizonte ist unsicher. Einzelne Autoren, z. B. FEHR (IV), stellen den marmorisierten Kalk in den Malm, Glimmerkalk und Tonschiefer zum Dogger und die sandigen Kalke zum Lias.

Aus der Gegend des Furkapasses gibt BUXTORF (6) folgendes Profil:

Süden: Permokarbon des Gotthard-Massivs:
- Rauhwacke, Zellendolomit (10—20 m)
- Chloritische, sericitische Schiefer mit Gipsadern und -linsen, dünne Quarzitbänkchen (10—50 m)
- Phyllite mit Clintonit (ca. 120 m)
- Sandige und quarzitische Kalkschiefer mit phyllitischen Zwischenlagen (ca. 160 m). In den Kalkschiefern Belemniten, vermutlich Lias
- Phyllite (ca. 55 m)
- Kalkschiefer, einzelne spätige Einlagerungen, Echinodermenbreccie (ca. 30 m)
- Hellgraue, schieferige Kalke, ähnlich Hochgebirgskalk, vermutlich Malm (wenige Meter).

Norden: Gneise des Aar-Massivs.

Von Münster bis wenige Kilometer östlich von Brig liegen die Sericitschiefer (als Perm und Karbon bezeichnet) der nördlichsten Zone des Gotthard-Massivs direkt neben den stark metamorphen, sericitischen Gneisen der südlichsten Zone des Aar-Massivs.

Nach Südwesten setzt ein nicht genau messbares Axialgefälle ein. Das Gotthard-Massiv sinkt als Ganzes mit unveränderter Schichtlage unter, und über den allmählich immer tiefer sinkenden Gesteinskörper drängen sich die Bündnerschiefer nach Norden vor. So überdecken sie im Gebiet des Nufenenpasses die Tremolaserie und liegen dann nach Südwesten zu direkt auf den Ortho- und Injektionsgneisen der zentralen Zone. Bündnerschiefer, oft mit Trias als unterstem Element, bedecken den ganzen Südrand des Gotthard-Massivs. Von Grengiols im Oberwallis über den Nufenenpass, im Val Bedretto und von Airolo durch Val Canaria, Val Piora, Piz Scopi, Greina, Piz Tgietschen, Piz de Vrin bis Obersaxen liegen entweder triadische Gesteine oder Bündnerschiefer auf dem Kristallin des Gotthard-Massivs.

Vom Oberalppass gegen Osten schiebt sich zwischen das Aar- und Gotthard-Massiv eine Zone meist phyllitischer Gesteine, die am Bugnei-Hügel bei Sedrun einen eruptiven Kern besitzen, ein. Es ist das sogenannte Tavetscher Zwischenmassiv, das gegen das Aar-Massiv sehr lückenhaft durch triadische Gesteine abgegrenzt wird, während am Nordrand des Gotthard-Massivs beinahe die vollständige Triasserie vorhanden ist. Letztere lässt sich von Obersaxen über Alp Nadèls, Garvera, Curaglia, Alp Pazzola bis etwas südöstlich von Tschamut verfolgen. Von hier bis über Tgetlems (südlich des Paz-

zolastockes) zur Oberalpstrasse bilden permische, blaugraue Phyllite die Grenze.

Das Gotthard-Massiv lässt einen Zonenbau, und im zentralen und westlichen Teil auch eine Fächerstruktur[1]) erkennen. Im östlichen Teil liegen alle Gesteine nach Norden über.

ALB. HEIM (25 a) unterscheidet im Profil des Gotthardpasses von Norden nach Süden folgende Zonen:

Mesozoikum	
I. Urserengneis[2])	Sericitgneise (Permokarbon)
II. Gurschengneis	Paragneis
III. Gamsbodengneis	Orthogneis z. T. mit Amphibolit und Serpentin
IV. Guspisgneis	Paragneis mit Injektionen
V. Granit	
VI. Sorescia-Gneis	Streifengneis
VII. Tremolaserie	Sericitgneise, Garbenschiefer, Amphibolite.
Mesozoikum	

Wie sich dieses Profil westlich und östlich fortsetzt, soll in den nächsten Abschnitten besprochen werden.

B. Geologische Beschreibung des Gotthard-Massivs (Oberwallis bis Lukmanierpass)

Der westlichste Teil des Gotthard-Massivs, von Mörel bis zum Furkapass, ist noch beinahe unbekannt. Einzig auf der Karte des Simplons von C. SCHMIDT und H. PREISWERK aus dem Jahre 1908 erfährt es eine, wenn auch nur wenig detaillierte, geologische Darstellung. Neuere Aufnahmen mehr im Osten (Nufenenpass, R. EICHENBERGER (9)) zeigen aber, dass auch im westlichsten Teil des Gotthard-Massivs verschiedene Gesteinskomplexe ausgeschieden werden können.

---

[1]) Mit dem Ausdruck Fächerstruktur soll nur gesagt werden, dass die Gesteinslagen von der Massivachse aus, in der sie senkrecht stehen, nach aussen schwach überliegen. Die Bedeutung des Wortes ist rein architektonisch.

[2]) Diese Bezeichnungen sind nach Lokalitäten gewählt und sind zum Teil schon sehr alt; sie stammen von K. VON FRITSCH, WAINDZIOK etc. Die Bezeichnung Urserengneis ist irreführend, da man unter ihr sowohl die südlichsten Paragneise des Aar-Massivs als auch die nördlichsten des Gotthard-Massivs versteht. Im Nachfolgenden wird für die gotthard-massivischen Urserengneise der Ausdruck Permokarbon benützt. Der Berechtigungsnachweis für diese Namensführung erfolgt weiter unten.

Nach C. SCHMIDT und H. PREISWERK (54) setzt das Gotthard-Massiv bei Mörel mit sericitischem Gneis, den wir im Folgenden als Permokarbon bezeichnen, ein. Diese Gneise haben im Ganzen einen eintönigen Aspekt, im Einzelnen zeigen sie mannigfache Variationen der Ausbildung.

Von Obergesteln bis Andermatt unterscheidet W. FEHR (IV) innerhalb des Permokarbons: schieferige Quarzporphyre und Chloritschiefer, Sericitschiefer, Konglomeratgneise, Chlorit- und Zoisitführende Gneise und Schiefer, Quarzporphyre. Er stellt diese erste Gruppe von Gesteinen vorzugsweise ins Perm (Verrucano). Eine zweite Gruppe, umfassend schwarze, gefältelte, z. T. graphitische Tonschiefer, Psammitgneise, Arkosen, Kalkschiefer, Quarzporphyre rechnet er zum Karbon. Bezeichnend für die ganze Gesteinsgruppe sind die sericitischen Gneise und Sericitphyllite mit zahlreichen Einlagerungen, unter denen die Quarzporphyre besonders häufig sind.

Petrographisch decken sich die Charaktere der eben beschriebenen Gesteinsgruppe mit denen des sichern Permokarbons anderer Lokalitäten (z. B. Tödi, Inschi etc.). Ebenso spricht die geologische Lagerung für die angewandte Alterszuteilung.

Ob aber eine Trennung in Perm und Karbon sich stets durchführen lässt, können erst weitere Untersuchungen zeigen.

Die Textur der permokarbonischen Gesteine des Gotthard-Massivs ist feinschieferig, lentikular. Die Struktur wechselt von blasto- bis klastopsamitisch zu psephitisch und nur ganz selten zu pelitisch. Konglomeratische Bildungen erwähnen C. SCHMIDT und H. PREISWERK (54) aus der Binnaschlucht bei Grengiols, W. FEHR (IV) von den Strassenkehren oberhalb Realp und westlich und östlich von Andermatt.

Das Permokarbon ist ganz oder wenigstens weit vorwiegend alpin metamorph.

Quarz ist in diesen Gneisen reliktisch, kataklastisch oder seltener plastisch deformiert. Feldspat ist ebenfalls reliktisch. Er soll nach E. AMBÜHL (1) von den gotthard-massivischen Gesteinen stammen. (Typisch sekundär abgelagerte Feldspäte, eckige Formen, schwache Zersetzung.) Da aber die Feldspäte in einzelnen Facies der streifigen Gneise und der Granite kaum unterscheidbar sind, so scheint ihre Herkunftsbestimmung in den permokarbonischen Gneisen noch keine ganz einwandfreie zu sein. Biotit ist als Neu- und Umbildung neben Chlorit vorhanden. Calcit ist nicht häufig, kommt aber oft in grossen Kristallen, die durch Sammelkristallisation entstanden sind, vor.

Als Ganzes ist das Permokarbon des Gotthard-Massivs eine Gesteinsgruppe, die man mit den „Casannaschiefern" der penninischen Decken vergleichen muss.

Bei Ausserbinnen umhüllen die Gneise des Permokarbons die nach Westen in spitzem Keil untersinkende, zentrale Gneiszone. Ob diese umhüllenden Gesteine am Westende des Gotthard-Massivs als einheitliches Ganzes oder mindestens als Nord- und Südmantel der Augengneiszone aufzufassen sind, ist nicht bekannt. Im Oberwallis ist ihre Abtrennung von den aarmassivischen Gneisen noch nicht überall durchgeführt.

Südlich des Permokarbons folgen Paragneise („Gurschengneis"). Nach Westen sind diese Gneise bis zur Furka bekannt, weiter westlich fehlen genauere Beobachtungen. In seiner nördlichsten Partie führt der „Gurschengneis" Lagen von glänzenden, grünlichen Sericitschiefern. Es sind Übergänge zwischen Permokarbon und „Gurschengneis" vorhanden, die Abtrennung der beiden Gneise ist nicht immer leicht. Im typischen „Gurschengneis" sind Biotit, Quarz und Feldspat die Hauptkomponenten. Biotit in braunen Fetzen ist meist in Chlorit umgewandelt oder ausgebleicht. Quarz und Feldspat sind in rundlichen und buchtigen Körnern vorhanden. Als Feldspate treten saurer Plagioklas und zersetzte Kalifeldspate auf. Die Struktur ist kristalloblastisch, die Textur schwach kristallisationsschieferig. Feine aplitische Injektionen sind sehr häufig, besonders in der Nähe des Granitstockes vom Gamsboden. In den injizierten Partien nimmt Quarz stark zu und tritt in den feinkörnigen, glimmerreichen Partien in groben Linsen auf.

Zur gleichen Gesteinsserie gehört der „Guspisgneis". Es ist dies ein psammitischer Gneis, mit Sericit und Biotit und zahlreichen amphibolitischen Einlagerungen, der von der obern Val Guspis über die Blauberge, Rodont, Lucendrosee zum Ywerberhorn und Wyttenwassergletscher zieht. In seiner westlichen Fortsetzung jenseits des Rotondogranites tritt ein Zug amphibolitischer Gesteine auf, den R. Eichenberger (9) vom Piz Gallina bis ins Blindental verfolgt hat. Dass diese amphibolitischen Gesteine eine besondere kalkreichere und stärker metamorphe Facies des „Guspisgneises" sind, ist nach ihrer topographischen Lage anzunehmen, aber nicht erwiesen.

Gegen Osten setzt der „Guspisgneis" zwischen Piz Furcla und Piz Serengia zum Piz Vitgira und bis an die Lukmanierstrasse fort, wird hier vom Medelserprotogin abgeschnitten; wahrscheinlich tritt er aber auch weiter östlich wieder auf.

„Gurschen"- und „Guspisgneis" unterscheiden sich kaum. Der „Guspisgneis" führt Amphibolite, was mit seiner tektonischen Lage (Einklemmung im streifigen Gneis) im Zusammenhang stehen mag. Auch enthält der „Guspisgneis" mächtigere Injektionen als der „Gurschengneis", wodurch gegenüber jenem ein gradueller Unterschied bedingt wird.

Im Gegensatz zu den Gneisen des Permokarbons sind „Gurschen"- und „Guspisgneis" alpin nicht oder nur wenig metamorphosiert worden. Ihren heutigen Charakter haben sie grossenteils schon durch die hercynische Gebirgsbildung erhalten.

Im Oberwallis zeichnen C. SCHMIDT und H. PREISWERK (54) eine breite Zone von Augen- und Streifengneisen, die gegen Norden an den „Gurschengneis" stösst und im Innern die Zone der oben erwähnten amphibolitischen Gesteine (Guspiszone) enthält. Im Profil der Gotthardstrasse fehlen diese Augen- und Streifengneise, östlich davon aber, z. T. bis in die Val Somvix, sind sie wieder mächtig entwickelt.

Zur Hauptsache sind es grobkörnige, flaserige Augengneise, die manchmal, besonders im zentralen Teil, in strenger parallel-struierte, hellere Zweiglimmergneise und Streifengneise übergehen. An einzelnen Stellen südlich vom Sädelhorn und auf dem südlichen Ritzberg haben sie den Habitus eines grobkörnigen, porphyrischen Granites. Auffallend ist besonders im östlichen und zentralen Gotthard der wiederholte rasche Wechsel von typischen Augengneisen mit Zweiglimmer-, Flatschen- und Streifengneisen.

Der Mineralbestand dieser Gneise ist Quarz, Orthoklas, Albit-Oligoklas, Biotit, Muskowit (Granat, Epidot, Zoisit, Chlorit, Calcit, Titanit, Erz). Er bleibt sich in allen Typen ungefähr gleich; Struktur und Textur und vor allem die Ausbildung der einzelnen Mineralien wechseln indessen stark.

Sicher enthält diese Gneiszone Orthogesteine, die von granitischen, z. T. grobkörnigen Gesteinen abstammen. Teilweise sind in ihr aber auch injizierte Gesteine enthalten. Das zeigt besonders die Verteilung dieser Gneise im zentralen Gotthard-Massiv, wo sie NIGGLI (pers. Mitt.) und AMBÜHL (1) in zahlreichen einzelnen Linsen beobachtet und als „feldspatreiche Gneise" von den sichern Paragesteinen abgetrennt haben.

Im Nachfolgenden soll für die zentrale Gneiszone die Bezeichnung „Zone der streifigen Gneise" angewandt werden. In Wirklichkeit ist diese Bezeichnung nicht restlos befriedigend, aber die Streifengneise sind am meisten vorherrschend und nehmen zudem eine

Mittelstellung zwischen grob- und feinkörnig, und den, den metamorphen Gesteinen entsprechenden Strukturen und Texturen ein.

Die Gesteine der Zone der streifigen Gneise haben die hercynische und die alpine Gebirgsbildung überstanden.

Die Metamorphose ist nicht immer eine vollständige; in den meisten Fällen lassen sich noch Strukturrelikte erkennen. Die hercynische Metamorphose erreichte vor allem kristalloblastische Umbildungen, die alpine Metamorphose jedoch kataklastische Deformationen und Neubildung von Zersetzungsmineralien.

Südlich der Zone der streifigen Gneise folgt die Tremolaserie, eine Gruppe hochmetamorpher, sandig-mergeliger und tonig-mergeliger Gesteine (LAURA HEZNER) (27), die jetzt als Biotitschiefer, Amphibolite, Hornblendegarbenschiefer, Granatglimmerschiefer etc. vorliegen. In der oberen Val Bedretto enthält die Tremolserie zahlreiche Linsen von Injektionsgneisen. Ebenso ist die Zone des Soresciagneises in der obern Val Tremola teilweise als Injektionsgneis aufzufassen.

Prädestiniert durch den Gesamtchemismus, die ursprüngliche Art der Ablagerung und durch die tektonische Stellung ist die Tremolaserie die alpin am stärksten umgewandelte des Gotthard-Massivs. Zu einem relativ geringern Teil wurden ihre Gesteine bereits von der hercynischen Gebirgsbildung umgeprägt, so dass das heutige Bild das Werk zweier ausgeprägter Paroxismen der Metamorphose ist. Den mächtigeren Einfluss muss jedoch, das geht aus der tektonischen Lage hervor, die alpine Gebirgsbildung gehabt haben.

Am Nufenenpass wird die Tremolaserie schief von Trias und Bündnerschiefer überdeckt, nach Osten lässt sie sich über die hintere Val Canaria, Lago Tom, Lago Cadagno bis zum Lukmanierpass verfolgen und verschwindet hier wieder unter Trias.

Gotthard-massivische und penninische Trias und Bündnerschiefer sind auf der Südseite des Gotthard-kristallins intensiv und kompliziert verfaltet und verschuppt. Die Stratigraphie und Tektonik dieses Gebiets ist noch keineswegs völlig gelöst, immerhin sind einige allgemeine Beziehungen bekannt.

Charakteristisch für die gotthard-massivische Trias sind Quarzite an der Basis; relativ wenig mächtiger Rötidolomit, gut entwickelte Rauhwacke und die überall ausgebildeten Quartenschiefer, welch letztere allerdings hoch metamorph sind. Die Quartenschiefer waren ursprünglich tonig-mergelige, dolomitisch-mergelige bis eisentonreiche Sedimente.

Die Bündnerschiefer sind Kalktonphyllite mit viel „Graphitoid". Sandsteinbänke kommen in ihnen hie und da vor und sind besonders in den untern Teilen häufig. Die Bündnerschiefer, wenigstens ihre untersten Partien, werden zum Lias gestellt. Ihr Übergang zu den Quartenschiefern (als oberste Trias) ist unscharf und oft durch eine mehrfache Wiederholung der Schichtfolge gekennzeichnet, eine Erscheinung, die sowohl auf mehrfach wechselnder Sedimentationsfolge als auch auf intensiverer Verschuppung dieser Zone beruhen kann.

Die penninische Trias ist schwächer ausgebildet. Quarzite und Rauhwacke sind spärlich entwickelt. Quartenschiefer fehlen oder sind wenig mächtig. Die Grenze Quartenschiefer-Lias ist scharf. Der Lias ist kalkreich, mit kleinerem Graphitoidgehalt.

In die oben beschriebenen vorpermischen Gesteinsgruppen des Gotthard-Massivs drangen granitische bis dioritische Eruptiva ein. Durch ihr gesondertes Auftreten an der topographischen Oberfläche lassen sich verschiedene „Stöcke" unterscheiden.

1. Sädelhorndiorit. Dieser Quarz-Glimmerdiorit kommt in vier getrennten Aufschlüssen vor und hat den Augengneis durchschmolzen. Eine ausgesprochene Kontaktwirkung ist nicht vorhanden. Der Diorit ist massig, mit diabasartiger Struktur und nur geringer Kataklase. Chemische Analysen liegen nicht vor.

2. Rotondogranit. Massiger, z. T. aplitischer Granit mit Quarz, Mikroperthit, Orthoklas, albitreichem Plagioklas und Biotit, [Zirkon, Magnetit, Apatit, Rutil, Granat, (Sericit, Epidot)]. Kataklase ist besonders am Quarz sichtbar. Das hie und da schieferige Aussehen wird durch Biotitflatschen bedingt.

Nach R. Sonder (58) sollen zu der gleichen Intrusion die nach Chemismus und Mineralbestand durchaus analogen Granite vom Lucendro, Monte Prosa und der Tremola gehören.

3. Fibbiagranit. Der Fibbiagranit zeigt denselben Mineralbestand wie der Rotondogranit, weist jedoch stärkere Kataklase und Schieferung auf als jener.

4. Gamsbodengneis, Cacciola- und Winterhornaplitgranit. Der Gamsbodengneis ist ein Granit mit ziemlich starker Kataklase. Fehlt diese, so ist es ein massiger, feinkörniger Granit, der randlich in einen Muskovitgranit übergeht. Diese Form des Granites ist besonders in den nördlich anliegenden Aplitgraniten (Randfacies) von Alp Cacciola und Winterhorn vertreten.

5. Einige kleinere Eruptivgesteinsstöcke von weniger als 100 m² Oberfläche findet man mehrfach. Auf der Alp Toma am Fil Toma ist ein Granodiorit von ca. 150 auf 300 m. Süd-

östlich vom Rossbodenstock P. 2839 tritt ein Granitporphyr in mehreren Linsen auf und im Tal nördlich P. Tegliola ein Quarzdiorit.

Die chemischen Analysen der Granite sind zusammengestellt in der Analysensammlung der Schweizerischen geotechnischen Kommission. (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Geotechnische Serie, Bd. 14, 1930) (47 a).

Durch graphische Darstellung der NIGGLI-Werte gelangt man zum Diagramm der Fig. 1.

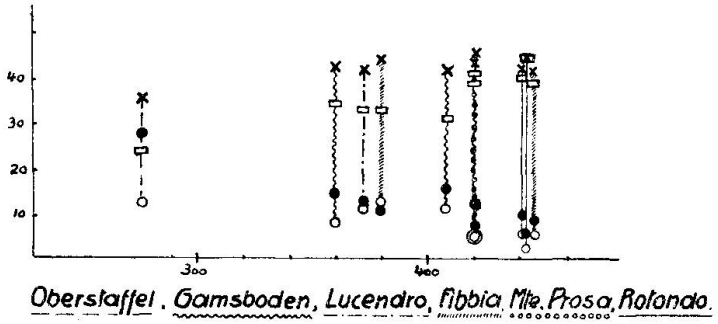


Fig. 1

Alle Granite gehören der Kalk-Alkali-Reihe an, was sich besonders deutlich aber erst aus den vollständigen Diagrammen unter Mitberücksichtigung der basischen Gänge ergibt. Solche Diagramme findet man bei R. SONDER (58), P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. WINTERHALTER (47 a).

Chemisch und mineralogisch gehören diese Granitstöcke ein und derselben petrographischen Provinz an. Die Differenz in ihrer Ausbildung ist nicht grösser als in anderen, zusammenhängenden Granitmassen. Daraus resultiert, dass sie aus einem gemeinsamen Magmenbassin stammen. Ob sie auch in den relativ oberflächennahen Teilen noch miteinander verbunden sind oder nicht, entzieht sich der Beobachtung.

Diese Granite haben alle Gesteine, in die sie eingedrungen sind, mehr oder weniger stark infiltriert und z. T. eine, wenn auch nur sehr schmale, kontaktmetamorphe Randzone erzeugt.

„Gurschen"-, „Guspis"-, „streifige Gneise" und nördlichste Tremolaserie sind also sicher älter als die Granite, die sicher voralpin und auch vortriadisch sind. Ihre Intrusion war nachhercynisch oder höchstens späthercynisch und fällt mit einiger Gewissheit ins Karbon. (Allgemeiner Paroxismus der Magmentätigkeit; Auftreten zahlreicher Quarzporphyrlager im untern Karbon; nach E. AMBÜHL (1) Überein-

stimmen der Feldspäte des Permokarbons mit denen der Granite; direkte Beweise fehlen.)

Der relative Altersunterschied der Granite, der übrigens sehr gering sein dürfte, wird später diskutiert; man vergleiche R. SONDER (58), H. HIRSCHI (27 a), E. AMBÜHL (1) und J. JOLY (31 a und b).

Aus der Feststellung, dass die Intrusion des Granitmagmas (Rotondo-, Fibbia-, Gamsboden- etc. Granit) im Karbon stattfand, folgt, dass für die tektonische Analyse des alten Gotthard-Massivs die Granitstöcke nicht in erster Linie berücksichtigt werden dürfen. Dann ergibt sich für das Gotthard-Massiv ein überaus einfaches und klares Bild.

An seinem Nordrand liegt Permokarbon, dessen oberste Teile während, eventuell z. T. noch nach der hercynischen Gebirgsbildung abgelagert wurden. Das Material stammt aus der Zone der streifigen Gneise und von den Granitstöcken (E. AMBÜHL) (1). Nach Süden folgen „Gurschen"- und „Guspisgneis", die als eine einzige, vorläufig untrennbare Gesteinsserie aufzufassen sind. Diese Paragesteine sind die normale stratigraphische Folge des Permokarbons nach unten. Der Übergang vom „Urseren"- zum „Guspisgneis" ist allmählich; eventuell vorhandene Differenzen sind durch hercynische und alpine Metamorphose verwischt.

Darauf folgt die Zone der streifigen Gneise, die eruptiven Charakter haben. Aus den bis heute vorhandenen geologisch-kartographischen Aufnahmen lässt sich entnehmen, dass sie im Westen und Osten des Gotthard-Massivs stark entwickelt, im Profil der Gotthardstrasse aber nur spärlich vertreten sind. Hier treten sie nur in einzelnen Linsen und lappig ausgebuchteten Partien auf. Dieses vereinzelte Auftreten von Orthogneis innerhalb der Paragesteine ist so zu erklären, dass im heutigen Relief der Erdoberfläche die Augengneise im Westen und Osten des Gotthard-Massivs tiefer geschnitten werden, als im zentralen Teil. Es ist also im Profil des Gotthardpasses noch das Dach der Augengneise vorhanden, während es westlich und östlich davon fehlt.

Für diese Auffassung spricht die oben beschriebene Art des Auftretens der Augengneise; eine weitere Stütze liegt in dem Vorhandensein von linsenförmigen und fleckig verteilten feldspatreichen Gneisen (P. NIGGLI (pers. Mitt.), E. AMBÜHL) (1) innerhalb der Paragesteinsserie. Diese feldspatreicheren Gneise wären als schwächer injizierte [1]) Partien des Augengneis-Daches aufzufassen.

[1]) Eventuell lassen sie sich auch als stark injizierte, aber gleichzeitig stark metamorphe Augengneispartien erklären.

Südlich der Zone der streifigen Gneise folgt die Tremolaserie; sie bildet die Südabdachung der Augengneise und des Gotthard-Massivs überhaupt.

Aus diesem tektonischen Bild des Gotthard-Massivs ergeben sich noch einige weitere Schlüsse. Nimmt man für das Gotthard-Massiv eine ungefähr gleichmässige Denudation an, so muss westlich und östlich des Gotthardpasses je eine Achsenkulmination, im Profil des Passes selbst aber eine (sekundäre) Depression vorhanden sein. Beweis dafür ist das Fehlen grösserer Paragesteinspartien westlich und östlich des Gotthardpasses, sowie das Breiter- und Seichter-

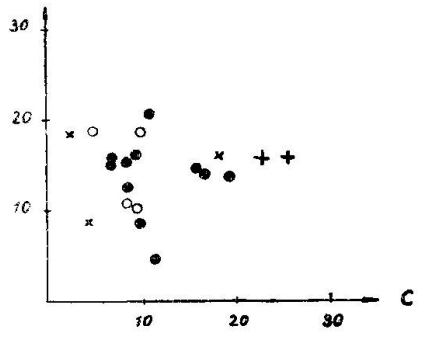


Fig. 2a. Diagramm: Urseren-, Gurschen-, Guspisgneis

Es bedeuten: × Urserengneis
○ Gurschengneis
● Guspisgneis
\+ Amphibolite

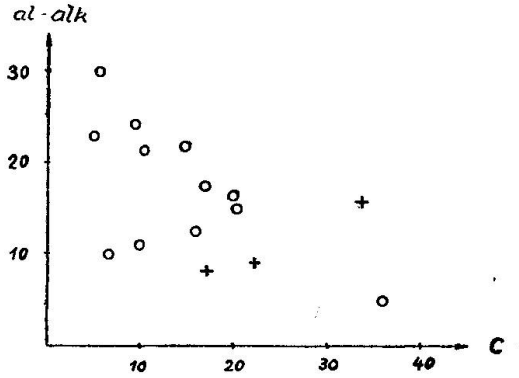


Fig. 2b. Diagramm: Tremola-Serie

Es bedeuten: ○ Gesteine der Tremolaserie
× Amphibolite

werden der „Guspisgneissynklinale" im Profil der Gotthardstrasse.[1]) Diese Auffassung steht auch mit der Tektonik der helvetischen und penninischen Decken nicht im Widerspruch.

Wichtig ist noch die Untersuchung der Relationen zwischen der Tremolaserie und den Paragesteinen auf der Nordabdachung der Zone der streifigen Gneise. Vorläufig lässt sich folgendes feststellen:

Südlich und nördlich der Zone der streifigen Gneise haben die Paragesteine, abgesehen von der auf der Südseite stärkeren Metamorphose, dieselben faciellen Merkmale. Die äussersten Paragesteine sind am karbonatreichsten; gegen die streifigen Gneise nimmt der Tonschiefer-Charakter zu und ist vor allem auf der Südseite aus-

[1]) Der Ausdruck Synklinale wird vielleicht mit Unrecht benützt. Es ist wahrscheinlicher, dass die sogenannten Synklinalen des Gotthard-Massivs Schuppungszonen darstellen. Nähere Untersuchungen fehlen jedoch.

geprägt, während auf der Nordseite eher psammitische Gneise, immer aber noch mit sehr hohem al, vorhanden sind.

Die chemischen Verhältnisse lassen sich vorteilhaft in einem (al—alk)—(c)-Diagramm (Fig. 2 a, b) darstellen. Die Analysenwerte haben für die Tremolaserie eine durchaus analoge Lage wie für „Urseren"-, „Gurschen"- und „Guspisgneis". Immerhin herrschen ursprünglich mergelige Gesteine mehr vor.

Als Ganzes lassen sich die Paragesteine südlich und nördlich des Gotthards gut miteinander in Verbindung setzen.[1])

C. Bemerkungen über den Bau des östlichen Gotthard-Massivs (Taf. III)

Die später folgenden Kapitel über die petrographischen Verhältnisse des Gotthard-Massivs verlangen einige Angaben über die Geologie dieses Teiles, wie auch umgekehrt die Geologie die allgemeine Kenntnis der Gesteine voraussetzt. Aus dieser Verquickung ergeben sich Schwierigkeiten in der Anordnung des Stoffes und es ist ein Kompromiss, wenn jetzt schon auf geologisch-tektonische Fragen des Baues des östlichen Gotthard-Massivs eingegangen wird.

Von der Lukmanierstrasse nach Osten erhalten die alten Gneise des Gotthard-Massivs ein östliches Axialgefälle von nicht genau messbarer Grösse. Ebenso sinkt das Aar-Massiv nach Osten ein. Über die untertauchende Schwelle des Gotthard-Massivs drängen die penninischen Decken, als noch sichtbar vorhandener Teil vor allem die Adula-Decke, nach Norden vor und verschleppen das Ostende des Gotthard-Massivs ebenfalls nach Norden.

Das Tavetscher-Zwischenmassiv, dessen Südgrenze vom Oberalppass bis Curaglia an der Lukmanierstrasse WSW—NNE läuft, biegt von hier nach Osten immer mehr nach Norden um und überquert am Ausgang der Val Zavragia bei Ringgenberg in SW—NE-Richtung den Rhein.

Dieselbe Umbiegung machen alle alten gotthard-massivischen Gneise ebenfalls mit.

In den nördlichen Gesteinszonen des Gotthard-Massivs setzt das Abschwenken aus der im Westen normalen Streichrichtung schon in der Val Maigels ein, wird aber erst östlich der Val Somvix ausgeprägt.

---

[1]) Es muss aber betont werden, dass eingehende vergleichende Untersuchungen fehlen. Im allgemeinen haben alle diese Paragesteine vom Casannaschiefer-Typus ungefähr dieselben Charaktere. Es ist daher mit den heute zur Verfügung stehenden Methoden nicht immer leicht, sie einwandfrei zu trennen und zu vergleichen.

Gleichzeitig mit dem Umbiegen von der W—E- in die WSW—ENE- und SW—NE-Richtung beginnen sich die Gesteinsschichten nach Norden überzulegen. Am Piz del Maler im Grenzkamm zwischen Val Maigels und Val Cornera fallen die streifigen Gneise unter ca. 60° nach Süden ein, während sie am Crap Stagias bei Curaglia nur noch ca. 45° Südfall zeigen. Östlich der Val Somvix, im Bergkamm vom Piz Nadels zum Piz Tgietschen, liegen Augen- und Paragneise angenähert horizontal.

Das Gotthard-Massiv taucht nach Osten nicht auf einmal in seiner ganzen Breite unter; es verschwindet in mehreren Stufen unter dem mesozoischen Mantel. So bedecken Trias und Bündnerschiefer in der Gegend des Scopi die Tremolaserie und einen Teil der streifigen Gneise, und in der Val Camadra verschwindet eine 2½ km breite Zone der streifigen Gneise ebenfalls plötzlich unter den jungen Sedimenten.

Diese Komplikationen im einfachen Bauplane des Gotthard-Massivs werden noch vermehrt durch das Auftreten eines grossen Granitstockes, der zum Teil durchgehende Zonen unterbricht, die anliegenden Gesteine teilweise umgewandelt und an den Grenzregionen ausgesprochene Diskontinuitäten geschaffen hat.

Versuchen wir durch die Besprechung der Einzelheiten einen Einblick in die Gesamtmannigfaltigkeit der Erscheinungen und einen Überblick über die Tektonik des Gotthard-Ostendes zu erlangen.

Am Nordrand setzt das Gotthard-Massiv östlich des Lukmanierpasses mit mesozoischen Gesteinen ein. Ein schmaler Zug dunkler Schiefer mit seltenen Kalk- und Quarzitbänken liegt auf den Paragneisen des Tavetscher-Zwischenmassivs. Fr. Weber (XVI) fasst diese schwarzen Schiefer, die nach Osten rasch auskeilen, als Lias auf. Darauf folgen südlich Quartenschiefer, bläuliche, rötliche und grüne feine Schiefer, die oft als Chloritoidschiefer ausgebildet sind. Sie haben durch P. Niggli (45) eine eingehende Bearbeitung gefunden. Rötidolomit ist nur spärlich entwickelt und fehlt oft ganz; dafür ist die Rauhwacke relativ mächtig. Unter, d. h. südlich der Trias folgt Permokarbon. Es ist mächtig entwickelt und wird nach Osten zu einer kompliziert verschuppten Gesteinsgruppe. Von oben nach unten beginnt das Permokarbon mit blaugrauen, violetten und grünlichgrauen Tonschiefern, die manchmal sandig und konglomeratisch werden und nach unten in Breccien und Konglomerate vom Ilanzertypus übergehen. Quarzporphyre, Quarzite und Tuffe kommen hie und da in ihnen vor. Am Muraun-Nordgrat geht der „Ilanzer Verrucano" wieder in schwarze Schiefer und schwarze Konglomerate

über, die als Karbon angesprochen werden. Die Möglichkeit dieser Zuteilung besteht, doch sind die Beweise zu fragmentarisch, als dass dieser Alters- und Faciesbestimmung grösserer Wert zugelegt werden dürfte.

Die Schiefer des Permokarbons sind nur westlich der Val Zavragia ausgebildet. Östlich der Val Zavragia haben die Konglomerate die Oberhand und begleiten die Trias bis ins Lugnez.

Südlich des Verrucanos folgt das Altkristallin des Gotthard-Massivs. Doch vorerst sei die Entwicklung von Trias und Verrucano weiter verfolgt.

Die Trias am Nordrande des Gotthard-Massivs lässt sich ohne Unterbruch von westlich der Alp Tgom im obern Tavetsch bis unter die Garvera verfolgen. Hier setzt sie aus. Fr. Weber (XVI) nimmt einen Bruch oder eine Querverschiebung ungefähr S—N an. Wenig westlich des Tenigerbades in der Val Somvix findet man wieder Trias, aber innerhalb des Permokarbons. Sie ist mehrfach gefaltet. Die Trias am Nordrande des Gotthard-Massivs, diejenige innerhalb des Permokarbons vom Tenigerbad-Alp Nadels-Val Zavragia hängt zweifelsohne mit dem grossen Komplex triadischer Gesteine von Schlans-Capeder zusammen.

Am Südrande des Permokarbons treten vereinzelt Linsen von Trias auf; so westlich der Val Gronda, südlich St. Martin und östlich der Val Gronda in der Fortsetzung der Trias von Obersaxen. Trias findet man auch auf dem Grate, der von der Alp Titschal zum Piz Miezdi zieht. Diese Trias wird allseitig unterlagert von Permokarbon und überdeckt von Bündnerschiefer.

Von Ilanz bis Maierhof-Obersaxen trennt ein breiter Zug von Trias, meist Rauhwacke, das Permokarbon von dem Bündnerschiefer. Seine Fortsetzung findet er östlich der Val Gronda, bei der Alp la Prada und südlich der Alp Nova. Von hier lässt sich Trias über Lumbrein, Nussaus, Val Miedra, Alp Ramosa, Piz Tgietschen, La Greina, Val Camadra, Lago Retico, Piz Scopi zur Val Rondadura verfolgen.

Von der Alp la Prada bis in die Val Miedra wird die Trias von Permokarbon unterlagert, dessen oberste Serie weisse Quarzite von 5—10 m Mächtigkeit sind. Diese Quarzite zeigen häufig rötliche Quarzkörner und haben allgemein einen Korndurchmesser von 2 mm. Man findet sie in analoger Ausbildung auf der Lumbreiner Alp, am Piz Tgietschen, Crest la Greina, Pass Crap, Scaletta, ob den Hütten der Val Camadra, sowie am Osthange der Val Camadra. Die Ausbildung und die Konstanz im Auftreten mit Trias lassen es zweck-

mässig erscheinen, die weissen Quarzite als Buntsandstein aufzufassen.

Am Pass Crap lässt sich folgendes Profil feststellen:

Augengneise des Gotthard-Massivs
- Weisser Quarzit, ca. 1 m
- feine Schiefer mit Pyrit und Magnetit, ca. 0.2 m
- grünliche Schiefer, ca. 0.1 m
- dolomitischer Kalk, geschiefert, ca. 0.2 m
- Rauhwacke, z. T. gipshaltig, ca. 50 m
- grauer dolomitischer Kalk, ca. 2 m.

Bündnerschiefer, schwarze Tonschiefer.

Östlich des Lago Retico, zwischen P. 2597 und P. 2562, ergibt sich das Profil:

Gneise-Gotthard-Massiv
- konglomeratischer Gneis, ca. 2 m
- Biotitschiefer, ca. 0.5 m
- schwarze Schiefer mit Marmorlagen, ca. 1 m
- grünliche Schiefer, ca. 0.5 m
- heller Triasquarzit, hie und da ein 1—2 m breites Lager von Baryt führend, ca. 2—3 m.

Schwarze Tonschiefer-Bündnerschiefer.

Die Trias von Ilanz bis zur Greina bildet eine flach nach Südwesten einsinkende Platte, die nur ganz lokal einige Unregelmässigkeiten aufweist. Vom Greina Carpet nach Westen verdreht sich die Triasplatte zur Steilstellung. Es setzen Komplikationen ein, deren Darstellung zum Teil noch fraglich ist.

Südlich des Permokarbons folgen Paragneise, Äquivalente des „Gurschengneises". Es sind braun bis rot anwitternde Gesteine, mit meist stark ausgeprägter Schieferung. Ihr Aussehen ist mannigfaltig; Muskowit ist stets vorhanden; bald sind es chloritreiche, flaserige Gneise, bald feinkörnig sandsteinartige Partien, die oft undeutlich von hellern Bändern durchzogen werden, hie und da findet man in ihnen kleine Linsen und Knollen von hornfelsartigen Massen. Das unruhige Bild wird noch verstärkt durch die ausserordentlich zahlreichen pegmatitischen Injektionen, die die Paragneise oft in Abständen von wenigen Metern mit einer Mächtigkeit von 0.5—3 m durchdringen. Vereinzelt finden sich innerhalb der Paragneise kleinere Vorkommen von Muskowitgranit, so an der Fuorcla Stavelatsch und am Piz Nadels.

Südlich der Paragneise gelangt man in das Gebiet der streifigen Gneise. Im grossen Ganzen herrschen, im Gegensatz zum Westen, die Augengneise vor, doch sind auch hier Streifen- und Flatschengneise und, besonders in der Val Ufiern und an der Greina, feinkörnige Zweiglimmergneise häufig. Aplitgänge in den streifigen Gneisen wurden selten beobachtet; sie sind auch schwer erkennbar; dagegen wurden basische Gänge verschiedentlich gefunden. Sehr schön sind solche am Pass d'Ufiern sichtbar.

Am Nordrand schiebt sich zwischen Paragneise und streifige Gneise eine 20—50 m breite Zone von Phylliten ein. Von Drual an der Lukmanierstrasse nach Westen sind sie nicht weiter verfolgt worden. Nach Osten gehen sie über Platta, Crap Stagias, Talenge bei 1790 in der Val Plattas, Fuorcla de Valesa, Fuorcla Stavelatsch und sind auch wenig westlich der Alp Stavelatsch und nördlich der obern Val Lavaz in kleinen Ausschnitten zu beobachten.

In der Val Plattas im Bachtobel, das vom kleinen Gletscherchen zwischen Piz Caschleglia und Piz Cazirauns herkommt, sind die Phyllite gut aufgeschlossen; es ergibt sich von Nord nach Süd folgendes Profil:

Paragneise, z. T. chloritreich, viel Muskowit, zahlreiche aplitische-pegmatitische Injektionen.
- grüne Sericitschiefer, ca. 5 m
- gelblich-weisse Sericitschiefer, ca. 10 m
- blaue-schwarze Sericitschiefer, ca. 2 m
- knotiger, flatschiger, schiefriger Gneis, ca. 3 m
- weisse Sericitschiefer, ca. 1 m
- knotiger Gneis, ca. 10 m
- Injektionsgneis, ca. 20 m.

Streifiger Gneis.

Überall sind die Phyllite feinschieferig, führen häufig Quarzporphyre und liegen mehr oder weniger flach auf den Paragneisen. An der Fuorcla Stavelatsch stechen sie nach Osten mitsamt den darüber liegenden Amphiboliten in die Luft und liegen auch hier über den Paragneisen des Piz Rentiert.

Ausmass und Anlage dieser Gesteinszone erinnern an eine Schuppung, die ein schmales Teilstück der streifigen Gneise ergriffen und leicht über die Paragneise gestossen hat. Die feinschieferigen Gesteine in der Grenzregion könnten demnach eine phyllitisierte Partie der Paragneise sein. Ein Teil der Paragneise wurde von der Schuppung ohne Veränderung mit ergriffen. Anderseits lassen sich manche

Phyllite als Permokarbon auffassen und die Phyllitzone würde dann eine verschuppte Muldenzone darstellen.

Im Gebiete Piz Caschleglia-Piz Cazirauns-Piz Senteri-Piz Stavelatsch liegt auf den streifigen Gneisen ein mächtiger Komplex gebänderter Amphibolite. Deren Entstehung wird später diskutiert.

In den streifigen Gneisen treten noch, wie schon vom westlichen und zentralen Gotthard-Massiv erwähnt, verschiedentliche Paragneiszonen auf.

Von der Südseite des Piz Cristallina lässt sich eine solche Zone verfolgen über die Nordgräte des Piz Ufiern, Piz Camadra und Piz Medel; sie zieht zwischen P. 3055 und P. 3015 durch, geht zum Nordgrat des Piz Valdraus, Piz Vial und Pleunca da Sterls und vereinigt sich östlich des Somvixertales mit den gewaltigen Paragneismassen, die von der Fuorcla de Cavel bis zum Piz Nadels herrschend werden.

Am Piz Cristallina ist diese Paragneiszone nur schmal (ca. 10 m), sie besteht hier aus schwarzen, biotitreichen Schiefern, die sehr häufig Turmalinimprägnationen enthalten. Turmalin zeigt sich bald in sonnenartigen Anordnungen, bald aber liegt er auch in feinen Kristallen in den Schieferflächen und erfüllt dort in der Art der Kluftmineralien die Hohlräume. Nach Osten nimmt die Turmalinimprägnation ab, der Gneis wird heller. Am Lavazgletscher in den Felsen südlich P. 2567 ist die Paragneiszone durch ein schwarzes, viel Biotit und Granat führendes Gestein vertreten und am Piz Valdraus besteht die ganze Serie aus Glimmerschiefern, Amphibolitlinsen und feinkörnigen Gneisen, die oft saure Injektionen enthalten. Dieselben Gesteine finden sich auch in der östlichen Fortsetzung.

Von dieser Gesteinszone wird weiter unten nochmals die Rede sein.

Südlich der Paragneiszone Piz Cristallina-Piz Medel-Piz Valdraus etc. folgen wieder streifige Gneise, die auf ca. 2400 m Höhe vom Grate zwischen P. 1756 und Piz Cristallina bis wenig östlich des Pass d'Ufiern abermals von biotitreichen Gneisen unterbrochen werden. Die nämliche Erscheinung wiederholt sich von westlich P. 2783 über Laghets (Passo Cristallina) bis in die Val Casaccia.

Die Paragneiszone Piz Cristallina-Piz Medel-Piz Valdraus etc. dürfte die Fortsetzung der Zone Piz Furcla-Piz Vitgira sein, diejenige vom Pass d'Ufiern mit der vom Piz Borel-Piz Rondadura zusammenhängen, die Paragneise von den Laghets mit denen nördlich von St. Maria übereinstimmen und die konglomeratischen Gneise und schwarzen Schiefer am Lago Retico stellen eventuell Partien der Tremolaserie dar.

In den Komplex der streifigen Gneise und die darin eingeschalteten Paragneise ist granitisches Magma eingedrungen und liegt nun z. T. als porphyrischer Biotitgranit, Biotitgranit und als Quarzdiorit vor. Der porphyrische Granit ist als Medelserprotogin, der körnige Granit als Cristallinagranit und der Quarzdiorit als Ufierndiorit bekannt (ALB. HEIM (24), U. GRUBENMANN) (20). Zwischen Medelserprotogin und Cristallinagranit besteht ein scharfer Kontakt. Gänge von einem Granit in den andern wurden nicht beobachtet. Der Quarzdiorit liegt innerhalb des Cristallinagranits und zeigt gegen diesen keine bestimmte Grenze.

Durch das eindringende Magma wurden sowohl an den streifigen Gneisen als auch an den Paragneisen Veränderungen erzeugt.

Der Kontakt zwischen Granit und streifigen Gneisen ist scharf. In der Grenzregion besitzen die streifigen Gneise jedoch Feldspat-Quarz-Augen, deren Durchmesser häufig 3.5 und 7 cm messen (z. B. wenig südlich Acla).

Weit intensiver ist die Beeinflussung der Paragneise durch den Granit. Die kontaktnahe Partie der Paragneiszone Piz Cristallina-Piz Medel-Piz Valdraus-Piz Vial etc. führt gebänderte Amphibolite, die nach oben rasch abnehmen. An einzelnen Stellen innerhalb des Granites findet man prachtvolle Auf- und Einschmelzungen dieser Amphibolite. Es scheint nicht ausgeschlossen, dass die gebänderten Amphibolite wenigstens zum Teil ihre Entstehung der Kontakt- resp. der Injektionswirkung des granitischen Magmas zu verdanken haben.

Schliesslich muss nochmals auf die intensiven pegmatitischen Injektionen nördlich der Val Lavaz und auf die Turmalinimprägnation südlich Piz Cristallina hingewiesen werden, beides Erscheinungen, die offenbar mit der Granitintrusion in Zusammenhang zu bringen sind.

Eine Erscheinung soll hier erwähnt werden: Von der Fuorcla la Buora über Fuorcla de Lavaz bis unter den Nordgrat des Piz Vial lässt sich immer innerhalb des Medelserprotogins ein weisses bis gelbliches, feinkörnig-feinschieferiges Gestein von 10 bis 15 m Mächtigkeit verfolgen. An den beiden Enden keilt es aus. Eine orientierende Kieselsäurebestimmung ergab 95.7 % SiO_2. Im Dünnschliff ist fast ausschliesslich Quarz als feines Pflaster vorhanden. Sericit und Pyrit kommen vor, Feldspäte sind selten. Danach muss das Gestein als Quarzit, vielleicht als Triasquarzit, angesprochen werden. Bei der Alpenfaltung dürfte in dieser Zone eine Triasmulde eingeklemmt worden sein, ähnlich etwa wie in der Val Rondadura. Tatsächlich ist auch beidseitig des Quarzites der Granit vollständig ver-

quetscht, mylonitisiert, was zum mindesten eine nicht homogene Deformation des Gesteinsverbandes beweist.

Einen analogen Rest einer Triasmulde hat P. NIGGLI (persönliche Mitteilung) innerhalb der streifigen Gneise in der Val Ufiern bei der Bachgabelung gefunden. Hier tritt zudem in einer kleinen Linse ein dolomitischer Kalk auf.

Die Detail-Tektonik des östlichen Gotthard-Massivs harrt noch der Bearbeitung. Für die petrographischen Untersuchungen weiter unten genügen folgende Angaben:

Noch in der Val Nalps steht das Altkristallin des Gotthard-Massivs steil, aber schon am Piz Valdraus und weiter ostwärts legen sich die Schichten von fast senkrechtem Südfall bis in die Horizontale. Besonders die Paragneise der Zone Piz Cristallina - Piz Medel-Piz Valdraus etc. machen dieses sukzessive Überliegen mit und umhüllen gleichsam den Südrand des Granites. Gleichzeitig stellt sich infolge des Achsenfallens eine Verdrehung der Schichtflächen ein.

Im eigentlichen Untersuchungsgebiet werden die Paragneise der Zone Piz Cristallina-Piz Valdraus etc. durch den tiefen Einschnitt der Val Lavaz von jenen des Piz Rentiert-Piz Culmet getrennt. Östlich der Val Somvix ist ein kontinuierlicher Zusammenhang vorhanden, wobei allerdings die Schichtlagen durch das Vorhandensein des Granitstockes etwas gestört sind.

Längs der Grenze zwischen Granit und streifigem Gneis wurden nirgends Anzeichen einer Differentialbewegung gefunden; eine solche macht sich erst in der Phyllitzone geltend. Auch die Grenze zwischen Granit und Paragneiszone Piz Cristallina-Piz Valdraus etc. ist als normaler Granitkontakt anzusprechen.

Ebenso ist in der Val Lavaz, wo Granit und die Paragneise von Piz Rentiert-Piz Culmet zusammenstossen, keine ausgesprochene Dislokationsfläche sichtbar. Die kontaktnahen Schichten sind injiziert und stehen steil, konform den senkrecht einfallenden Granitplatten.

Nach den heute vorliegenden Beobachtungen scheint daher folgende Konstruktion am wahrscheinlichsten: In der Gegend der Val Lavaz besteht eine alpine Synklinale, deren Einfluss sich teils innerhalb des Granites (längs des Quarzites), teils aber in den nördlich folgenden Paragneisen in Form einer Schuppung bemerkbar macht. Es ist wahrscheinlich, dass der Granit wenig weiter nördlich nochmals in einem kleinen, unsichtbaren Buckel emporgewölbt ist, so dass die Dislokationszone in die Mulde zwischen den beiden Granithöckern zu liegen kommt. Für die Annahme eines solchen Granit-

körpers sprechen die zahlreichen Pegmatite in den Paragneisen vom Piz Rentiert-Piz Culmet etc.

Der südlich der Schuppungszone gelegene Granitkörper mitsamt den daraufliegenden Ortho- und Paragesteinen ist relativ zum nördlichen Teil gehoben worden. Aus dieser Annahme lässt sich der Sprung bei der Medelserhütte S. A. C. im Profil Fil lung—P. Caschleglia leicht erklären.

Die grosse Amphibolitmasse zwischen P. Caschleglia—P. Stavelatsch ist das nach Norden vorgeschobene Dach des Eruptivstockes. Es entspricht den untern Partien der Zone P. Cristallina—P. Valdraus-P. Vial etc.

Es wird eine nächste Aufgabe sein, Gesteinsfolge und Tektonik des Kristallins östlich der Val Somvix eingehend zu studieren, sowie die Entwicklung von Trias und Bündnerschiefer zwischen penninischem und Gotthard-Kristallin durchgehend zu verfolgen. Die in den Figuren der Tafel II gegebene Profilserie sucht lediglich die bisherigen Beobachtungen zusammenzufassen.

D. Morphologie

Die Gletscherbedeckung im Medelsergebiet geht Jahr für Jahr um mehrere Meter zurück. Seit der ersten Aufnahme der Siegfriedkarte sind einzelne Gletscherchen bereits verschwunden. An den steilen Hängen sind die Moränen oft verrutscht oder verschwemmt. Die Schuttbedeckung ist beträchtlich.

Eine Gliederung der Moränen und der Glacialterrassen wurde nicht durchgeführt. Um ein eindeutiges Resultat zu erhalten, müssten solche Untersuchungen mindestens für das ganze Vorderrheintal unternommen werden.

In der Val Camadra wurden zwischen dem m von Camadra und dem Piz Marumo ausgedehnte Rutschungen im Bündnerschiefer gefunden.

Die Bergformen sind vom Gestein abhängig, Granit und Orthogneis bilden Plattengräte, Amphibolit scharfe, zackige Gipfel, glatte Wände und Stufen von locker aufeinander getürmten Blöcken. Aus den Paragneisen entstehen rundliche Kuppen und ebenso aus Bündnerschiefer; im letzteren treten aber scharfe, tiefeingeschnittene Tobel auf.

Die Seen im Gebiet der Medelsergruppe haben verschiedenen Ursprung. Der Lai d'Encarden, die Laiets in der Val Lavaz, der See zwischen Lavazgletscher Ostseite und Piz Valdraus Nordwestgrat, die Laghets am Passo Cristallina, sowie das Seelein vom Pass Ufiern ver-

danken ihre Becken glazialen Auskolkungen. Kleine Tümpel im Greinaboden und vermutlich auch das Becken des Lago Retico sind auf Auslaugungen im Dolomit zurückzuführen.

II. CRISTALLINAGRANIT UND MEDELSERPROTOGIN UND IHRE BASISCHEN UND SAUREN DIFFERENTIATE

Wie oben beschrieben wurde, liegt inmitten von Ortho-, Para- und Injektionsgneisen ein grösserer Eruptivgesteinsstock, der drei verschiedene Facies erkennen lässt:

1. Cristallinagranit, ein feinkörniger Biotitgranit, manchmal Hornblende führend.
2. Medelserprotogin, porphyrischer Biotitgranit.
3. Ufierndiorit, Biotit-Hornblende-Quarz-Diorit.

Neben diesen zu einem Stock vereinigten Facies treten zahlreiche Aplite und seltener Lamprophyre auf.

A. Gesteinskomponenten

Helle Gemengteile

1. Quarz

Mechanische Deformation hat die einst grösseren Quarzindividuen in ein grob- oder feinkörniges Mosaik unregelmässig begrenzter Splitter aufgelöst. An einzelnen Stellen findet man Quarz als feines Pflaster mit rundlichen Körnern. Grössere Quarzkörner greifen lappig verzahnt ineinander. Die klaren, nur selten wolkig getrübten Quarze zeigen stets eine mehr oder minder intensive undulöse Auslöschung. In grösseren Quarzindividuen lassen sich oft ganze Systeme von Pressungsrissen beobachten. Manchmal sieht man von einem Punkt aus schwach divergierende Risse, die quer dazu wieder von kurzen Rissen unterteilt werden. So entsteht längs dieser Pressungsstreifen ein feines Pflaster von zerbröckelten Quarzen.

In den Apliten und auch in den kontaktnahen Granitpartien durchwachsen sich Quarz und Feldspat oft schriftgranitisch. Eine den Schriftgraniten nicht unähnliche Erscheinung tritt im Ufierndiorit auf. In den Zwickeln zwischen den tafeligen Feldspäten liegt Quarz derart, dass die optische Lage für mehrere solcher Zwickel gleich ist. Es lässt sich also vermuten, dass sich der letztausgeschiedene Quarz, ungeachtet des Gerüstes von Feldspat, Biotit und Hornblende, als grosse Kristallindividuen gebildet hat.

Die von E. Ambühl (1) im zentralen Gotthard-Massiv und von C. Friedländer (14a) im Tavetscher-Zwischenmassiv häufig beobachtete Böhm'sche Streifung der Quarze wurde in den Eruptivgesteinen nur

selten und auch dann nur sehr undeutlich beobachtet. Nach den Untersuchungen an den zahlreichen Dünnschliffen scheint sie an Zonen stärkerer Pressung gebunden zu sein.

2. Feldspäte

a. Kali-Feldspäte

In den granitischen Gesteinen wurde ungegitterter Kalifeldspat immer gefunden. Besonders gross und schön ist er im Medelserprotogin, wo seine Tafeln bis zwei cm Kantenlänge aufweisen; im Cristallinagranit ist er kleiner, meist nur in Form mehr oder weniger rundlicher Körner vorhanden. Selten und nur auf kurze Distanz ist dort eine geradlinige Umgrenzung festzustellen. Zwillinge wurden selten beobachtet. Gegitterter Kalifeldspat kommt vor. Häufig ist eine undeutliche, verwaschene Phantomgitterung zu beobachten.

Alle Kalifeldspäte zeigen perthitische Entmischung. Im allgemeinen ordnen sich die Entmischungsstreifen parallel eines Systems von Spaltrissen. In den Gesteinen, die stärkere Pressungen erlitten haben, zeigt ihre Anordnung jedoch eine deutliche Abhängigkeit von den Druckverhältnissen. Da z. B., wo Quarz mit einem kleinen Krümmungsradius gegen Kalifeldspat gedrückt wird, treten von dieser Zone stärkster Pressung radialstrahlig ausgehend Entmischungsstreifen auf (Tafel IV_1), oder in einem zerbrochenen Kalifeldspat scheidet sich längs des Risses Quarz aus, während beidseitig des Quarzganges zahlreiche Entmischungsstreifen im Kalifeldspat sichtbar sind. In einiger Entfernung vom Quarz lösen sie sich aus der intensiv entmischten Zone los und ordnen sich in parallele Streifen (Tafel IV_2). Im ersten Falle war für die Entstehung der perthitischen Entmischung ein einseitiger Druck verantwortlich; im zweiten Fall die durch das Quarzband bedingte Inhomogenität des gesamten Systems.

Wie unabhängig die Entmischung von der innern Struktur der Feldspäte ist, zeigt auch die Beobachtung, dass da, wo Kalifeldspäte verschiedener Stellung miteinander verwachsen sind, die Entmischungsstreifen ohne Änderung der Richtung durchsetzen.

Da, wo Kalifeldspat und Quarz schriftgranitisch miteinander verwachsen sind, zeigen beide Mineralien mechanische Beanspruchung, die sich in kataklastischer und plastischer Deformation äussert, aber für Quarz und Kalifeldspat nach den Elastizitätsverhältnissen verschiedene Bilder gibt. Quarz ist zerbrochen und zeigt undulöse Auslöschung. Unter gekreuzten Nicols macht Kalifeldspat den Eindruck einer intensiv welligen Fläche. Helle und dunkle verwaschene Streifen

sind ungefähr parallel angeordnet und zeigen längs einzelnen Spaltrissen Querverschiebung.

Zersetzungsmineralien im Kalifeldspat sind relativ selten. Sericit und Calcit treten vorzugsweise längs den Spaltrissen auf. Häufiger sind Einschlüsse von Quarz.

Kalifeldspat ist stets mehr oder weniger von einem sehr feinen, schwarzen Material bestäubt, das bei sehr starker Vergrösserung doppelbrechende Mineralien erkennen lässt. Vermutlich sind es Neubildungen infolge beginnender Zersetzung. Es scheint, dass diese Bestäubung eine der Ursachen der makroskopisch oft auffälligen blaugrauen Farbe der Kalifeldspäte ist.

b. Kalknatron-Feldspäte

Plagioklas ist immer stark zersetzt und nur in wenigen Fällen sicher bestimmbar. Die Zersetzungsmineralien sind meist Sericit und Zoisit; Epidot und Karbonat sind etwas seltener. Auffallend ist die Korngrösse von Sericit und Zoisit, besonders letzterer erreicht oft bis 1 mm Länge.

Dunkle Gemengteile

3. Biotit

In allen Tiefengesteinen der Medelsergruppe kommt Biotit vor. Im massigen Gestein zeigt er im allgemeinen gute Eigenformen, wenn auch die Basisschnitte öfters lappige Einbuchtungen aufweisen.

Die Schnitte senkrecht zur Basis haben kräftigen Pleochroismus, besonders bei den Graniten, schwächer beim Diorit.

	Granit	Diorit
parallel n_α	schwach gelblichgrün bis fast farblos	blass hellockergelb
parallel n_γ	dunkelrotbraun	licht grünlichbraun

Die Basisschnitte weisen oft eine fleckige Farbverteilung auf. Sagenitgewebe finden sich fast in jedem Biotit.

Aber nicht immer ist Biotit gut erhalten. In den stärker kataklastischen Gesteinen ist er verbogen, zerfetzt und gleichzeitig oft ausgebleicht oder durch Chlorit ersetzt. Mit dem Ausbleichen oder der Umwandlung setzt eine Erzausscheidung ein, deren Partikel sich längs der Spaltrisse oder am äussersten Rand anlagern. Häufig besitzen die Erzkörner einen Saum von Leukoxen. Es scheint, dass die Rutilentmischung und die Bildung der titanhaltigen Erzkörner im Biotit ihre Entstehung ähnlichen Vorgängen verdanken, und dass

nur die Intensität den Unterschied des Entmischungsproduktes bedingt. Die Ausbleichung der Biotite kann soweit gehen, dass das Vorhandensein dieses Minerals nur noch an dem allein übriggebliebenen Erzgerüst erkannt werden kann.

Oft ist Biotit längs den Spaltrissen aufgeblättert, wobei dann eine schöne Baueritisierung sichtbar wird. Die Eigenfarbe des Biotits ist in dem Falle dunkel braunoliv. In den Lücken finden sich neben Quarz oft feine Schnüre von Chlorit und etwas seltener Karbonat und Epidot.

Die Biotite des Diorites sind etwas kleinblättriger als die der Granite (ca. 1 mm statt 2—3 mm). Sie zeigen ganz allgemein etwas schlechtere, verschwommene Eigenformen und sind hie und da leicht durchsiebt.

4. Hornblende

Im Cristallinagranit und Ufierndiorit kommt neben Biotit auch Hornblende vor.

In beiden Fällen ist es eine schmutzig-grüne, gemeine Hornblende, deren Pleochroismus parallel n_γ grün, parallel n_a blass gelbgrün ist.

Im Cristallinagranit erscheint sie in kleinen Haufen; nur selten findet man sie einzeln. Sie ist ziemlich frisch, enthält aber auch hier Einschlüsse anderer Mineralien — Biotit, Quarz, Erz — und zeigt oft fleckige Farbtöne.

Für das Vorkommen von solchen Hornblendehaufen im Cristallinagranit scheinen, der Lagerung nach, Einschmelzungen des Paragesteinsdaches verantwortlich zu sein.

Im Ufierndiorit ist selten eine gut ausgebildete und frische Hornblende zu finden. Meist ist sie eng mit Biotit verwachsen und enthält diesen auch massenhaft eingeschlossen. Ihre Umrisse sind lappig, buchtig, und durchsiebt, Quarz und Chlorit füllen die Lücken. Hornblende wandelt sich in Biotit und Chlorit um.

5. Erz

Erz, vermutlich Titanomagnetit, ist ziemlich häufig. Man findet es in kleinen Körnern längs den Spaltrissen und am Rande der Biotite, oder auch verstreut in grösseren, rundlichen oder lappigen Flecken. Sehr oft zeigt es einen Leukoxenrand, der bisweilen viel grösser als das Erzkorn selber ist.

Pyrit ist selten vorhanden, häufiger findet man völlig limonitisierte Erzkörner.

6. Akzessorien und sekundäre Mineralien

Akzessorische Mineralien sind ziemlich häufig.

Turmalin tritt besonders in den Randpartien des Granitstockes auf. Er ist zonar gebaut, zeigt rötliche bis blaugrüne Farben und kommt meist in sonnenartigen Strahlenbündeln vor.

Apatit als kleine Stäbchen und Zirkon in kleinen, ovalen Körnern sind sehr verbreitet. Orthit findet man hie und da.

Sericit, Chlorit, Epidot und Zoisit sind als Zersetzungsmineralien häufig, Calcit findet sich in Hohlräumen und längs Rissen als sekundär eingelagertes Mineral.

In den Eruptivgesteinen erlangt Zoisit eine grössere Bedeutung. Häufig ist das sekundär gebildete Mineral gross ausgebildet (bis 2 mm), es ist auch bei der Feldspatzersetzung das neben Sericit wichtigste neugebildete Mineral. Dann aber findet man Zoisit wieder nach der Art der Sericithäute einzelne Mineralien umhüllend oder sich schlierig durch stärker bewegte Gesteinspartien ziehend.

B. Der Cristallinagranit

Makroskopisch zeigt der Cristallinagranit ein ziemlich wechselvolles Bild. Unregelmässig verteilt und ohne scharfe Grenzen kommt er bald in heller, weisser, bald in dunkler, graublauer Varietät vor. Im allgemeinen ist er massig und ziemlich feinkörnig; schieferig wird er nur in der Nähe des Medelserprotogins und oft auch am Kontakte mit den zahlreichen ihn durchsetzenden Apliten.

Die hellen Varietäten des Cristallinagranites führen etwas weniger dunkle Gemengteile und weisse Feldspäte, während die dunkeln Varietäten etwas reicher an dunkeln Gemengteilen sind und dunkelgraublaue Feldspäte besitzen. Kalifeldspat ist praktisch stets vollkommen frisch; Plagioklas jedoch gänzlich, oder dann nur unter Zurücklassung eines schmalen, frischen Saumes, zersetzt. An Stelle von Plagioklas findet man eine feinkörnige und feinflaserige Masse von Zoisit und Sericit neben wenig Karbonat und Epidot.

Die dunklere, basischere Facies des Cristallinagranites ist oft ziemlich reich an Biotit; selten tritt Hornblende auf oder wenn dies geschieht, so kommt sie so massenhaft und in einer solchen Form vor, dass ihr Erscheinen nur auf Einschmelzung zurückgeführt werden kann.

Der Cristallinagranit ist reich an Apliten, die fast ausnahmslos in dünnen Platten von 10 bis 20 cm Mächtigkeit West—Ost streichen und angenähert senkrecht nach Süden einfallen. In einigen Fällen, am Rifugi Camotsch, am oberen Las Crunas-Grat, am Miez Gletscher,

besonders schön aber an der La Siala, steigt ein mächtiger, ca. 20 m breiter Aplitgang senkrecht auf, kippt dann in scharfer Biegung nach Norden um und liegt auf eine Distanz von mehreren hundert Metern, nach aussen verzweigend und verlaufend, horizontal im Cristallinagranit.

Diese Erscheinungen, einerseits die steil einfallenden Aplite, andererseits die mächtigen liegenden Lagergänge, sind so auffallend, dass es sich wohl lohnen würde, die Granittektonik genauer zu analysieren. Es bestünde die Hoffnung, durch eine derartige Untersuchung den hercynischen Faltungsvorgang und die Intrusionszeit des Granites genauer abgrenzen zu können.

Basische Gänge sind sehr selten. Vom basischen Cristallinagranit unterscheiden sie sich nur durch etwas stärkere Führung von Biotit und durch deutlich gangartiges Auftreten. Ein gut zugängliches Vorkommen eines basischen Ganges liegt in den Westwänden des Fil lungs, längs denen man auf dem üblichen Wege zum Piz Medel aufsteigt, ungefähr beim s von Plattas, T. A. 412. Weitere Lamprophyre liegen im Sattel nördlich des Piz Cristallina und im Plateau des Miez Gletschers bei P. 2926, sie sind aber stark metamorph.

Einschlüsse fremder Gesteine findet man im Cristallinagranit nicht häufig. Auf einen solchen stösst man wenig nördlich und südlich des Fil lung-Gipfels. Es sind schwarze, tonige Schiefer, manchmal sandsteinartige bis grobkonglomeratische Gesteine, die im sonst massigen, hellen Cristallinagranit auffallen. Die Mächtigkeit dieser schwarzen Gesteine wechselt stark, von wenigen Zentimetern bis etwa 2 Meter. Nach Osten und Westen verschwinden sie unter der Firnbedeckung. Einsprenglinge von grösseren, rundlichen, undulös auslöschenden Quarzkörnern mit bisweilen schwach sichtbarer Böhmscher Streifung liegen in einer unauflösbaren Grundmasse von Sericit, Zoisit, Epidot und einem grauen bis schwarzen Mineral (Graphit oder kohlige Substanz?), das in zahlreichen Haufen vorkommt. Auf Grund anwesender kohliger Substanz und des stellenweise konglomeratischen Aussehens dieser Gesteine auf Karbon zu schliessen, erscheint nicht gerechtfertigt, fehlen doch sonst alle weiteren Merkmale. Wahrscheinlich handelt es sich um schwarzen Augengneis, wie man ihn in nächster Nähe am Piz Medel Nord- und Ost-Grat findet.

Zahlreich sind jedoch kleinere, schlierige, beinahe nur aus Biotit bestehende Flecken am Kontakte des Cristallinagranites mit dem Amphibolit (Fil lung Nordgrat, Ostseite), (Tafel V, 1—3), sowie auch Einschmelzungen von Amphibolit in Granit.

An kluftartigen Minerallagerstätten ist der Cristallinagranit zwischen Val Lavaz und Val Cristallina nicht reich. Häufig sind grössere oder kleinere strahlige Büschel von Turmalinsäulen. Sie treten in den randlichen Granitpartien auf und sind besonders schön am Südgrat des Fil lung und am Ostgrat des Piz Cristallina. Hie und da findet man hydrothermale Quarzgänge, die meist beidseitig von chloritreichen Schieferlagen begleitet sind. Diese Quarzgänge zeigen sehr starke Kataklase. Meist sind sie taub. Etwa darin vorkommende Epidote sind verbogen und zerbrochen. Östlich der Val Cristallina, im Untersuchungsgebiet von VAN HOLST-PELLEKAAN (28), findet man zahlreiche und grosse Adulare. Ebenso stammen die bekannten Axinite vom Scopi aus dem Granit zwischen Val Cristallina und Lukmanierstrasse.

Mikroskopisch zeigt der Cristallinagranit alle Stadien eines kataklastischen Granits. Selbst in seinen massigsten Partien weist Quarz undulöse Auslöschung auf. Die Plagioklase sind zersetzt und die Kalifeldspäte perthitisch entmischt. Biotit ist meist noch als solcher erhalten. Zoisit und Sericit sind nur kleinkörnig. Mörtelkränze von Quarz fehlen, oder sind nur unbedeutend. Die Struktur ist blastogranitisch.

In stärker kataklastischen Partien ist Quarz vollständig zerbrochen; grössere Individuen sind selten und zeigen intensive undulöse Auslöschung und starke Rissbildungen. Mörtelkränze treten auf. Häufig zeigt sich eine schwache Schieferung, ohne dass aber irgend ein Mineral an einer Kristallisationsschieferung teil hätte. Plagioklas ist völlig zersetzt, Sericit und Zoisit sind neu gebildet und durch Sammelkristallisation gross geworden. Biotit ist als solcher nur noch spärlich vorhanden. Sericit- und Zoisithäute durchziehen das Gestein. Neben der reinen Kataklase hat eine leichte Differentialbewegung eingesetzt; es ist der Übergang von massig, blastogranitisch zu undeutlich schieferig, intensiv kataklastisch.

Die noch intensivere Schieferung beschränkt sich auf die Lamprophyre und einzelne Aplite.

Im allgemeinen sind die Aplite etwas frischer als der Granit. Die spärlich vorhandenen Plagioklase sind aber auch hier völlig zersetzt. Sericithäute lassen sich oft schon makroskopisch erkennen. Quarz und Kalifeldspat sind oft schriftgranitisch verwachsen, wobei dann beide Mineralien stark undulöse Auslöschung zeigen.

Vom Aplitzentrum gegen den Rand nimmt die Korngrösse der Mineralien, besonders von Quarz und Orthoklas, zu. Das Impli-

kationsgefüge der beiden Mineralien tritt vorzugsweise am Aplitrand auf. Hie und da ist Quarz in einem schmalen Salband vorherrschend.

Bei einzelnen stark schieferigen Apliten zeigt sich deutliche Kristallisationsschieferung. Die gerichtete Textur und die kristalloblastische Struktur werden jedoch nicht herrschend, noch deutlich lässt sich die aplitische Struktur erkennen.

C. Der Medelserprotogin

Der Medelserprotogin führt dieselben Mineralien wie der Cristallinagranit. Kalifeldspat herrscht über den Plagioklas vor. Das Gestein ist massig, grobkörnig. Die Feldspäte besitzen oft Kantenlängen bis zu 2 cm. Durch diese auffallenden weissen Tafeln von Kalifeldspat erhält das Gestein ein porphyrisches Aussehen, obschon auch die übrigen Gemengteile ansehnliche Grösse (Quarz bis ca. 5 mm Durchmesser) erreichen.

Der Medelserprotogin umgibt den Cristallinagranit auf der Ost-, Nord- und Westseite. Die Grenze zwischen Medelserprotogin und Cristallinagranit ist nach W. VAN HOLST scharf, eine einfache Linie ohne zackige Ausbuchtungen. Einzig am Piz Vallatscha sind die beiden Granittypen schwach fleckig verteilt.

Längs der Grenzfläche von Medelserprotogin und Cristallinagranit findet man in der Val Lavaz eine wenige Millimeter breite Schieferungszone; weiter westlich, an der Buora, fehlt diese.

Der Medelserprotogin zeigt Übergänge von massigem, nur schwach kataklastischem Granit zum lentikularen Gneis. Im ersten Fall besitzt er grosse, wohl ausgebildete Kalifeldspäte, grosse undulös auslöschende Quarze und Biotite, die zusammen ein typisch blastogranitisches Strukturbild geben. Im makroskopisch als lentikularer Gneis anzusprechenden Granit ist Quarz zerbrochen, Mörtelkränze sind häufig. Kalifeldspat zeigt mit Quarz ausgeheilte Risse, ist abgerundet und in eine schlierige Masse von feinem Quarz, Sericit, Zoisit und Chlorit eingebettet. Biotit ist ausgebleicht und verfetzt.

Diese mylonitisierten Granite finden sich beidseitig des Quarzites, der von der Fuorcla la Buora über Fuorcla de Lavaz, oberes Val Lavaz, bis gegen den Nordgrat des Piz Vial hin zieht.

An der Nordflanke des Fil lung, gegenüber der Medelserhütte, findet man in schneearmen Sommern in den untersten Felsen, die man beim Aufstieg auf den Piz Medel traversiert, einen Gang von Granitporphyr. Grosse Einsprenglinge von Feldspat, Orthoklas liegen in einer dunkeln, feinkörnigen Grundmasse von Biotit, Quarz

und Feldspat. Blöcke dieses Gesteins findet man im Lawinen- und Gehängeschutt unter dem Plattasgletscher.

Der Medelserprotogin ist viel ärmer an Ganggesteinen als der Cristallinagranit. Ziemlich häufig sind jedoch hydrothermale Quarzgänge. In einem solchen, an der Ecke Lavazgletscher-oberes Val Lavaz, am Nordost-Fuss des Fil lung, wurde Arsenfahlerz gefunden.

D. Der Diorit der Val Ufiern

Im untersten Teil der Val Ufiern, beim Wasserfall, besonders gut zugänglich am Wege von der Ufiernhütte zur Laghetshütte, findet man einen kleinen, allseitig von Cristallinagranit umgebenen Dioritstock.

Meist ist dieser Diorit ziemlich hell; die hellen Gemengteile sind weiss mit einem Stich ins Grünliche; die in dieser Masse verstreuten dunkeln Gemengteile, Biotit und Hornblende, treten an Menge zurück. Das Gestein ist an vielen Stellen dem Cristallinagranit zum Verwechseln ähnlich. Erst die mikroskopische Untersuchung ergibt deutlich den Unterschied.

Feldspat, ein stark saussuritisierter Plagioklas, kommt in mehr oder weniger langgestreckten Tafeln und Leisten vor. Durch die Anordnung der Tafeln wird ein sperriges Gefüge verursacht. Die Plagioklase zeigen häufig zonaren Bau. Quarz füllt die Zwickel und steht in den saurern Varietäten zum Feldspat etwa im Verhältnis 4:5 oder 3:5. Biotit mit Sagenitgewebe und Erzausscheidungen ist immer vorhanden. Hornblende ist meist schlecht ausgebildet und oft schon stark in Biotit und Chlorit umgewandelt. Hiezu folgen als Akzessorien und sekundäre Mineralien Erz, Leukoxen, Apatit, Zirkon, Sericit, Zoisit und Epidot.

E. Serpentin

Drei sehr kleine Serpentinvorkommen von je kaum 0.5—1 m^2 Oberfläche befinden sich auf der Südseite des Piz Cristallina im Bachbett gegen Palius auf ca. 2300—2500 m Höhe. Die Serpentine liegen am Kontakt von Granit mit Biotitgneis. Der Kern des Stockes ist Serpentin, dann folgen Strahlstein, Asbest und Biotitschiefer. Der Serpentinstock zeigt also dieselbe Ausbildung wie diejenigen von der Kämmleten, von Surrhein etc. Der Granit nimmt mit der Annäherung zum Serpentin an Hornblende zu und wird in Kontaktnähe zum Diorit.

Serpentin ergab bei der chemischen Analyse folgende Werte:

	I		I
SiO_2	40.70	si	63.0
Al_2O_3	2.06	al	2.0
Fe_2O_3	4.09	fm	97.0
FeO	3.78	c	.5
MnO	.11	alk	.5
MgO	37.71	k	.5
CaO	.25	mg	.90
Na_2O	.21	ti	.29
K_2O	.30	p	.09
H_2O+	10.60	c/fm	.004
H_2O-	.08	al—alk	1.5
CO_2	.00		
TiO_2	.24		
P_2O_5	.23		
Summe	100.36		

I. Serpentin. Val Cristallina, nördlich oberhalb Palius, auf ca. 2500 m Höhe.

Mineralbestand: Serpentin, Sericit, Chlorit, Erz. In der feinen Masse sind lange, schilfige Anhäufungen von Serpentin erkennbar, die eventuell Palimpseste von Hornblende darstellen.

Struktur: sehr fein fibroblastisch.

Textur: richtungslos.

Analytiker: R. U. Winterhalter.

Das Alter dieser Serpentine ist unbekannt. Vermutlich dürfte jedoch ihre Intrusion mit der des Granites bezw. Diorites ungefähr zusammenfallen.

F. Chemische Untersuchung des Eruptivstockes

Von Medelserprotogin, Cristallinagranit und Ufierndiorit gibt es eine ganze Reihe guter Analysen, so dass es wohl möglich ist, die einzelnen Glieder auch chemisch zu charakterisieren.

Für die vorliegende Untersuchung wurden folgende zwei Analysen neu ausgeführt:

	I	II
SiO_2	71.51	66.59
Al_2O_3	13.72	15.03
Fe_2O_3	1.39	.67
FeO	2.23	4.65
MnO	.04	.08
MgO	1.72	1.66
CaO	2.03	3.25
Na_2O	2.56	2.86
K_2O	3.62	3.58
H_2O+	.75	.83
H_2O-	.00	.05
CO_2	.00	.00
TiO_2	.49	.61
P_2O_5	.19	.39
Summe	100.25	100.25

I. Medelserprotogin. NE-Ecke des Fil lung, unweit (30 m) vom Kontakte mit Cristallinagranit. Analytiker: R. U. Winterhalter.

II. Cristallinagranit. Fil lung, Ostflanke, am Rande des Lavazgletschers (ca. 2360 m). Analytiker: R. U. Winterhalter.

Die übrigen Analysen findet man zusammengestellt in Bd. 14 der geotechnischen Kommission (47 a).

Lediglich die Zusammenstellung der NIGGLI-Werte sei hier wieder gegeben.

No.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	h	c/fm	al-alk
1.	159	27.5	35.0	22.5	15.0	0.21	0.52	1.64	0.26	13.5	0.65	12.5
2.	167	32.0	29.5	24.5	14.0	.32	.56	—	—	5.7	.83	18.0
3.	195	34.0	39.0	7.0	20.0	.67	.41	2.54	.90	33.8	.18	14.0
4.	196	30.0	35.5	18.5	16.0	.26	.59	.73	.46	10.9	.52	14.0
5.	247	34.5	27.5	17.5	20.5	.24	.42	.54	.18	1.4	.64	14.0
6.	251	38.0	24.5	16 0	21.5	.07	.47	—	—	1.4	.65	16.5
7.	264	35.0	25.0	19.0	21.0	.24	.40	1.25	.19	1.6	.77	14.0
8.	274	36.5	28.5	14.5	20.5	.45	.36	1.98	.74	12.1	.50	16.0
9.	294	38.5	21.5	14.5	25.5	.53	.28	1.96	.85	15.4	.68	13.0
10.	316	43.0	12.0	14.0	31.0	.50	.35	.94	.17	10.0	1.19	12.0
11.	349	39.0	27.0	11.0	23.0	.48	.47	1.7	.29	12.5	.40	16.0
12.	452	46.5	6.5	10.0	37.0	.52	.28	—	.54	11.5	1.50	9.5
13.	460	50.0	7.5	3.5	39.0	.57	.48	—	.22	13.2	.43	11.0

1. Diorit. Val Ufiern. Analytiker: H. Ph. Roothaan.
2. Diorit. Val Ufiern. Analytiker: Anderwert-Grubenmann.
3. Basische Schliere im Medelserprotogin. Lukmanierstrasse, nordöstlich oberhalb St. Maria. Analytiker: L. Hezner.
4. Diorit (Randfacies). Val Ufiern. Analytiker: H. Ph. Roothaan.
5. Cristallinagranit (weiss). Val Cristallina. Analytiker: W. van Holst.
6. Cristallinagranit (graublau). Val Christallina. Analytiker: Anderwert-Grubenmann.
7. Cristallinagranit (graublau). Val Cristallina. Analytiker: W. van Holst.
8. Cristallinagranit (weiss). Fil lung, Ostflanke. Analytiker: R. U. Winterhalter.
9. Cristallinagranit (weiss). Val Cristallina. Analytiker: H. Ph. Roothaan.
10. Medelserprotogin. Lukmanierstrasse, nordöstlich oberhalb St. Maria am Kontakt mit dem Bündnerschiefer. Analytiker: L. Hezner.
11. Medelserprotogin. NE-Ecke des Fil lung, unweit (30 m) vom Kontakte mit Cristallinagranit. Analytiker: R. U. Winterhalter.
12. Aplit im Medelserprotogin. Östliches Val Somvix. Analytiker: L. Hezner.
13. Aplit im Cristallinagranit. Nördlich Piz Scopi auf 2640 m. Analytiker: L. Hezner.

Die drei Dioritanalysen haben beinahe übereinstimmende Werte. Die Quarzzahl steigt bei der Analyse von Diorit-Randfacies (No. 4) bis auf 32, während sie bei den anderen Analysen (No. 1 und 2) 11 bezw. — 1 beträgt. Quarz wird infolge des Biotitgehaltes jedoch in jedem Falle vorhanden sein. al—alk variiert von 12.5—14. Der Chemismus der Diorite wechselt von normaldioritisch zu quarzdioritisch.

Auch die Analysen des Cristallinagranits zeigen gute Übereinstimmung, si variiert von 247—294 (im Mittel 266); al von 34.5—

38.0 (im Mittel 36.5); fm von 21.5—27.5 (im Mittel 25.5); c von 14.5—19.0 (im Mittel 16.5) und alk von 20.5—25.5 (im Mittel 22). Die Quarzzahl ist stets stark positiv (+ 165, + 164, + 180, + 192, + 192), al—alk variiert von 13—16.5.

Die basischen Teile des Cristallinagranits entsprechen quarzdioritischem, die saureren normalgranitischem Chemismus.

Medelserprotogin ist bedeutend saurer und hat yosemitischen Chemismus; si = 316 und 349, Quarzzahl = 192 und 157, und al—alk = 12 und 16.

Die beiden Aplitanalysen ergeben aplitgranitischen Chemismus mit si = 452 und 460 und einer Quarzzahl von 304. Auffallend ist der hohe c-Gehalt (c =10) des Aplits im Medelserprotogin (No. 12).

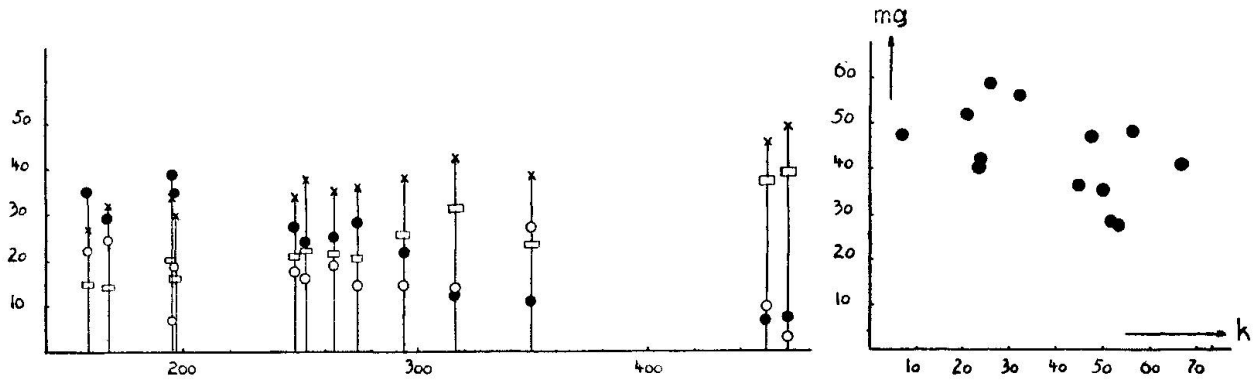


Fig. 3

Wie aus der Tabelle und den Diagrammen Fig. 3 leicht ersichtlich ist, passen sämtliche Analysen gut in ein typisches Differentiationsdiagramm der Kalk-Alkalireihe.

Die Verwandtschaftsverhältnisse mit anderen Eruptivgesteinen der Alpen, speziell mit andern des Gotthard-Massivs, sollen später diskutiert werden.

Betrachten wir vorerst die Beziehungen zwischen den einzelnen Typen innerhalb des den Medelserprotogin, Cristallinagranit und Ufierndiorit umfassenden Eruptivstockes.

G. Beziehungen der Gesteine des Eruptivstockes zueinander

1. Beziehungen zwischen Medelserprotogin und Cristallinagranit

Wie schon erwähnt, umgibt der Medelserprotogin den Cristallinagranit mantelartig auf der Ost-, Nord- und Westseite. Er ist von diesem stets scharf getrennt.

Chemisch stehen Cristallinagranit und Medelserprotogin in einfachem Zusammenhang. Mit zunehmendem si vom Cristallinagranit zum Medelserprotogin nehmen al und alk ebenfalls zu, fm und c ab. Im Diagramm (Fig. 3) zeigt die Verbindungslinie der einzelnen Werte keine grössern Unregelmässigkeiten.

Auch der Mineralbestand der beiden Granite ist durchaus derselbe, ebenso ihr Erhaltungszustand.

Daraus darf wohl gefolgert werden, dass Medelserprotogin und Cristallinagranit der gleichen Intrusionsepoche angehören.

Für die Ursache der verschiedenen Ausbildung und der scharfen Trennung von Medelserprotogin und Cristallinagranit gibt es verschiedene Erklärungen, die aber alle nicht restlos befriedigen. Der Medelserprotogin ist als Randfacies des Cristallinagranites aufzufassen. Seine grobkörnige, schwach porphyrische Ausbildung lässt sich durch die oberflächlich raschere Abkühlung erklären. Nicht durchaus plausibel ist bei dieser Erklärung die scharfe Trennung und die einfache Grenzlinie der beiden Granite. Zudem ist bei rascher Abkühlung die Korngrösse der einzelnen Mineralien unterschiedlicher als im Falle des Medelserprotogins.

Hirschi (27a) kommt auf Grund seiner Radioaktivitätsuntersuchungen dazu, den Erstarrungsbereich für den Medelserprotogin tief zu legen und langsame Erstarrung anzunehmen.

Anderseits könnten für die grobkörnige, porphyrische Ausbildung des Medelserprotogins die randlich im Granitmagma angereicherten leichtflüchtigen Bestandteile verantwortlich gemacht werden. Doch auch hier sollte ein allmählicher Übergang vom grob- zum feinkörnigen Granit vorhanden sein.

Eine etwas bessere Erklärung ergibt sich, wenn man eine kleine zeitliche Differenz in der Eruptionsfolge annimmt.

2. Beziehungen zwischen Cristallinagranit und Ufierndiorit

Zwischen Cristallinagranit und Ufierndiorit besteht keine scharfe Grenze. Wohl ist an einzelnen Stellen am Rande des typischen Quarzdioritstockes eine undeutliche Trennung vom Cristallinagranit in Form einer schieferigen Facies des letzteren wahrzunehmen, aber diese Schieferung ist eher auf eine nachträgliche Bewegung, als auf die kontaktmetamorphe Umänderung der Grenzpartie zurückzuführen.

Vom Cristallinagranit unterscheidet sich der Ufierndiorit (beide in ihren typischen Formen) nur durch die Art des Gefüges der Feld-

späte und der Hornblende, die neben Biotit etwas häufiger wird. Das stärkere Auftreten der Hornblende ist in Zusammenhang zu bringen mit dem höheren c-Gehalt, verbunden mit dem für die niedrigen si-Werte relativ hohen alk.

Neben den Dioriten mit schöner diabasartiger Struktur gibt es auch solche, bei denen diese völlig fehlt. Nach ihrem Mineralbestand sind sie noch als Quarzdiorit zu bezeichnen, bilden aber den Übergang zum Granit.

Es ist möglich, dass zwischen Dioritvorkommen und Paragneisen Relationen bestehen. Mangels Aufschlüssen ist dies nicht eindeutig zu beantworten.

H. Der Kontakt des Granitstockes

1. Kontakt zwischen Granit und Augengneis

An einzelnen Stellen (z. B. in der Val Ufiern) ist es schwierig, zu entscheiden, ob die groben porphyrischen Gneise als Medelserprotogin oder als Augengneis aufzufassen seien. Die Vermutung, dass die Augengneise eine rekristallisierte und stark gepresste Form des Medelserprotogins seien, bestätigte sich aber nicht. Es wurden Kontaktstellen gefunden, an denen die beiden Gesteine mit scharfer Grenze aufeinander treffen (Tafel IV, Ostende des Plateaus zwischen Val Lavaz und dem Bachtobel vom Lai d'Encarden).

Unter dem Mikroskop zeigt diese Kontaktstelle auf der Seite des Medelserprotogins frische, perthitisch entmischte Feldspäte, einzelne kleine Plagioklasindividuen und grosse, nur randlich zertrümmerte Quarze mit stark undulöser Auslöschung. Der Augengneis hat weniger Quarz und stark zersetzte Feldspäte (Plagioklas). Biotit liegt in langen Fasern parallel dem Kontakt, zeigt randlich Erzausscheidung und dichte Sagenitgewebe. Die Grenze zwischen zersetzten und unzersetzten Feldspäten ist scharf. Am Kontakt liegen vereinzelt Granate.

An anderen Stellen (Fil lung Ostflanke und bei Acla) haben die Feldspataugen riesige Dimensionen (bis 5 cm Durchmesser), die mit der Entfernung vom Granit rasch abnehmen. Vermutlich hat hier unter thermischer Einwirkung eine Sammelkristallisation und Feldspatisation eingesetzt.

2. Kontakt zwischen Granit und Paragneisen

Am Kontakt dieser beiden Gesteine treten mannigfache Erscheinungen auf, die einenteils auf die strukturellen und texturellen Ver-

hältnisse der primären Paragesteine, anderenteils aber auf das Zusammentreten einer Silikatschmelze mit einem chemisch stark differenzierten Körper zurückzuführen sind.

a. Amphibolite

Schon früher wurde erwähnt, dass der Paragneiszug Piz Cristallina-Pleunca da Sterls in seinem untern Teil Amphibolite enthält, die ihrerseits mit dem Granit in engem Kontakt stehen.

Die schönste Kontaktstelle befindet sich am Nordgrat des Fil lung. Gebänderter Amphibolit ist hier vollständig von Granit umgeben. Eine Fortsetzung des Amphibolits nach unten scheint zu fehlen, es wird sich hier also um einen Rest des Granitdaches oder um ein eingeschmolzenes Stück des Nebengesteins handeln. Mit der Annäherung zum Amphibolit treten im Granit (Cristallinagranit) dunkle, glimmerreiche, mehr oder weniger rundliche Partien auf, oder der Granit wird lokal sehr dunkel und enthält oft schlierenförmige Partien mit Biotit und Hornblende (Tafel V, 1 und 2). Am eigentlichen Kontakt findet man vollständig von Granit umgebene Amphibolitbrocken. Granit, der dann meist etwas grobkörnig ist, drängt sich in breiten, verzweigten, rasch anschwellenden und auskeilenden Bändern zwischen den Amphibolit und löst grössere Partien desselben vom einheitlichen Stock los (Tafel V 3, oben links). Die hellen Bänder des Amphibolits lassen sich kontinuierlich in den Granit verfolgen. Ein zweites System aplitischer Injektionen von allerdings nur sehr geringem Ausmass durchzieht die gebänderten Amphibolite quer. Verschiebungen längs Brüchen (Tafel V 3, Mitte links) und oft sehr intensive Fältelungen (Tafel V 3, Mitte unten) sind häufig.

Am Nordgrat des Piz Valdraus und Piz Vial sind die Verhältnisse ähnlich. Direkt über dem Granit folgen gebänderte Amphibolite. Nach oben nimmt die Bänderung ab. Der Amphibolit geht in den gewöhnlichen Biotitgneis über, der lokal noch Feldspatamphibolite enthalten kann.

b. Granat-Biotit-Albitfels.

Ungefähr 200 m nördlich der Bachvereinigung bei Las Tuors (Passo Cristallina) findet man im Bachbett den Kontakt zwischen einem dunkelgrauen Cristallinagranit und einem ziemlich intensiv injizierten Gneis. Am Kontakt tritt lokal ein Gestein auf, das neben Albit reichlich Biotit und etwas weniger Granat führt. Quarz fehlt. Eine chemische Analyse ergab folgende Werte:

SiO_2	48.92	si	125.0
Al_2O_3	19.51	al	9.52
Fe_2O_3	4.02	fm	43.0
FeO	10.21	c	10.5
MnO	.07	alk	17.0
MgO	3.46	k	.25
CaO	3.88	mg	.31
Na_2O	5.26	ti	1.69
K_2O	2.60	p	.15
H_2O^+	1.37	c/fm	.25
H_2O^-	.00	al—alk	12.5
CO_2	.00		
TiO_2	.90		
P_2O_5	.18		
Summe	100.38		

Granat-Biotitfels. Kontaktgestein, Las Tuors (Passo Cristallina).
Mineralbestand: Albit, Biotit, Granat.
Struktur: holokristallin.
Textur: massig.
Analytiker: R. U. Winterhalter.

c. Granat-Biotit-Hornblendefels

Ebenfalls interessante Kontaktgesteine wurden am Felsbuckel zwischen L von Las Tuoras und La Bianca, wenig unter dem Gletscher gefunden. Direkter Kontakt ist nicht sichtbar, das Gestein ist aber intensiv injiziert. In den kontaktnahen Paragesteinen findet man hin und wieder kleine herausgewitterte Köpfchen, die vorzugsweise aus Granaten bestehen.

Im Dünnschliff bestehen diese Gesteine weit vorwiegend aus Granat, der in grossen, rundlichen, fast farblosen, nur schwach rötlichen Körnern vorkommt. Er ist frisch, und zeigt nur spärlich Risse und noch seltener Einschlüsse. Zwischen einzelnen Granaten finden sich feine Flasern von olivbraunem Biotit und vereinzelte, ca. 1 mm lange Stengel einer blaugrünen Hornblende. Erz ist nur sehr spärlich vorhanden.

Granat kann aber auch stark zurücktreten. Dann ist Granat und Hornblende in einer feinflaserigen Masse von Biotit eingebettet. Erz, oft limonitisiert, ist etwas reichlicher vorhanden. Turmalin tritt spärlich in sehr kleinen Säulchen auf.

3. Injektionen

Magmatische Injektionen sind im Medelsergebiet sehr verbreitet. Doch ist es auch hier sehr schwierig, die älteren, vom Augengneis stammenden Injektionen von denen des Granits zu trennen.

a. Pegmatite

Mit der Granitintrusion sehr wahrscheinlich in Verbindung stehen die Pegmatite in den nördlichen Paragneisen und Augengneisen.

Die Häufigkeit und Mächtigkeit der pegmatitischen Injektionen dürfte ihresgleichen in den Alpen suchen. Es gibt Gebiete, z. B. auf der Alp Stavelatsch, wo sich Linsen von pegmatitischem Gestein mit ca. 2 auf 4 m Mächtigkeit wiederholt in Abständen von wenigen Metern folgen. Schön sind die Pegmatite vom Nordgrat des Piz Rentiert aus am Nordgrat des Culmet, und ebenso am Südgrat des Piz Muraun von oberhalb der Alp Cazirauns aus zu sehen. Am Culmet und Piz Muraun durchziehen die Pegmatite fast immer auf eine Länge von ca. 20—40 m die Biotitschiefer mit ca. 40° Südfall.

Die Pegmatite durchsetzen aber nicht nur die Biotitgneise, sondern auch, allerdings nur vereinzelt, die Augengneise. So findet man Muskowitpegmatite wenig südlich vom Piz Caschleglia und am Lai d'Encarden.

Gerade das Auftreten der durchaus gleichen Pegmatite in beiden alten Gesteinen spricht nicht für ihr Entstehen bei der Augengneisintrusion. Damit übereinstimmend ist auch die sich aus den Glimmeruntersuchungen von J. Jakob ergebende Feststellung, dass die Muskowite dieser Pegmatite nicht metamorph sind. Die Pegmatite, die sich demnach aus dem granitischen Magma des Cristallinagranits etc. entwickelt hätten, zeigen lediglich die Erscheinungen der Kataklase.

Mikroskopisch zeigen die Pegmatite das Bild eines sauren Granits. Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Muskowit sind beinahe die einzigen Mineralkomponenten; Pyrit, Zoisit, Epidot, Zirkon sind Neben- und Übergemengteile. Die Feldspäte haben auch in den Pegmatiten oft graublaue Farbe. Feldspäte und Quarz sind randlich zerbrochen, ausgeprägte kataklastische Struktur ist sichtbar. In den Pegmatiten, die in die Paragesteine eingedrungen waren, findet man hie und da Granat, welcher aber stark zerrissen ist und in den Rissen feine Flasern von Chlorit enthält. Turmalinpegmatite kommen bisweilen vor.

b. Muskowitgranit

Mit der Pegmatitinjektion in Zusammenhang steht das Vorkommen von Muskowitgranit an der Fuorcla Stavelatsch. Mikroskopisch zeigt er dasselbe Bild wie die Pegmatite, ist aber etwas

feinkörniger. Der Muskowitgranit vom Piz Nadèls wird wohl ebenfalls mit der Granitintrusion in Verbindung gebracht werden müssen.

c. Injektionsbänderung

Am Kontakt mit dem Medelserprotogin und auch mit dem Cristallinagranit zeigen die Paragneise intensive Injektionsbänderung. Man findet sie sehr schön in der Paragneiszone in der Val Casaccia (Tafel VI_4), aber auch südlich des Piz Cristallina und in der untern Val Lavaz. Die Injektion setzt am Kontakt mit dem Granit mächtig ein und keilt nach oben mit der Entfernung vom Kontakt rasch aus.

Als Injektionsbänderung ist auch die bereits früher erwähnte Bänderung der Amphibolite aufzufassen.

d. Quarzporphyre

Diese Gesteine seien hier erwähnt. Sicher ist Quarzporphyr nicht nur Effusivgestein, sondern oft ein Ganggestein, eventuell sogar ein richtiges Injektionsgestein.

Quarzporphyre sind im Medelsergebiet häufig, man findet sie sowohl in den Paragneisen wie auch in den alten Orthogneisen. In diesen setzen sie sogar quer durch (Übergang Lavazgletscher-Greina; zwischen Piz Cazirauns und Piz Caschleglia, Terrihütte S. A. C.), während sie in den Paragneisen den Schieferungsflächen entlang ziehen.

Unter dem Mikroskop sind die Quarzporphyre holokristallinporphyrisch, zum Teil jedoch mit ausgeprägter Schieferung. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig, quarzreich mit wenig Feldspat, Sericit und Apatit. Die Einsprenglinge sind Quarz mit schönen sechsseitigen Querschnitten, oft bipyramidal stark undulös auslöschend, und Orthoklas mit starker perthitischer Entmischung. Calcit findet sich in Rissen.

Eine chemische Analyse eines Quarzporphyrs sei hier wiedergegeben:

1. Quarzporphyr. Östlich unter dem Sattel zwischen Tuor denter Corns und Piz Cazirauns.
   Mineralbestand: Quarz, Orthoklas (Plagioklas), Apatit, Sericit.
   Struktur: holokristallin porphyrisch.
   Textur: massig bis feinschieferig.
   Analytiker: R. U. Winterhalter.
2. Quarzporphyr. Piz Muraun, Westgrat.
   Analytiker: L. Hezner (siehe 47a).

	1		1	2
SiO_2	74.56	si	396.0	436.0
Al_2O_3	12.36	al	39.0	47.5
Fe_2O_3	.55	fm	9.0	16.5
FeO	.55	c	17.0	2.0
MnO	.00	alk	35.0	34.0
MgO	.60	k	.24	.55
CaO	2.94	mg	.52	.45
Na_2O	5.24			
K_2O	2.44			
H_2O+	.17			
H_2O-	.06			
CO_2	.49			
TiO_2	.00			
P_2O_5	.22			
Summe	100.18			

Die Quarzporphyre sind wohl in Verbindung mit der Augengneis- oder der Granitintrusion zu bringen, aber weder für die eine noch die andere Annahme sind ausschlaggebende Beweise gefunden worden. Die wenigen chemischen Analysen lassen keinen Entscheid zu.

Ob eventuell zwei Entstehungsperioden für die Quarzporphyre angenommen werden müssen, entzieht sich vorläufig unserer Kenntnis.

Im Vergleich mit den andern prähercynischen Gesteinen ergibt sich aber ein Unterschied im Grade der Metamorphose. Die Quarzporphyre sind darnach jünger als die streifigen Gneise etc.; sie zeigen nur eine ausgeprägte alpine Metamorphose.

III. PRÄHERCYNISCHE ORTHO-, PARA- UND INJEKTIONSGNEISE

Diese Gesteine haben sowohl die hercynische wie die alpine Gebirgsbildung überstanden, also mindestens eine zweimalige Metamorphose erlitten. Alpine und hercynische Metamorphose hatten, wenigstens lässt sich das aus geologischen Erscheinungen an sämtlichen hercynischen Zentralmassiven erkennen, nicht den gleichen Ablauf und nicht dieselbe Intensität. Die hercynische Gebirgsbildung war eine relativ einfache, der Zusammenschub nur gering. Während der hercynischen Gebirgsbildung angelegte Falten, Verschuppungen und die begonnenen Umwandlungen der Gesteine wurden beim alpinen Zusammenschub verstärkt, vertieft und fortgesetzt. Der relative Unterschied der Metamorphose zwischen präund posthercynischen Gesteinen wird verstärkt oder verwischt durch die selektive Eignung der einzelnen Gesteine zur Durchbewegung, zur Kataklase oder zur Mineralumbildung.

Es ist keine leichte Aufgabe, die Wirkungen der verschiedenen Metamorphosen auseinander zu halten. Trotzdem soll versucht werden, Mineralinhalt und Struktur- und Texturbild der nachfolgend beschriebenen Gesteine in diesem Sinne zu interpretieren.[1])

A. Gesteinskomponenten

Helle Gemengteile

1. Quarz

Quarz, der noch bei den Graniten wenigstens zum Teil als grosses, wenn auch stark undulös auslöschendes und oft zerrissenes Mineralkorn auftrat, ist in den *Orthogneisen* fast nur noch als mehr oder weniger feines Pflaster vorhanden.

In den *Paragneisen* findet man ausschliesslich kleine rundliche Körner von Quarz, zwischen die sich feine Biotit-, Chlorit- oder Sericitflasern einschieben. In einzelnen Gesteinen ist Quarz als langgestreckte Kristalloblasten entwickelt. Quarz ist stets frisch; immer zeigt er undulöse Auslöschung. Böhm'sche Streifung wurde nur selten gefunden.

2. Feldspäte

a. Kalifeldspäte

Kalifeldspat ist in den als Augengneisen vorhandenen streifigen Gneisen sehr gross entwickelt (bis 2 auf 4 cm) und zeigt in den groben Augen fast völlig unversehrte Eigenformen. Es lässt sich aber oft ein leicht zackiger Rand feststellen, dem nach aussen ein feines Pflaster von Quarz und auch mehr oder minder zersetztem Orthoklas folgt. Mikroperthitische Entmischungen sind vorhanden. Die grossen Tafeln von Kalifeldspat sind fast völlig frisch und enthalten nur vereinzelt etwas Sericit. Hie und da zeigen sie Einschlüsse von zersetztem Plagioklas, von Biotit oder Chlorit. Kalifeldspat kommt im gleichen Schliff sowohl in gegitterter als auch ungegitterter Form vor.

In den Paragneisen zeigt Kalifeldspat schlechte Eigenformen und ist überhaupt seltener und meist stark zersetzt. Oft findet man ihn über eine Fläche von ca. 1 cm^2 als feines Pflaster ausgebildet. Die Kalifeldspäte sind zersetzt, wobei Sericitflasern fast immer senkrecht auf der Berührungsfläche der einzelnen Mineralkörper stehen. Die Zersetzung kann soweit gehen, dass eine Diagnose des Feldspats unmöglich wird. Ein feines Gewirr von Sericit, von grösseren

[1]) Siehe hiezu auch Ray (48 a).

Muskowiten, von Zoisit, verfetztem Biotit und Chlorit nimmt den Raum des ursprünglichen Feldspates ein.

b. Kalknatronfeldspäte

Plagioklas, soweit er überhaupt unter dem dichten Gewirr von sekundären Mineralien noch bestimmt werden kann, ist ein Oligoklas-Albit. Er liefert den grössten Teil der Sericitmasse, die in den nicht durchbewegten Gesteinen flächenhaft verteilt ist, in den durchbewegten jedoch sich in Schlieren und Bänder ordnet und die widerstandsfähigeren Mineralien umhüllt.

Dunkle Gemengteile

3. Glimmer

a. Biotit

Biotit ist verfetzt, ausgefranst, verbogen, manchmal auch gefältelt und stets nur in Form kurzer Flasern oder feiner Schuppen vorhanden. Entmischung in Form von Sagenitgewebe kommen manchmal vor. Oft ist Biotit ausgebleicht oder in Chlorit umgewandelt, wobei dann stets eine starke Erzausscheidung eintritt. Die Erzkörner zeigen fast immer einen Leukoxenrand. Leukoxen ist auch manchmal ohne Erzkorn im Biotit vorhanden. Zwischen die ausgefransten, feinen Biotite schieben sich fast immer grössere, gut umgrenzte Muskowite ein. Häufig gehen aber die Haufen feinflaseriger Biotite undeutlich in feine Sericitschuppen über.

Baueritisierte Biotite sind häufig. In den Biotiten kommen hie und da Einschlüsse von Epidot, die mit dem Wirtmineral unscharfe Grenzen bilden, vor.

b. Muskowit

Muskowit ist in fast allen Ortho- und Paragesteinen vorhanden. Immer ist er gut entwickelt, entweder als einzelne, rechteckig umgrenzte Blättchen oder in Verbindung mit Biotit flaserartig. Häufig ist er verbogen und geknickt. Muskowit scheint sich oft aus der sericitischen Masse, die bei der Feldspatzersetzung entsteht, durch eine Art Sammelkristallisation zu bilden. Muskowit ist das frischeste und das am besten umgrenzte Mineral der prähercynischen Gesteine.

Nebengemengteile und Akzessorien

4. Granat

Granat ist nicht sehr häufig. Vereinzelt kommt er in den Paragesteinen, selter noch in den Orthogneisen vor, ist aber in den peg-

matitischen Injektionen der Paragesteine öfter vertreten und schon makroskopisch erkennbar. Es sind rundliche, blassrötliche Körner mit nicht häufigen Einschlüssen von etwas Quarz. Meist ist Granat in Chlorit eingebettet.

5. Zirkon

Beinahe in jedem Dünnschliff sind die meist rundlichen Körner von Zirkon zu finden. Gute Kristallformen sind selten. Sehr oft zieht sich um den Zirkon ein pleochroitischer Hof.

6. Turmalin

Turmalin ist in der Nähe des Granitkontaktes in den Paragneisen südlich des Piz Cristallina ziemlich häufig, ja er kann zeitweise zum führenden Gemengteil werden. Meist aber ist er nur in kleinen Kristallen mit etwas unregelmässiger Begrenzung vertreten. Fast immer ist er zonar gebaut und wechselt seine Farbe vom tiefen Neutraltintenblau bis zum blassen Braunrot. Turmalin kommt auch in den streifigen Gneisen, aber viel seltener und nur in ganz kleinen Kriställchen vor. In den Paragneisen der nördlichen Zone fehlt Turmalin. Erst in den feinkörnigen Gneisen und Schiefern des Permokarbons in der Gegend von Curaglia wurde wieder Turmalin gefunden. Es fehlen ihm die Eigenformen, er ist hier ein allochthones Mineral.

7. Apatit

In den Paragneisen ist Apatit selten und auch in den Orthogneisen nicht so häufig wie im Granit.

8. Erz

Erzkörner sind sehr häufig, besonders in den Paragesteinen. Nur in den wenigsten Fällen aber lassen sie sich infolge ihrer feinen Verteilung bestimmen. Titanhaltige Erze müssen reichlich vorhanden sein, denn meist zieht sich um jedes Erzkorn ein Saum von Leukoxen. Pyrit kann man hie und da feststellen. Limonitisierte Erzpartikel kommen öfters vor.

9. Zersetzungsmineralien

Chlorit, Epidot, Zoisit, Sericit sind die weit verbreitetsten und häufigsten sekundären Mineralien und beherrschen, besonders in den Paragneisen, oft das mikroskopische Bild.

Chlorit entwickelt sich aus Biotit. Er enthält dann oft noch ein Gerüst von Erzkörnern, die aus Biotit bei der Umwandlung ausgeschieden wurden. Epidot, Zoisit und Sericit trifft man vor allem in umgewandelten Feldspäten.

Zwischen den einzelnen Mineralien, zwischen Quarz und Feldspat, und in letzterem selbst haben sich sekundär Sericitfläserchen gebildet. Dazu kommen oft Körner von Zoisit und etwas seltener von Epidot. Die einzelnen Flasern und Körner reihen sich in schmale Streifen, die immer breiter werden, andere Mineralien umhüllen und sich oft in leicht gewellten Linien durch den ganzen Schliff hinziehen. In diesen Flasern finden sich nicht selten Zirkonkriställchen und oft auch einzelne Fetzen von Karbonat.

Epidot, meist nur in Form kleiner, ovaler Körner, seltener als kurze Stengel, liegt öfters im Biotit. Es scheint, dass er mit diesem in Korrelation steht. Hie und da reihen sich Epidotkörner zu Schnüren und durchziehen das Gestein längs Rissen, oder sie erfüllen, dies allerdings nur lokal, Partien des Gesteins nach Art der Kluftmineralien.

Zoisit kommt häufig strahlig aggregiert (Zoisitbesen) vor. Oft aber findet man dieses Mineral auch in kurzen, meist schlecht umgrenzten Körnern einzeln zwischen den andern Gemengteilen und noch häufiger in den sericitreichen Schlieren.

B. Zone der streifigen Gneise

Im Gegensatz zum westlichen und zentralen Teil sind die Gesteine dieser Zone im östlichen Gotthard-Massiv oft als Augengneise grobkörniger ausgebildet. Die feinen Streifen- und Flatschengneise sind nur selten anzutreffen und zeigen auch dann ein wesentlich gröberes Strukturbild als diejenigen weiter westlich.

Im Grossen und Ganzen besitzen die Gesteine aus der Zone der streifigen Gneise ein eintöniges Aussehen, im Einzelnen aber lassen sie mannigfache Variationen erkennen.

In der typischen Form zeigen die Augengneise grosse, etwas längliche und meist spitz auskeilende Augen von Feldspat, der fast ausnahmslos bei der makroskopischen Betrachtung eine graublaue Färbung zeigt und sehr oft die einfache Zwillingsbildung des Orthoklases erkennen lässt. Der Feldspat ist jedoch manchmal zerquetscht und in Bruchstücke zerlegt, die dann in länger gestreckten Augen dem Gestein ein mehr lagiges Aussehen geben. Um die Augen ziehen sich meist feine Flasern von Biotit, dann folgt Quarz, der makroskopisch infolge seiner Feinheit kaum zu erkennen ist (Tafel VI_1).

Feldspataugen, Biotitflasern und Quarzbröckel legen sich mehr oder weniger parallel und demzufolge zerfällt der Augengneis gerne in grössere Platten mit schwach bolliger Bruchfläche.

Es gibt Abarten dieser gut lagigen Augengneise, die entweder durch ursprünglich kleinere Feldspäte, oder aber durch stärkere Pressung ihren heutigen Habitus erhalten haben. Im allgemeinen sind die ebenfalls graublauen Feldspäte kleiner, körniger und nehmen keine gerichtete Lage mehr ein. Einzelne grosse Feldspatindividuen liegen auch quer in der durch Biotitflasern und Sericithäute angedeuteten Schieferung. Quarz ist reichlich vorhanden und oft in einzelnen Körnern und Linsen makroskopisch erkennbar.

Wieder andere Partien dieser Zone zeigen Gneise mit stark hervortretenden Lagen von Biotit, zwischen denen sich lange Streifen heller Gemengteile, Quarz und Feldspat und oft auch Muskowit, befinden. Diese hellen Streifen schwellen an und keilen aus; sie reihen sich oft einzeln hintereinander, oft aber verschmelzen sie zu langen Bändern und dann ist es ohne eingehende Untersuchungen kaum mehr möglich, die Natur des Gneises, ob Orthogneis oder Injektionsgestein, zu erkennen (Tafel VI_2).

Die Streifung kann noch feiner werden, wobei das ganze Gestein feinkörnig wird und nur selten darin hellere, langgestreckte Linsen und Bänder hervortreten (Tafel VI_3).

Diese verschiedenen Gneise finden sich in inniger Wechsellagerung. Innerhalb weniger Meter gelangt man von grobkörnigem Augengneis zum feinkörnigen Zweiglimmergneis, auf den sofort wieder Augengneis folgt. Manchmal sind die feineren Gneise gefältelt oder auch nur die hellen Streifen gebogen. Die ganze Zone der streifigen Gneise streicht parallel der Achse des Gotthard-Massivs, schief dazu gehen südlich des Piz Cristallina, am Pass d'Ufiern an mehreren Stellen und westlich der Piz Terrihütte S. A. C. schiefrige, dunkle Gesteine, die die Augengneise gangartig durchbrechen. Östlich vom Passübergang Lavazgletscher-Greina liegt ein Quarzporphyr in den Augengneisen und ca. 100 m tiefer gegen den Pass Crap zu findet man in ihnen einen Fetzen chloritreicher Phyllite, in denen Magnetitoktaeder in grosser Menge vorkommen.

Die mikroskopische Untersuchung der streifigen Gneise ergab folgende Resultate:

Die Augengneise zeigen, sofern sie noch sehr gut erhalten sind, das Strukturbild eines porphyrischen Granits bei starker Kataklase. Die Feldspäte haben im allgemeinen noch gute Formen, sind aber randlich doch schon mechanisch beeinflusst. Einzelne Partien des

Feldspats haben sich losgelöst und bilden mit dem Quarz, der hier in einem feinen Pflaster auftritt, einen Saum um das grosse Feldspatindividuum; mit demselben Pflaster sind auch die Risse in den grossen Feldspäten ausgefüllt. Die grösseren Quarzkörner bilden vielfach ebenfalls ein Pflaster, andererseits aber sind sie langgestreckt, oder in rundlichen Lappen innig verzahnt. Dazwischen lagert sich Sericit, Muskowit in langen Flasern und Chlorit mit Epidot, Erz und Biotitresten. Die Augengneise haben ein durchaus ähnliches Aussehen wie der Medelserprotogin und unterscheiden sich von diesem nur durch eine etwas andere Komposition der dunkeln Gemengteile. Statt Biotit findet man Chlorit, Epidot, Erz mit Leukoxenrändern und als neues Mineral tritt Muskowit auf.

Bei den mehr schieferigen Gneisen sind die Feldspäte kleiner und Plagioklas ist oft stark mit sekundären Mineralien besetzt. Der Umriss der Körner ist unregelmässig zackig; sie sind von zahlreichen Rissen, die mit sehr feinem Quarz-Feldspatpflaster wieder ausgeheilt sind, durchzogen. Die Zwillingslamellierung der Plagioklase ist mehrfach unterbrochen, die einzelnen Bruchstücke ein und desselben Individuums sind gegeneinander verdreht. Biotit ist oft noch neben Muskowit vorhanden, aber immer sehr schlecht ausgebildet und stark in Umwandlung begriffen.

Immer mehr lässt sich auch im Dünnschliff eine Parallelrichtung der einzelnen Gemengteile erkennen. Sie wird besonders durch die immer reichlicher auftretenden Muskowite und vereinzelte kristalloblastische Quarze akzentuiert.

Die Korngrösse von Quarz und Feldspat kann noch kleiner werden. Biotit, Muskowit, Erz, Epidot ordnen sich vorzugsweise in Bänder und umhüllen so Quarz und Feldspat, die in kleinen Körnern zackig ineinandergreifen.

So kann man auch im Dünnschliff den Übergang vom groben Augengneis in den feinlagigen Gneis erkennen.

Die schon früher erwähnten epidotreichen Partien aus dem Augengneis zeigen im Dünnschliff eine körnige Quarzunterlage, über die sich Epidot Korn an Korn lagert. Manchmal ist Epidot auch in langen Stengeln vorhanden. Daneben tritt Karbonat und Chlorit auf.

Das gangartige Gestein südlich des Piz Cristallina ist sehr feinkörnig und biotitreich. Biotit ist nur in feinen Fetzchen, aber dicht gehäuft vorhanden. Daneben findet man Zoisit, Erz, Quarz, Sericit, Karbonat und Zirkon. Die Art des Auftretens, wie auch die Beobachtungen im Dünnschliff lassen auf einen Lamprophyrgang schliessen.

Aus dem östlichen Gotthard-Massiv gibt es nur eine chemische Analyse eines Streifengneises aus der Val Ufiern. Zum Vergleich wurden entsprechende Analysenwerte aus dem zentralen und westlichen Gotthard-Massiv herangezogen.

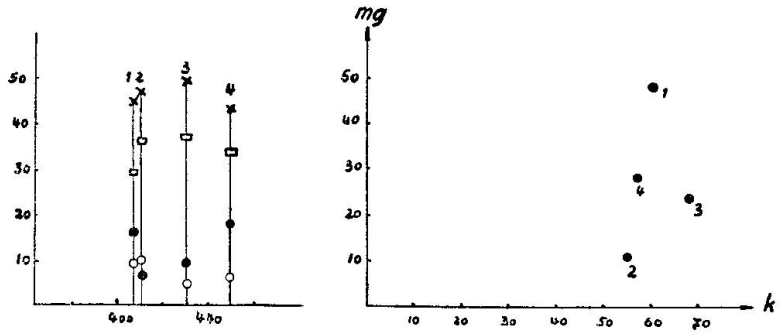


Fig. 4

Die Werte sind in Fig. 4 zusammengestellt; die vollständigen Analysen finden sich in Liefg. 14, Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Geotechnische Serie, 1930 (47 a).

Die eingeklammerten Zahlen in nachfolgender Zusammenstellung beziehen sich auf die Analysennummerierung dieses Werkes.

Fundort	Analytiker
1. Südliches Val Rondadura (III/120)	L. Hezner
2. Sellaweg (III/91)	A. Streckeisen
3. Punta nera (III/118)	L. Hezner
4. Val Ufiern (III/128)	L. Hezner

Auffallend ist der hohe k-Gehalt bei relativ niedrigem mg, sowie die grosse Differenz al—alk bei den hohen si-Zahlen (408—450). Die Analysenwerte zeigen starke Anklänge an die Typenwerte der quarzsyenitischen-granitosyenitischen Magmengruppe.

Sowohl die Feld- als auch die mikroskopischen Beobachtungen zeigten, dass ein Teil der streifigen Gneise von aplitischem Material injiziert worden ist und daher als Injektionsgneis angesprochen werden muss. So findet man oft gangartig weisse, feinkörnige Adern von Quarz mit wenig Muskowit, die sich aufspalten, verzweigen und auskeilen. In stärker gepressten Gneispartien sind solche Injektionen noch an den sehr langgestreckten Linsen eines feinen Quarzpflasters erkennbar, die zu breit sind, als dass sie vom regulären Gesteinsquarz herstammen könnten. In solchen Quarzpflastern stossen die Körner in einfachen Linien aneinander und sind in der Regel weniger kataklastisch beansprucht, als die eng verzahnten Mörtelkränze von Quarz.

C. Paragneise

In den geologischen Erörterungen wurde gezeigt, dass alle Paragneise vom untern Rande des Permokarbons auf der Nordabdachung des Gotthard bis zum Permokarbon auf seiner Südseite als einheitliche Gesteinsserie aufzufassen sind. Die einzelnen Paragneisvorkommen sollen trotzdem gesondert besprochen werden, da der direkte Beweis ihrer Zusammengehörigkeit erst durch weitere Untersuchungen östlich der Val Somvix erbracht werden muss.

1. Paragneise zwischen Permokarbon am Nordrand des Gotthard-Massivs und der Zone der streifigen Gneise

Südlich unter dem Permokarbon folgen die Biotit-Muskowitschiefer und -gneise. Wenn auch im allgemeinen die Grenze Permokarbon-Paragneise nicht sehr scharf ist, so lassen sich doch die beiden Gesteinsfolgen gut charakterisieren und trennen. Die Paragneise sind fast stets von pegmatitischen Injektionen durchsetzt. Hie und da sind sie jedoch etwas phyllitischer ausgebildet und enthalten oft Knollen und Lagen von Biotithornfels und hornblendeführenden Gesteinen. An einzelnen Stellen beobachtet man in diesen eine undeutliche Bänderung.

Die Glimmergneise sind im frischen Bruch meist graubraun, seltener grünlich, mit feinem Korn, hie und da mit sichtbaren Biotitblättchen und häufig mit rostigen Flecken. Die Anwitterungsflächen sind fast immer tief rostbraun.

Der ganze Komplex der Glimmergneise erfüllt ein grosses Areal; er reicht vom untern Nordgrat des Piz Muraun bis in die Val Lavaz und von der Lukmanierstrasse bis in die Val Somvix immer mit sehr ähnlichen Merkmalen, nur dass die pegmatitischen Injektionen gegen Süden, gegen den Granitrand, intensiver werden.

Innerhalb der Glimmergneise treten verschiedentlich Quarzporphyre auf. Aber sie kommen nicht allein in den Biotitgneisen vor, sondern auch in den Augengneisen und liegen fast ausnahmslos parallel der tektonischen Schichtlage.

Im Dünnschliff zeigen die Biotitgneise eine blastopsammitische Struktur. Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat sind in rundlichen Körnern von meist geringem Durchmesser (unter 1 mm) vorhanden. In einigen Fällen stellt sich eine nicht sehr deutliche Kristallisationsschieferung ein, wobei dann Quarz in langgestreckten Stengeln auftritt. Die Feldspäte sind meist stark zersetzt und sind nur noch

selten direkt als solche erkennbar. Biotit ist als Gewebe von feinen Flasern über den ganzen Schliff verteilt, oft aber bilden diese Glimmer auch mehr oder weniger parallele Streifen, die anschwellen und auskeilen und widerstandsfeste Mineralien einhüllen. Biotit ist relativ frisch, frischer als etwa in den Graniten. Manchmal ist er aber auch in Chlorit umgewandelt oder ausgebleicht. Gleichzeitig hat eine starke Erzausscheidung eingesetzt, so dass bei dem reichlichen Biotitgehalt Erz über den ganzen Schliff verteilt ist. Der einzige Gemengteil, dessen Lage weitgehend geregelt ist, ist der Muskowit. Seien es nun feine Blättchen oder grössere Flasern, immer sind die Glimmer einander mehr oder weniger parallel gerichtet. Diese strenge Ordnung unterbricht sich nur dann, wenn ein grösseres Mineralkorn im Wege steht. Der Gehalt an Biotit und Muskowit-Sericit wechselt stark. Immer ist der Muskowit ein sekundäres Mineral. Er ist meist gross (Blättchen von bis 2 mm Länge) ausgebildet und hat die feine sericitische Masse der zersetzten Feldspäte verdrängt. Turmalin und besonders Zirkon findet man häufig, aber nur in kleinen rundlichen Körnern, die deutlich, vor allem beim Turmalin, auf Transport der Mineralien hinweisen. Granat kommt gelegentlich vor. Häufig sind Epidot, Sericit und Zoisit.

2. Die Phyllite längs dem Nordrand der Zone der streifigen Gneise

Die Phyllitzone, die von Platta über Crap Stagias, mittleres Val Plattas, Fuorcla Valesa, Fuorcla Stavelatsch bis ins obere Val Lavaz hinzieht, besteht bei makroskopischer Betrachtung aus blaugrauen und grünlichen, sehr feinschieferigen Phylliten. Sie werden, besonders auf der West- und Ostseite des Crap Stagias, von mehreren Quarzporphyren begleitet, die auch ihrerseits stark schieferig sind. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Phyllite als feinkörnige, feinschieferige Gesteine. Hauptgemengteil ist Quarz, dann folgen Biotit, Chlorit, Muskowit, Sericit. Selten findet man grössere Körner von Feldspat.

Schon früher wurde die Ansicht geäussert, dass es sich bei diesen Phylliten um eine deutliche Schuppungszone handle. Fraglich ist, ob dabei das Permokarbon allein oder in Verbindung mit den Paragneisen von der Schuppung mitergriffen wurde oder ob sich diese nur innerhalb der Paragneise abspielte.

Tatsächlich findet man in den Paragneisen verschiedentlich auf kurze Distanz Gesteine, die jenen des Phyllitzuges gleichen. Mineralbestand, Struktur und Textur der Phyllite lassen deshalb den

Schluss zu, dass diese lediglich eine intensiver durchbewegte Zone der Paragneise seien. Diese Annahme wird noch bestärkt durch die Beobachtung, dass sich die Phyllite auf die Distanz von wenigen Metern mehrmals wiederholen und mit schwach injizierten Gneisen alternieren.

Anderseits lassen sich auch im Permokarbon zahlreiche Gesteine finden, die diesen Phylliten entsprechen können.

3. Die Paragneise aus der Zone Piz Cristallina-Pleunca da Sterls

Nördlich oberhalb Palius erscheint unter dem Cristallinagrat ein nicht sehr breiter (ca. 50—100 m) Zug von braunen, grauen und schwarzen Paragneisen, die sich bis zum Pleunca da Sterls und Piz Tgietschen verfolgen lassen. Nach Osten wird diese Gesteinszone zusehends breiter, am Piz Viglotz (Piz Vial Nordgrat) hat sie bereits eine Mächtigkeit von 600 m. Am Piz Cristallina sind die Gesteinslagen direkt am Kontakt mit Cristallinagranit stark mit Turmalin infiltriert; am Lavazgletscher, an der Ostseite des Fil lung (ca. 2650 m) sind die Paragneise durch dichten, feinkörnigen Granatamphibolit vertreten und am Piz Valdraus und Piz Vial sind die granitnahen Gesteinslagen gebänderte Amphibolite. Die Gneise stehen mit den Amphiboliten in engem Verband, eine scharfe Grenze besteht nicht.

Im Dünnschliff zeigen die Paragneise fein lentikulare Textur, Bänder von feinflaserigem Biotit wechseln mit solchen von kleinen, zersetzten Feldspatkörnern und hellen, klaren Quarzschmitzen. Turmalin ist entweder in Form der wohlausgebildeten Basisschnitte oder als Säulen häufig zu sehen.

Die biotitreichen Gneise werden etwa durch solche, denen dunkle Gemengteile fast völlig fehlen, unterbrochen. Auch hier beobachtet man schön lentikulare Textur; es wechseln feine Quarz- und Feldspatkörner mit langen, parallel gerichteten und stark undulös auslöschenden Quarzen. Manchmal fehlen sekundäre Mineralien fast ganz, oft aber ist der ganze Schliff davon, vor allem von Sericit, dicht besetzt. Mit Biotit tritt hie und da Chlorit, oft auch Muskowit auf. Feldspat ist meist in kleinen, rundlichen, schwach zersetzten Körnern vorhanden und bildet längliche Schmitzen; an seine Stelle kann eine feinschuppige Masse aus Biotit, Muskowit, Zoisit und Epidot treten. Granat kommt gelegentlich vor.

Am Piz Medels findet man in den Paragneisen kleine, schwarze, undurchsichtige Schuppen und feinen Staub. Vermutlich handelt es sich um kohlige Substanz, Graphit?

Diese typischen, psammitischen Paragneise zeigen keine wesentlichen Unterschiede gegenüber den Gesteinen der nördlichen Paragneiszone.

4. Die Paragneise zwischen Piz Cristallina und Pass d'Ufiern

Nach den mikro- und makroskopischen Beobachtungen sind diese Gesteine durchaus äquivalent jenen nördlich der Zone der streifigen Gneise. Der Mineralbestand ist derselbe, ebenso sind Struktur und Textur genau gleich wie dort. Sie unterscheiden sich jedoch darin, dass sie keine Pegmatite führen. Gegen den Granit, an den sie nördlich des Piz Cristallina anstossen, zeigt sich eine immer zunehmende Infiltration. Direkt am Kontakt mit Granit findet man kleine Serpentinvorkommen, sowie vereinzelte Amphibolite und über die ganze Zone verteilt hie und da grüne, chloritreiche Schiefer oder grosse Knollen derben Chlorites.

Von einem Biotitgneis aus dieser Zone wurde eine chemische Analyse angefertigt, sie ist mit den entsprechenden Analysen von Permokarbon-, „Gurschen"- und „Guspisgneis" zur Konstruktion des Diagrammes der Fig. 2a/b verwendet worden.

SiO_2	63.22	si	235.0
Al_2O_3	15.37	al	33.5
Fe_2O_3	2.09	fm	39.5
FeO	5.12	c	9.5
MnO	.08	alk	17.5
MgO	3.17	k	.42
CaO	2.42	mg	.45
Na_2O	2.75	ti	2.45
K_2O	3.09	p	.45
H_2O^+	1.74	c/fm	.24
H_2O^-	.06	al—alk	16.0
CO_2	.00		
TiO_2	.90		
P_2O_3	.28		
Summe	100.29		

Biotitgneis. Val Cristallina, nördlich oberhalb Palius, auf ca. 2500 m Höhe.

Mineralbestand: Plagioklas (zersetzt), Quarz, Orthoklas, Biotit, Muskowit, Erz, Zirkon, Chlorit, Epidot, Zoisit.

Struktur: kristalloblastisch.

Textur: undeutlich schieferig.

Analytiker: R. U. Winterhalter.

5. Die Paragneise von den Laghets am Passo Cristallina

Auch die Paragneise dieser Zone stimmen mit denen weiter nördlich überein. Für sie ist jedoch charakteristisch, dass sie grössere, linsenartig eingelagerte Amphibolite führen und randlich gegen Granit oder gegen die Injektionszone zu fast dichten Granatfelsen und hornblendeführenden Biotitfelsen werden.

D. Der Kontakt zwischen streifigen Gneisen und Paragneis

Mit Sicherheit wurde keine Kontaktmetamorphose zwischen den Augengneisen und den ihnen auflagernden Paragneisen festgestellt. Die randliche Zone der Paragneise ist aber oft mehr oder weniger stark injiziert. Es ist jedoch zu bedenken, dass die Grenzzone Augengneis-Paragneis auch für die mit der Granitintrusion erfolgten Injektionen die besten Aufstiegsmöglichkeiten bot. Für einzelne Gebiete ist indessen eine intensive Injektion der Paragneise von den Augengneisen aus nicht bestreitbar.

Die Grenzfläche Augengneis-Paragneis ist in den meisten Fällen (Crap Stagias-Fuorcla Valesa-Fuorcla Stavelatsch und Piz Cristallina-Pleunca da Sterls) eine Schiebungsfläche. Diese Erscheinung ist leicht verständlich, sind doch den mehr oder weniger massigen Augengneisen ganz andere physikalische Charaktere eigen als den schieferigen Paragneisen.

IV. DIE AMPHIBOLITE

In drei voneinander getrennten Lagen wurden Amphibolite gefunden: Nördlich der Val Lavaz im Gebiet Piz Caschleglia-Piz Senteri-Piz Stavelatsch; südlich der Val Lavaz als unterste Partie der Paragneisserie Piz Medels - Piz Valdraus - Piz Vial - Piz Pleunca da Sterls. Diese beiden Vorkommen sind miteinander in Verbindung zu setzen. Dazu kommt das etwas isolierte Vorkommen von Amphiboliten in den Paragneisen der Laghets (Passo Cristallina).

Für die Amphibolite nördlich der Val Lavaz sei das Profil Fil lung-Piz Caschleglia besprochen.

Die kleine Kuppe des Punkt 3015 östlich des Piz Medel besteht aus Paragneisen der Zone Piz Medel-Piz Valdraus etc. Südlich davon folgen Augengneise, nördlich Cristallinagranit, der in den Felsköpfen des P. 3055 reichlich Turmalin enthält. Ungefähr da, wo der Fil lung nach Norden plötzlich steiler abfällt, setzen Amphibolite ein, die vom Cristallinagranit prachtvoll injiziert und aufgeschmolzen

sind. Endogene und exogene Kontakte sind zahlreich sichtbar. An seinem nördlichsten Ende lagert der Amphibolit auf Medelserprotogin und setzt ungefähr 100 m oberhalb der von der Medelserhütte S. A. C. gerade noch sichtbaren Firnterrasse aus. In der Fuorcla de Lavaz und den südlich folgenden Felsen sinkt der ca. 15 m breite, stark schieferige Quarzit mit ca. 80° Nordfall in die Tiefe. Dieser Quarzit bildet die unterste Steilstufe des Fil lung-Nordgrates. Nach Süden folgt ihr ein schwach geneigter Hang von stark mylonitisiertem Medelserprotogin, der aber kaum 50 m höher bereits wieder massig ist. Von der Fuorcla de Lavaz nach Norden folgen auf den Quarzit hornblendeführende Gneise, wie sie in den Paragneisen vom Piz Rentiert-Piz Culmet häufig sind. Sie fallen nach Süden steil ca. 70—80° in die Tiefe. Bei der Medelserhütte werden sie von einem 1—2 m breiten, hydrothermalen Quarzgang überlagert und darauf folgen erst intensiv gefältelte Strahlsteinschiefer, dann massige, gebänderte Amphibolite.

Wenige Meter westlich der Medelserhütte tritt wieder Medelserprotogin, ebenfalls stark mylonitisiert, auf. In der gleichen Lage findet man ihn in den Felsköpfen nach der obersten Steilstufe des Hüttenweges (ca. 2380 m). Der Quarzit ist stark abgewittert. Ihm entlang hat sich ein kleines Tal gebildet; nördlich und südlich davon liegt mylonitisierter Medelserprotogin, der auf beiden Seiten wieder in massigen Granit übergeht. Hornblendegneise fehlen. Auch östlich der Medelserhütte, ungefähr beim Buchstaben z von Fuorcla de Lavaz, findet man beidseitig des Quarzites erst mylonitisierten, dann massigen Medelserprotogin, der nach Norden direkt an Augengneis stösst. Hornblendegneise oder deren Äquivalente fehlen auch hier.

Von der Medelserhütte nach Norden folgen die gebänderten Amphibolite bis ca. 2680 m. Die Bänderung ist im allgemeinen horizontal, macht aber im Einzelnen vielerlei Windungen und ist an zahlreichen kleinern Brüchen verschoben. Bei 2680 m zieht Augengneis steil von Süden aufsteigend bis zum Grat, wird aber nach wenigen Metern wieder von Amphibolit überdeckt. Bei ca. 2740 m tritt dieselbe Erscheinung nochmals ein, und bei ca. 2780 m setzt der Amphibolit bis kurz vor dem Vorgipfel des Piz Caschleglia völlig aus. Der Amphibolit greift nirgends tief in die Flanken, er liegt dem Augengneis als flache, mehrfach verschuppte Platte auf. Zwischen Gneis und Amphibolit stellt sich regelmässig eine schmale Zone grünlicher, nicht oder sehr undeutlich gebänderter, chloritreicher Gesteine ein. Zwischen 2780 m und dem Vorgipfel biegen die Augen-

gneise oben leicht nach Norden über. Der Vorgipfel selbst ist wieder von einer dünnen Kappe von Amphiboliten bedeckt. In der Scharte zwischen Vorgipfel und Gipfel steht Augengneis an und erst ca. 20 m höher folgen grüne Gneise und dann wieder gebänderter Amphibolit bis zum Piz Caschleglia.

A. Gesteinskomponenten

Helle Gemengteile

1. Quarz

Dieses Mineral findet sich fast in jedem Amphibolitdünnschliff entweder als Zwickelfüllung zwischen Hornblende, Biotit, Granat und Feldspat, oder aber in Form lappiger Körner in den fast nur aus Feldspat und Quarz bestehenden aplitischen hellen Bändern. Der Quarz der Amphibolite zeigt nur eine mässige undulöse Auslöschung und ist oft kristalloblastisch rekristallisiert. Im allgemeinen nützt er den neben den andern, besser ausgebildeten Mineralien noch vorhandenen Platz aus. In einigen Fällen war zu beobachten, wie er um Granat herumgebogen wurde.

Quarz der hellen Bänder zeigt meist starke Kataklase und intensive undulöse Auslöschung. Mörtelkränze kommen gelegentlich vor.

Sekundärer Quarz liegt in den bei der Baueritisierung aufgeblätterten Biotiten.

2. Feldspäte

Die Feldspäte sind meist ganz, oder doch sehr stark zersetzt, so dass es oft schwierig ist, etwas über ihre Natur aussagen zu können.

Kalifeldspat kommt nur selten in den hellen Bändern vor und zeigt hier lappige Formen, ohne jegliche kristallographische Umgrenzung. Plagioklas ist aber fast in jedem Dünnschliff vertreten, doch ist er oft sehr stark „saussuritisiert", Sericit, Epidot und Zoisit in „Besen" bedecken ihn fast vollständig. Bald erscheint Plagioklas als Zwickelfüllung zwischen Hornblendestengeln, bald aber als xenomorpher Gemengteil einer typisch kristalloblastischen Struktur. Anderseits findet man grosse Plagioklasindividuen, in denen Granat, Erz, Zoisit, Hornblende eingeschlossen sind.

Die Plagioklase zeigen nach ihrer chemischen Zusammensetzung nur kleine Unterschiede. In den hellen Bändern tritt stets Albit-Oligoklas mit 5—15% Albit auf, während in den Amphiboliten Oligoklas und Oligoklas-Andesin häufiger sind.

Dunkle Gemengteile

3. Hornblende

In den Amphiboliten findet man fast ausnahmslos eine lichtgrüne Hornblende mit nicht sehr starkem Pleochroismus und einer Auslöschungsschiefe c/n_γ von 18°, 20°, 22°. Demzufolge handelt es sich um eine gewöhnliche grüne Hornblende. Strahlstein kommt in kleinen Schieferpartien oder Linsen gelegentlich vor und wird dann herrschender Gemengteil. Die Formen der Hornblende sind sehr mannigfaltig. In den Hornblendefelsen, seltener in den Feldspatamphiboliten findet man gut ausgebildete Basisschnitte und schöne lange, meist parallel gerichtete Stengel. In den Feldspatamphiboliten ist Hornblende oft fibrillös verfetzt. Die auffallendsten Formen aber findet man in den Granatamphiboliten. Hier ist die Hornblende lappig, buchtig und meist stark siebartig durchlöchert. In die Löcher ist oft Plagioklas eingelagert, dessen Zwillingslamellierung durchsetzt. Die Hornblende hat gegen den Plagioklas einen hellen, fast farblosen Saum. Neben Plagioklas ist Granat sehr häufig eingelagert (Tafel IV_3).

4. Biotit

Der meist braune, seltener schwach olivgrüne Biotit zeigt kaum jemals gute Eigenformen. Entweder ist er feinflaserig oder die einzelnen Blättchen sind lappig und buchtig. Sehr oft ist Biotit völlig ausgebleicht oder durch Chlorit ersetzt. Erzausscheidung ist fast immer vorhanden, Sagenitgewebe sind häufig, besonders in den selten auftretenden Biotiten der hellen Bänder. Sowohl die feinen Erzkörnchen längs den Spaltrissen des Biotits wie auch die grösseren, tropfenförmigen Erzeinschlüsse darin zeigen beinahe ausnahmslos einen Leukoxenrand. Längs den Spaltrissen ist Biotit oft aufgeblättert, intensive Baueritisierung ist eingetreten. Häufig ist auch eine teilweise Umwandlung von Biotit in Zoisit zu beobachten. Seltener lässt sich Umwandlung von Hornblende in Biotit feststellen. Die gewöhnliche grüne Hornblende wird gegen den Biotit heller bis farblos. Der Grenzsaum zwischen dieser gebleichten Hornblende und dem dunkelbraunen Biotit selbst ist gezackt und leuchtet in Dunkelstellung auf.

5. Granat

Granat ist fast immer mehr oder weniger stark siebartig durchlöchert, wobei sich dann in die Löcher Biotit, Erz, Quarz und Feldspat schieben. Oft ist er durchzogen von zwei ungefähr senkrecht

aufeinander stehenden Systemen von Spaltrissen, so dass er in viereckige Bruchstücke zerfällt. Zwischen diese Bruchstücke schiebt sich eine grünliche, hoch doppelbrechende, fein fibrillöse Masse, die den Granat oft auch randlich einhüllt. Man erhält gelegentlich den Eindruck, als ob diese Zwischenfüllmasse die Granatbruchstücke auseinandergetrieben hätte. In einigen Fällen kommt innerhalb des Granates Erz aderförmig vor. Es ist eingebettet in eine dunkle, unauflösbare Masse doppelbrechender Mineralien, einzig kleine Hornblendefetzen lassen sich hie und da sicher feststellen. Am Rande des Granates setzt der Erzgang unvermittelt aus (Fig. 5).

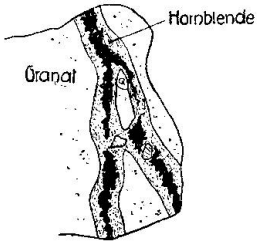


Fig. 5

6. Nebengemengteile, Übergemengteile und sekundäre Mineralien

Erz, meist mit einem breiten Leukoxenrand, ist fast in jedem Amphibolit-Dünnschliff zu finden. Meist kommt es in tropfenartigen Formen, seltener gangartig vor, und scheint immer durch Entmischung bei der Metamorphose entstanden zu sein.

Epidot ist als Zersetzungsprodukt häufig. Er tritt jedoch auch als Rissausfüllung und in kleinen Lagerstätten als Kluftbildung auf und kann dann eigentliche kleine Epidotfelse bilden.

Titanit ist im Amphibolit nur selten feststellbar. Hingegen sind innerhalb der Amphibolite einige Fundorte von grossen Titanitkristallen bekannt geworden.

Zirkon, Apatit kommen vor. Zirkon zeigt hin und wieder einen pleochroitischen Hof. Beide Mineralien sind stets kleinkörnig und zeigen die ihnen typischen Formen.

Lokal hat auch Turmalin in eigentlichen Turmalinfelsen grössere Bedeutung.

Sericit, Chlorit, Zoisit sind als sekundäre Mineralien häufig.

B. Die Amphibolittypen

Im Handstück sind die Amphibolite kompakt, als Felsart aber stark zerfallen und in kleinere und grössere Quader aufgelöst so,

dass die aus ihnen gebildeten Berge starke Schuttbedeckungen und Steinschlag-gefährliche Flanken haben.

Das einzige allgemeine Kennzeichen dieser Gesteine ist eine helle aplitische Bänderung. Im Detail sind die Amphibolite sehr variabel, die einzelnen Typen kommen jedoch regellos verstreut vor, so dass sie sich nicht kartographisch fassen lassen.

1. Feldspatamphibolite

Hornblende und Feldspat sind die Hauptmineralien. Die einzelnen Gemengteile liegen meist regellos durcheinander und nur selten ist eine Parallelrichtung der in diesem Falle schilfigen Hornblende zu konstatieren. Gleichzeitig mit dieser kristallisationsschiefrigen Textur stellt sich eine Trennung von hellen und dunkeln Gemengteilen ein.

Rutil, Erz und Titanit sind verbreitet. Biotit kommt hie und da vor und ist partiell in Chlorit umgewandelt. Risse in den Amphiboliten sind häufig von Zoisit oder Epidot ausgeheilt. Feldspat, ein saurer Plagioklas oder Albit, ist in kleinen Körnern vorhanden und meist stark zersetzt, oft so stark, dass neben Hornblende nur noch vereinzelte Quarze, Erz, Zirkon, Titanit in einer fein nematoblastischen Grundmasse von Zoisit, Sericit, Epidot und hie und da auch Calcit sichtbar sind.

Hornblende ist meist kleinstengelig (um 1 mm) und zeigt nur selten Kristallformen. Fast immer sind es buchtige Lappen, die zusammen mit dem körnigen Plagioklas eine Struktur bilden, welche der diablastischen ähnlich ist. Durchsiebte Hornblenden sind häufig zu beobachten, doch zeigen sie nie die grotesken Formen wie in den Granatamphiboliten.

In einzelnen Fällen lassen sich unter den Zersetzungsmineralien grosse Plagioklasindividuen erkennen, die im Verein mit der Hornblende eine Gabbro-ähnliche Struktur erzeugen.

Um die Natur der Amphibolite erfassen zu können, wäre eine grössere Anzahl chemischer Analysen wünschenswert. Die einzige Analyse, die ausgeführt wurde, gibt nur ungenügend Aufschluss. Gleichwohl sei sie hier angeführt.

SiO_2	46.42	si	103.0
Al_2O_3	15.94	al	21.0
Fe_2O_3	4.49	fm	50.0
FeO	7.14	c	23.5
MnO	.16	alk	5.5
MgO	8.74	k	.63
CaO	9.95	mg	.58

Na_2O	.97	ti	2.52
K_2O	2.53	p	.40
H_2O^+	1.77	c/fm	.47
H_2O^-	.06	al—alk	15.5
CO_2	.00		
TiO_2	1.49		
P_2O_5	.38		
Summe	100.04		

Feldspatamphibolit. Mulde zwischen Piz Senteri und Piz Stavelatsch, auf 2640 m Höhe.

Mineralbestand: Hornblende, Plagioklas, Erz, Leukoxen, Apatit, Sericit, Zoisit.

Struktur: nematoblastisch.

Textur: kristallisationsschieferig.

Analytiker: R. U. Winterhalter.

Mit Ausnahme der hohen k-Zahl stimmen die Werte gut mit denen der normalgabbroiden Magmatypen überein.

2. Granatamphibolite

Neben Hornblende wird Granat führend, oft so stark, dass er vorwiegt. Granat ist manchmal mikroskopisch klein, erreicht oft aber auch einen Durchmesser von mehreren mm. Häufig ist er auch von Hornblendefetzen schlierenförmig umhüllt. Randlich oft stark zersetzt, löst er sich auf in eine unkenntliche Masse mit Hornblende, Zoisit, Quarz und Sericit. Hornblende ist meist in grossen Individuen ausgebildet und intensiv siebartig durchlöchert (Tafel IV_3), wobei Plagioklas, Zoisit, Granat und Quarz die Löcher ausfüllen. Besonders Granat nimmt daran grossen Anteil.

3. Hornblendefelse

Vereinzelt treten Gesteine auf, die ganz oder beinahe ausschliesslich aus einer schilfigen Hornblende bestehen, welche oft parallel gerichtet ist, manchmal aber auch ein mehr sperriges Gefüge hat. Ausgebleichter Biotit kommt selten vor. Hornblende ist oft von einem dunkelgrauen Staub besetzt, dessen Natur nicht näher bestimmt werden kann.

4. Biotit- und Granatbiotitamphibolite

Innerhalb der Amphibolite findet man an mehreren Stellen, gut zugänglich in der Mulde zwischen Piz Senteri und Piz Stavelatsch und in den Amphiboliten östlich der Laghets am Passo Cristallina, Gesteine, die neben Quarz und Plagioklas siebartig durchlöcherte

Hornblende und einen dunkelrotbraunen Biotit führen, zu denen sich oft auch stark durchlöcherter Granat gesellt. Hornblende und Biotit sind völlig frisch und häufig eng miteinander verwachsen. Die Textur ist massig, die Struktur kristalloblastisch.

5. Lokal auftretende Gesteine

Turmalinfelse findet man sporadisch verteilt hie und da in den Amphiboliten, so am Caschleglia-Südgrat und an der Südwestflanke des Piz Stavelatsch. Das letztere Vorkommen bedeckt eine Fläche von mehreren Quadratmetern. Die Grenzen gegen das umliegende Gestein sind unscharf. Turmalin (Farbe im Dünnschliff: hell neutraltintenblau bis rötlich braun) kommt in dicht gedrängten eckigen oder stengeligen Formen vor. Manchmal findet man auch sonnenartige Gebilde. Zwischenfüllmasse ist intensiv verzahnter und stark undulöser Quarz. Daneben trifft man Erz in beträchtlicher Menge.

In der gleichen Gegend wurde ein Epidotfels (ca. ½ m²) gefunden. Epidot bildet grosse, schlecht umgrenzte Tafeln und ist randlich oft in einzelne Partien mit Myrmekit-ähnlichen Formen aufgelöst. In die Hohlräume schiebt sich Quarz, Feldspat und Zoisit.

Ebenfalls von der Westflanke des Piz Stavelatsch stammen grosse Titanite mit Durchmessern bis 5 cm. Sie sind eingebettet in weissen, gangartig auftretenden Gesteinen, die fast nur Orthoklas, zersetzten Plagioklas und Quarz führen. Kristallformen sind nicht erkenntlich. Makroskopisch haben sie eine blass gelbgrüne bis dunkel ockerbraune Farbe. Im Dünnschliff zeigen die Titanite innige Verbindung mit Erz und ausgebleichtem Biotit.

Schliesslich sollen hier noch die Strahlsteinschiefer erwähnt werden, die direkt oberhalb der Medelserhütte S. A. C. vorkommen. Schilfiger, oft verbogener Strahlstein, mit ausgefransten Enden bildet hier, verbunden mit sehr feinkörnigem Feldspat und Quarz und reichlich Chlorit, auf der obern Seite eines reinen Quarzganges ein ca. 5 m breites Band. Im Dünnschliff zeigen die Strahlsteinschiefer das Bild einer mechanisch deformierten, nemato- bis fibroblastischen Struktur. Kleinere Strahlsteinvorkommen wurden am Südgrat des Piz Caschleglia gefunden.

6. Die Bänderung der Amphibolite

Weisse Bänder von wenigen Millimetern bis 10 und 20 cm Breite durchziehen in annähernd horizontaler Lage die Amphibolite. Lokal

sind Umbiegungen und schlierenartige Formen häufig. Es ist unmöglich, ein Band über weite Strecken zu verfolgen, es setzt aus oder ist verworfen. Die Grenze zwischen der dunkeln amphibolreichen Partie und der weissen, amphibolfreien ist scharf, auch unter dem Mikroskop (Tafel V_4).

Stark undulös auslöschender Quarz und Feldspat sind beinahe die einzigen Gemengteile der hellen Bänder. Quarz zeigt intensive Kataklase, häufig Mörtelkränze, und die einzelnen Individuen sind meist innig verzahnt. Ebenfalls ohne Kristallformen kommen vereinzelt Kalifeldspat, häufig aber Albit-Oligoklas vor. Beide Feldspäte sind meist bis zur Unkenntlichkeit zersetzt und an ihre Stelle Sericit, Zoisit und Epidot getreten. Nicht häufig findet man Biotit, der dann mindestens zum Teil chloritisiert oder ausgebleicht ist und fast immer ein dichtes Sagenitgewebe zeigt. Seltener sind grössere Biotithaufen, welche in den hellen Bändern einzelne Flecken bilden oder in schmalen Streifen die Randzone begleiten. Häufig ist jedoch Pyrit in den hellen Bändern, oft ist er limonitisiert und hat Quarz und Feldspat braun gefärbt. Apatit ist fast immer zu finden.

Die Textur der hellen Bänder ist massig, die Struktur granoblastisch.

7. Schieferpartien innerhalb der Amphibolite

Innerhalb der Amphibolite trifft man an verschiedenen Stellen auf braune oder grünliche, feinkörnige, schiefrige Gesteine, die in schmalen, meist rasch auskeilenden Streifen den Amphibolit durchziehen. Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die braunen Schiefer sehr viel kurzflaserigen, braunen Biotit enthalten, daneben grosse Mengen von Sericit und Calcit und wenig feinkörnigen Quarz, Zoisit, Erz und Zirkon. Die grünlichen Schiefer sind etwas quarzreicher, Biotit ist durch Chlorit ersetzt. Teilweise zeigt sich eine parallele Lagerung der hellen und dunkeln Gemengteile.

In der chemischen Zusammensetzung zeigt eine sehr grosse Zahl von Amphiboliten Verhältnisse, die mit denjenigen der Gabbros, Diorite, Diabase etc. gut übereinstimmen. Diese starke Ähnlichkeit, ja Gleichheit in der chemischen Zusammensetzung der basischen Eruptiva und der Amphibolite führte dazu, dass die Amphibolite meist als metamorphe Produkte solcher Eruptiva angesehen wurden.

Wenn auch die Ableitung der Amphibolite aus Diabasen, Gabbros und Dioriten vielerorts den Tatsachen entspricht, so gibt es doch zahlreiche Fundorte, die diese Deutung nicht zulassen.

ADAMS[1]) hat durch sorgfältige Untersuchungen nachgewiesen, dass die Amphibolite im kanadischen Laurentian, die in der chemischen Zusammensetzung einander ähnlich sind, genetisch drei verschiedenen Typen angehören.

Der eine Amphibolittyp tritt gangförmig auf und ist ohne Zweifel ein Abkömmling eines Ganggesteines. Der zweite Typ ist das Umwandlungsprodukt kieselig-toniger, dolomitischer Kalksteine. Er wechsellagert in dünnen Lagen mit körnigem Kalk. Charakteristisch für diesen Amphibolittyp ist ferner, dass sich die Hornblende in dünne Lagen einordnet und, dass solche dunkle Lagen mit hellen, die im Wesentlichen aus Feldspat bestehen, abwechseln.

Den dritten Typus erklärt sich ADAMS durch Kontaktmetamorphose eines reinen, körnigen Kalkes unter Stoffzufuhr.

Diese drei genetischen Amphibolittypen gleichen sich aber nicht nur in den chemischen Verhältnissen, sondern sie stimmen auch in der mineralogischen Zusammensetzung, in Struktur und Textur so gut miteinander überein, dass es oft schwer fällt, sie auseinander zu halten.

Ganz ähnliche Beobachtungen hat ESKOLA[2]) in SW-Finnland gemacht. Die meisten Amphibolite sollen dort Orthoamphibolite sein, während ein kleinerer Teil aus den Hälleflintgneisen und Granuliten durch pneumatolytische Kontaktwirkung hervorgegangen ist.

Für die Medelsergruppe scheint die Bildung der Amphibolite durch Metamorphose eines Eruptivgesteins ausser Betracht zu fallen. Einmal ist die Lagerung der Amphibolite auf den Augengneisen nicht die eines Eruptivgesteins. Textur- und Strukturrelikte, die auf eruptive Herkunft deuten, fehlen ganz, und schliesslich, das allerdings ist kein ausschlaggebender Beweis, zeigt auch die chemische Analyse eines Amphibolits keine völlige Übereinstimmung mit den basischen Eruptiva.

Auch gegen die Ableitung der gebänderten Amphibolite des Medelsergebietes durch Metamorphose einer Wechsellagerung von kieseligen, dolomitischen, tonigen Kalken sprechen verschiedene Tatsachen. Karbonatlagen fehlen, die Bänderung ist fast ausnahmslos viel zu breit, um lediglich auf Kristallisationsschieferung zurückgeführt werden zu können, zudem lässt sich der Mineralbestand und die Struktur der Bänder kaum anders als mit der von Apliten vergleichen. Ebenso wären die Turmalinfelse unverständlich.

---

[1]) ADAMS, F., On the origin of the amphibolites of the Laurentian Area of Canada. Journ. of Geol., 1909, Bd. 17.

[2]) ESKOLA, P., On Eclogites of Norway. Videnskap. Skrift, 1921, 1, No. 8.

Einzig die Amphibolitlinsen innerhalb der nördlichsten Paragneise und östlich der Laghets am Passo Cristallina dürften dem eben beschriebenen Amphibolittyp angehören.

Amphibolitbildung durch Metamorphose eines Sedimentes unter Stoffzufuhr scheint für das Medelsergebiet zuzutreffen. Dabei bleibt unbestimmt, ob im Zeitpunkt der Stoffzufuhr das Sediment noch wirklich als solches vorlag, oder ob es selber schon zum metamorphen Gestein geworden.

Die Sedimente des Gesteinszuges Piz Cristallina - Pleunca da Sterls wurden bei der hercynischen Gebirgsbildung metamorphosiert, teilweise bildeten sich vielleicht schon damals durch blosse Metamorphose Amphibolite. Darauf erfolgte die Intrusion des Granites und gleichzeitig wurden die Paragneise (eventuell Amphibolite) vom granitischen Magma lagenweise durchtränkt. Eine solche Erscheinung steht nicht vereinzelt da. Man findet sie in analoger Weise an den Kalken und Prasiniten längs des Kontaktes des Bergeller Massivs. Mit der Injektion aus dem Granit steht die Abnahme der Bänderung nach oben (Piz Valdraus, Piz Vial) und nach kontaktfernen Lagen (Piz Cazirauns) in Zusammenhang. Epidot- und Turmalinfelse, sowie die Titanitvorkommen finden ihre Erklärung. Somit scheint es, dass sich die Beobachtungstatsachen durch diese Annahme widerspruchslos darstellen lassen.

V. POSTHERCYNISCHE GESTEINE

Permokarbon, Trias und der Komplex der Bündnerschiefer sind die einzigen Gesteine des Gotthard-Massivs, die nach oder wenigstens seit den allerletzten Phasen der hercynischen Gebirgsbildung abgelagert wurden.

A. Permokarbon

Im eigentlichen Untersuchungsgebiet tritt sicheres Permokarbon nur bei Curaglia an der Lukmanierstrasse auf. Unbestimmt ist die Zuordnung von konglomeratischen Gneisen und schwarzen Schiefern zwischen Trias und der Zone der streifigen Gneise in der Gegend des Passo Cristallina.

Die Grenze Permokarbon-Paragneise bei Curaglia ist nicht ausgesprochen scharf; doch lassen sich auf wenige Meter Distanz die beiden Gesteinstypen deutlich auseinander halten. Südlich über, stratigraphisch unter der Trias der Garvera folgt ein Komplex von blaugrauen Tonschiefern und Quarzporphyr. Das ist die gleiche Gesteinsfolge, die im zentralen Gotthard-Massiv neuerdings wieder von

W. FEHR (IV) als Perm und Karbon ausgeschieden wird. ALB. HEIM (24) hatte die blaugrauen Tonschiefer der Garvera noch als Bündnerschiefer aufgefasst. P. NIGGLI und W. STAUB (46) und FR. WEBER (XVI) konnten jedoch einerseits ihre Verbindung mit den Gesteinen der Urserenzone im Westen nachweisen, andererseits ergaben sich enge Beziehungen zum Ilanzer Verrucano.

Direkt nördlich der Paragneise folgen sehr feinschieferige, schwarze, oft intensiv feingefältelte Schiefer, die in der feinen dunkeln Grundmasse nur einzelne Sericitflasern, reliktischen Quarz und einzelne Zirkonkörnchen erkennen lassen. Die Grundmasse ist manchmal etwas weniger fein und weniger dunkel. Muskowit erkennt man als feine Schuppen. Intensiv grüner Chlorit, zahlreiche kleine Erzkörner, Calcit, reliktischer Quarz und Feldspat sind die Hauptmineralien. Reliktischen Turmalin findet man hie und da. Auch bei den etwas gröberen Gesteinen ist Kleinfältelung vorhanden. Epidot, etwas seltener Zoisit ist häufig als sekundäres Mineral vorhanden. Die Gesteine sind blasto-klasto-psammitisch bis pelitisch und sehr feinschieferig bis schwach lentikular.

Die nämliche Gesteinsserie, mit demselben Aspekt, findet man zwischen La Bianca und Riale di Prisfa. Zwischen Biotit- und etwas spärlicheren Muskowitflasern liegen kleine Quarzkörner, die nur selten kristalloblastisch sind, Zoisit- und Erzkörner. Die ganze Masse ist schlierig gefältelt. Zur selben Mineralkomposition kann etwas Turmalin, Calcit oder Chlorit treten. Das Grundgewebe wird oft feinkörniger und gleichzeitig tritt eine tiefschwarze Masse (Graphit?) auf. Auch hier ist Epidot oft reichlich vertreten.

Die Ausbildung und Lage dieser Gesteinsserie lassen es als nicht unzweckmässig erscheinen, ihr die gleiche stratigraphische Stellung zu geben wie dem Permokarbon auf der Nordseite des Gotthard-Massivs. Allerdings ist die Mächtigkeit eine viel geringere.

B. Trias

Längs des Triaszuges Val Camadra-Greina-Piz Tgietschen-Piz de Vrin - Lumbrein - Lumbreiner Alp liegt unter dem Dolomit ein weisser oder schwach gelblicher Quarzit. Im Gebiet der Alp Nova folgt er konkordant auf den Verrucano in Ilanzerfacies; am Crest la Greina, Piz Tgietschen und auf der Alp Camadra jedoch diskordant auf die Orthogneise. Der Quarzit gleicht dem Melsersandstein sehr stark. Ob er als Verrucano oder als triadischer Buntsandstein aufzufassen ist, ist unsicher. Seine Entwicklung nordöstlich der Alp Nova und im Obersaxengebiet ist nicht genauer bekannt.

Ebenso können die grünlichen Schiefer, die auf den Quarzit folgen, stratigraphisch nicht genauer definiert werden.

Die mittlere Trias ist vertreten durch dichten, gelben Dolomit und Rauhwacke. Der Dolomit ist fast immer schwach entwickelt (0—5 m). Hie und da enthält er Muskowit und ist nur selten zum Marmor geworden (Lago Retico, Westufer). Rauhwacke ist oft ziemlich mächtig (ca. 50—80 m). Gipshaltigen Dolomit trifft man nordwestlich oberhalb Campo. Westlich des Lago Retico findet man in der Trias Ausblühungen von Kupfererz (Malachit, Azurit) und auf der Ostseite streicht ein Barytgang von ca. 1 m Breite von wenig östlich des Sees bis zum Punkt 2397. Vereinzelt trifft man Baryt auch im Riale di Prisfa. Baryt ist weiss und grobkörnig.

C. Bündnerschiefer

Es sind tief blaugraue oder schwarze Tonschiefer, die stellenweise etwas sandig werden und strichweise Granat und Staurolith führen können. Vereinzelt treten in ihnen dichte Quarzite von geringer Mächtigkeit (ca. 2—4 m) auf. Im Gebiet der Alp Diesrut wurden häufig Stielglieder von Crinoiden gefunden. Pyrit in grossen Würfeln ist oft vorhanden. Zahlreich sind Quarzgänge, die in Drusen bräunlich gefärbte oder braun überzogene Quarzkristalle enthalten.

Eine Gliederung der Bündnerschiefer, wie sie im Gebiet des Nufenenpasses von R. EICHENBERGER (9) gemacht wurde, ist nicht versucht worden.

VI. ZUSAMMENFASSENDE CHARAKTERISTIK UND VERGLEICH DER PRAE- UND POSTHERCYNISCHEN GESTEINE

Schon in den Ausführungen über die Geologie des Gotthard-Massivs wurde gezeigt, dass die Paragneise und die streifigen Gneise mindestens zwei Faltungsperioden, die hercynische und die alpine, überstanden haben. Am Schlusse der hercynischen Faltung, die im Devon beginnt und gegen Ende Karbon ausklingt, setzte rege Magmentätigkeit ein; es entstanden die Granitstöcke des Gotthard-Massivs. Von der hercynischen Dislokationsmetamorphose wurden die granitischen Gesteine kaum mehr ergriffen. Hingegen ist es sehr wahrscheinlich, dass die letzten Phasen der Bewegung die Intrusionstektonik der Granite noch wesentlich mitbestimmten. Genauere Untersuchungen hierüber fehlen. Aus Analogie mit dem Schwarzwälder Granit darf angenommen werden, dass die Granitintrusion im unteren Karbon (Kulm) erfolgte. Damit steht in Übereinstim-

mung, dass im Permokarbon bereits granitisches Material zur Ablagerung kam (E. AMBÜHL) (1).

Das Permokarbon wurde von der hercynischen Faltung nicht mehr oder nur noch in den allerletzten Phasen ergriffen. Wesentlich für seine metamorphe Facies ist nur die alpine Faltung. Alle Gesteinsserien jünger als Permokarbon erlitten nur alpine Metamorphose. Die verschiedene Beanspruchung der Gesteine durch ein- oder zweimalige Faltungsperioden sollte sich auch im Grade der Metamorphose äussern.

Es muss hier jedoch auf einen Umstand hingewiesen werden, der eine Untersuchung im obigen Sinne ausserordentlich erschwert, wenn nicht überhaupt durch die ihm eigene charakteristische Mannigfaltigkeit verunmöglicht.

Immer mehr kam man beim Studium der alpinen Tektonik zur Erkenntnis, dass der Bewegungsvorgang sich nur oder doch weit vorwiegend in den dazu prädestinierten Gesteinsserien abwickelt. So sind für den alpinen Zusammenschub Bündnerschiefer und Flysch als Zonen tausendfältiger Differentialbewegungen von eminenter Bedeutung. Die mit ihnen mehr oder weniger passiv verfrachteten Gesteinskomplexe — Trias, Granite, Diorite, Gneise etc. — sind in ihrem Innern nur schwach dislokationsmetamorph beansprucht. Die alpine Faltung äussert sich in ihnen vor allem in starker Kataklase.

Dieselbe Erscheinung zeigt sich auch bei den hercynischen Gebirgen. Die Zonen der Bewegung und Faltung sind die feinkörnigen Paragneise. Die Orthogesteine sind wohl gepresst und in einzelnen wenigen Zonen auch dislokationsmetamorph, im Ganzen aber fehlt in ihnen ausgesprochene Differentialbewegung.

Zu der Komplikation dieser selektiven Metamorphose tritt noch die mangelnde Kenntnis der Sedimentation, d. h. des ersten Bildungsvorganges der Paragesteine. Die Vorgänge bei der Destruktion des Ursprungsmaterials der Paragesteine, beim Transport und bei der Gesteinsverfestigung sind noch zu wenig bekannt, als dass in allen Fällen quantitativ genau abgewogen werden könnte, was im gegebenen Paragestein als Auto-Metamorphose anzusprechen ist, die während seiner Bildung erfolgte, und was erst nachträglichen Einflüssen zuzuschreiben ist.

All diese Vorgänge überlagern sich, entwickeln sich in der einen oder andern Richtung, so dass die Erscheinungen weit komplexer sind, als die einer einfachen metamorphen Umwandlung.

Hier sei noch auf die Radioaktivitätsuntersuchungen hingewiesen. Schon JOLY (31 a, b) hat 1909 und 1912 eine Reihe

von Messungen an Gesteinen aus dem Tunnelprofil ausgeführt und neuerdings hat HIRSCHI (27a) diese Untersuchungen ergänzt. Es fehlen jedoch die nötigen Vergleichsdaten, um auf das Alter, bezw. die Altersbeziehungen der mit diesen Methoden untersuchten Gesteine schliessen zu können.

Es fällt ausserhalb den Rahmen dieser Arbeit, alle die Einzelentwicklungen auch nur qualitativ abzuschätzen. Es seien daher die sekundären Prozesse als Ganzes für die einzelnen Gesteinstypen zusammengestellt.

A. Eruptivstock

Ausgesprochene Kataklase. Textur vorwiegend massig, nur selten und dann in Zonen lentikular. Selten schwache Durchbewegung des Granites, Glimmermineralien bilden die Gleitfläche. Hauptsächlicher Mineralbestand: Quarz (undulöse Auslöschung, Mörtelkränze), Kalifeldspat, gegittert und ungegittert, oft mit feiner Fältelung, perthitisch entmischt. Plagioklas (Albit-Oligoklas) stark zersetzt in Zoisit, Sericit, Epidot. Biotit, meist noch als solcher vorhanden, relativ selten in Chlorit umgewandelt, stets Rutilentmischung. Noch typischer Mineralbestand der magmatischen Erstarrung, beginnende schwache Epimetamorphose.

B. Streifige Gneise

Sehr starke Kataklase. Massig bis ausgesprochen lentikular. Glimmermineralien bilden deutliche Gleithorizonte. Hauptsächlicher Mineralbestand: Quarz, sehr starke undulöse Auslöschung, fast nur noch als Pflaster vorhanden. Kalifeldspat, gegittert und ungegittert, perthitische Entmischung, Phantomgitterung. Plagioklas (Oligoklas-Albit) völlig zersetzt in eine sericitische Masse. Biotit, verfetzt, ausgefranst, stark entmischt, Abbau in sericitische Masse und Epidot. Muskowit deutlich sekundäres Mineral, gut entwickelt, gross, nur schwache Verbiegungen. Chlorit, Epidot, Zoisit häufig.

Mineralbestand der Katazone noch erkennbar, daneben deutliche Meso-Epimetamorphose.

C. Paragneise

Psammitisch. Schwache bis deutliche Kristallisationsschieferung. Korngrösse relativ gering, demzufolge nur schwache Kataklase sichtbar. Hauptsächlichster Mineralbestand: Quarz, undulöse Auslöschung, meist kleine, rundliche Körner seltener Kristalloblasten. Kali-

feldspat (schlechte Eigenformen, stark zersetzt in Sericit). Plagioklas (völlig zersetzt). Biotit (lange Flasern, oft in Chlorit umgewandelt). Muskowit (gut ausgebildet, deutlich sekundäres Mineral). Sekundärer Zoisit, Epidot, Chlorit, Sericit oft so reichlich vorhanden, so dass sie das mikroskopische Bild beherrschen.

Mineralbestand der Meso-Epizone. Deutliche intensive Durchbewegung, die innerhalb der Paragesteine in den feinschiefrigen Partien am stärksten zur Geltung kommt.

D. Permokarbon

Hauptsächlichster Mineralbestand: Quarz, Sericit (Muskowit), Chlorit, Calcit, Zoisit, Epidot, dunkle graphitische? Masse. Intensive Durchbewegung, Fältelungen. Blastopsammitisch. (Meso-) Epimetamorphose.

Durch Vergleich dieser kurzen Zusammenstellungen ergibt sich, dass nirgends Mineralbestand, Struktur und Textur so stark verändert sind (ausgenommen bei den Amphiboliten, die aber spezielle Deutungen verlangen), dass das ursprüngliche Gestein nicht mehr erkannt werden könnte. Wenn auch die Orthogneise nur wenig stärker mechanisch deformiert sind als der Granit, ist doch ein Unterschied deutlich (Auftreten von Muskowit und schwache, aber deutliche Durchbewegung im Orthogneis). Diese Feststellung ist um so wichtiger, als es sich um ursprünglich gleichartige Gesteine handelt. Die streifigen Gneise müssen schon hercynisch intensiv geschiefert worden sein, die alpine Metamorphose vermochte den jüngeren Eruptivstock nicht in gleichem Masse zu verändern.

Die metamorphen Sedimente Paragneise und Permokarbon unterscheiden sich nur undeutlich voneinander. Das jüngere Sediment ist jedoch einheitlicher metamorph als das ältere.

Gemeinsam mit den Orthogneisen zeigen auch die Paragesteine reichlich Muskowit, so dass es angemessen erscheint, im östlichen Gotthard-Massiv dieses Mineral in seiner grobblätterigen Ausbildung als charakteristisch für hercynisch vorgefaltete Gesteine zu betrachten.

Es wäre wünschenswert, die Muskowite chemisch analytisch zu untersuchen und nach den von J. JAKOB[1]) entwickelten Ideen den PT-Bereich zu ermitteln, in dem dieses Mineral entstanden ist.

Schon im Abschnitt über die Geologie des Gotthard-Massivs wurde darauf hingewiesen, dass sich die einzelnen Gesteinsserien

[1]) JAKOB, J., Zeitschrift für Krist., 1929, und mündliche Mitteilung.

beinahe durchgehend von West nach Ost verfolgen lassen. Mit Ausnahme des Nordüberliegens der Gesteine im östlichen Gotthard-Massiv ist dieser Teil durchaus analog dem zentralen Teil und, so viel sich aus den wenigen Beobachtungen anderer Autoren entnehmen lässt, auch dem Westende. Immerhin zeigen sich, vor allem nach den neueren Arbeiten von E. AMBÜHL (1) und R. SONDER (58), einige Differenzen, die nachfolgend besprochen werden sollen.

Im östlichen Gotthard-Massiv tritt am Rande des Eruptivstockes ein deutlicher Kontakthof auf, der sich einerseits in der Bildung von typischen Kontaktgesteinen und Amphiboliten, andererseits aber in einer intensiven Injektion äussert. Diese Erscheinung fehlt nach E. AMBÜHL (1) im zentralen Gotthard-Massiv beinahe völlig. Nur eine schwache und wenig weit reichende Injektion ist zu erkennen.

Im zentralen Gotthard-Massiv ist die Durchbewegung der Orthogesteine stärker, die Kataklase geringer als im östlichen Abschnitt. Dies muss zum Teil auf die ursprünglich feinkörnigere Ausbildung, zum Teil auch auf die Art des Zusammenpressens und Ausweichens der Gesteine im zentralen Abschnitt zurückgeführt werden.

Im zentralen Gotthard-Massiv haben die Gesteine des Permokarbons und vor allem die Gesteine der Tremolaserie die durch den alpinen Zusammenschub bedingte Differentialbewegung aufgenommen. Im östlichen Gotthard-Massiv setzt die Tremolaserie aus, was vermutlich zum grossen Teil auf nachpermische Erosion zurückzuführen ist. Es scheint nicht unwahrscheinlich, dass sich die alpinen Bewegungen im östlichen Gotthard-Massiv ebenfalls in den permokarbonischen Gesteinen vollzogen haben, aber weitgehend auch von den jetzt hochmetamorphen Paraschiefern des Tavetscher Zwischenmassivs übernommen wurden.

Mineralogisch-petrographisches Institut der E. T. H. und der Universität.

Z ü r i c h, den 19. September 1929.

Manuskript eingegangen: 15. April 1930.

Legende zu den Figuren der Tafeln IV—VI

Tafel IV

Fig. 1. *Perthitische Entmischung von Orthoklas.* Radialstrahlig von Quarz (Mitte oben) ausgehend.

Fig. 2. *Perthitische Entmischung von Orthoklas.* Längs des Quarzganges stark entmischte Zone, die sich in die Entmischung parallel der Spaltrisse auflöst.

Fig. 3. *Siebartig durchlöcherte Hornblende.* Aus dem Granatamphibolit. Erz mit breitem Leukoxensaum. Piz senteri, Ostflanke. ca. 12 x.

Fig. 4. *Kontakt zwischen Medelserprotogin und Augengneis.* Östlicher Abhang des Plateaus zwischen Val Lavaz und Bachtobel vom Lai d'Encarden.

Tafel V

Fig. 1. *Cristallinagranit mit Einschmelzungen.* Fil lung, Nordgrat.

Fig. 2. *Cristallinagranit mit basischen Einschlüssen.* Fil lung, Nordgrat.

Fig. 3. *Kontakt zwischen Cristallinagranit und gebändertem Amphibolit.* Fil lung, Nordgrat.

Fig. 4. *Gebänderter Amphibolit.* Medelserhütte S. A. C.

Tafel VI

Fig. 1. *Grober Augengneis.* Piz Cristallina, Südflanke.

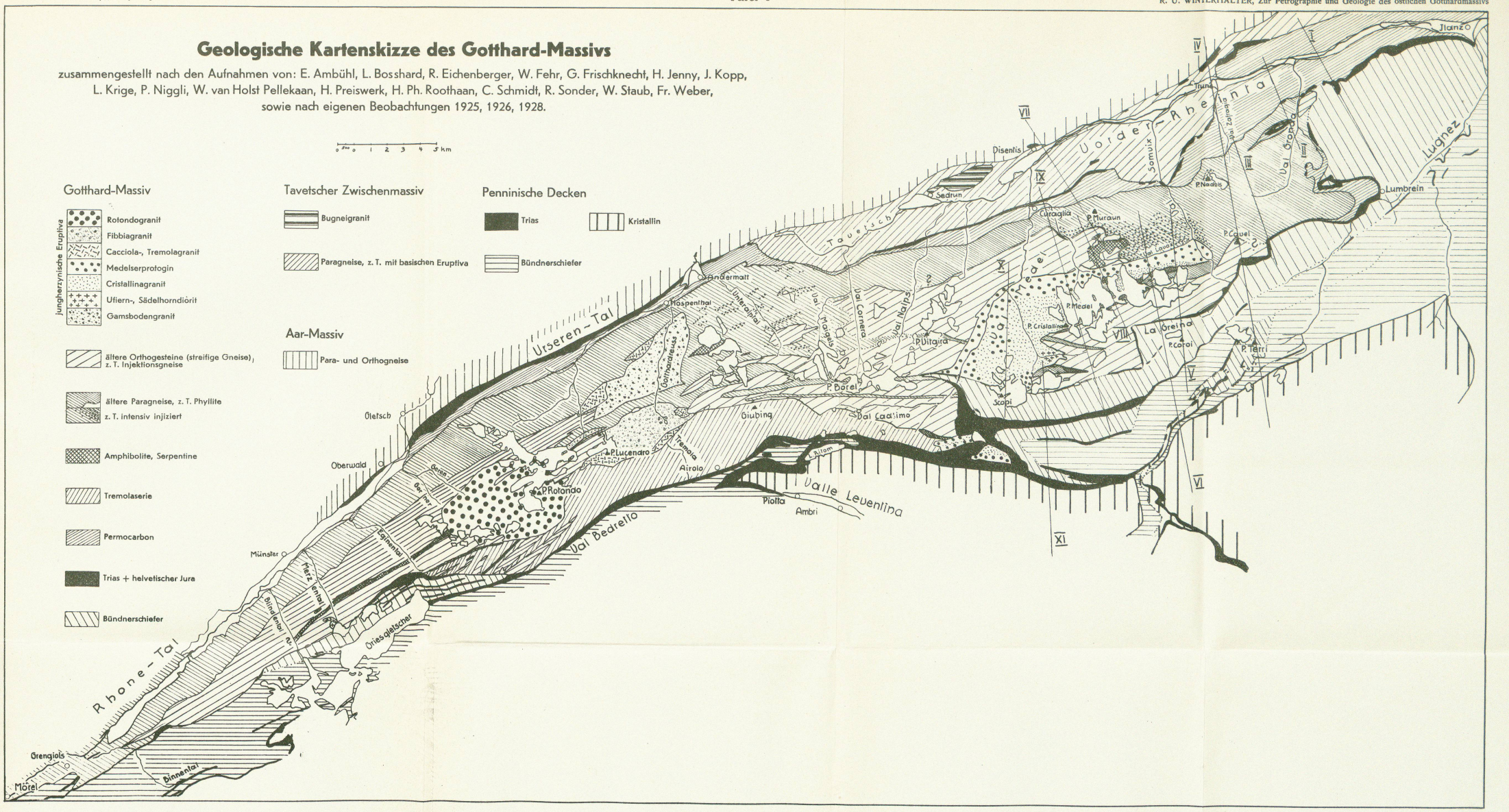
Fig. 2. *Augen-Streifengneis.* Piz Cristallina, Südflanke. Einzelne Augen reihen sich hintereinander und bilden Streifen. Die breiten Bänder sind eventuell auf Injektionen zurückzuführen.

Fig. 3. *Zweiglimmergneis.* Piz Cristallina, Südflanke. Feinkörnig, nur undeutlich streifig.

Fig. 4. *Injizierter Biotitgneis.* Nördlich La Bianca. Val Casaccia.

Geologische Kartenskizze des Gotthard-Massivs

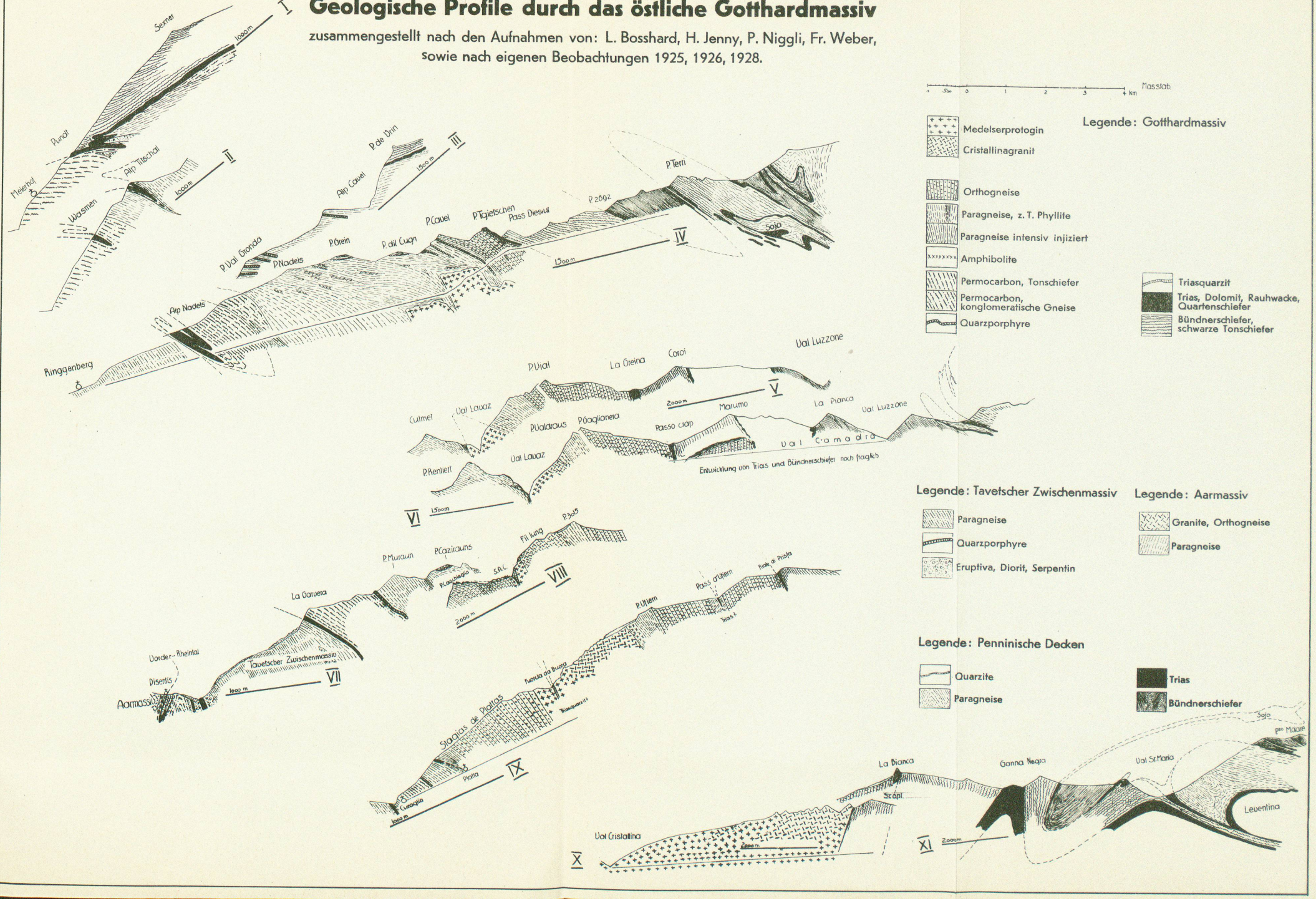
zusammengestellt nach den Aufnahmen von: E. Ambühl, L. Bosshard, R. Eichenberger, W. Fehr, G. Frischknecht, H. Jenny, J. Kopp, L. Krige, P. Niggli, W. van Holst Pellekaan, H. Preiswerk, H. Ph. Roothaan, C. Schmidt, R. Sonder, W. Staub, Fr. Weber, sowie nach eigenen Beobachtungen 1925, 1926, 1928.



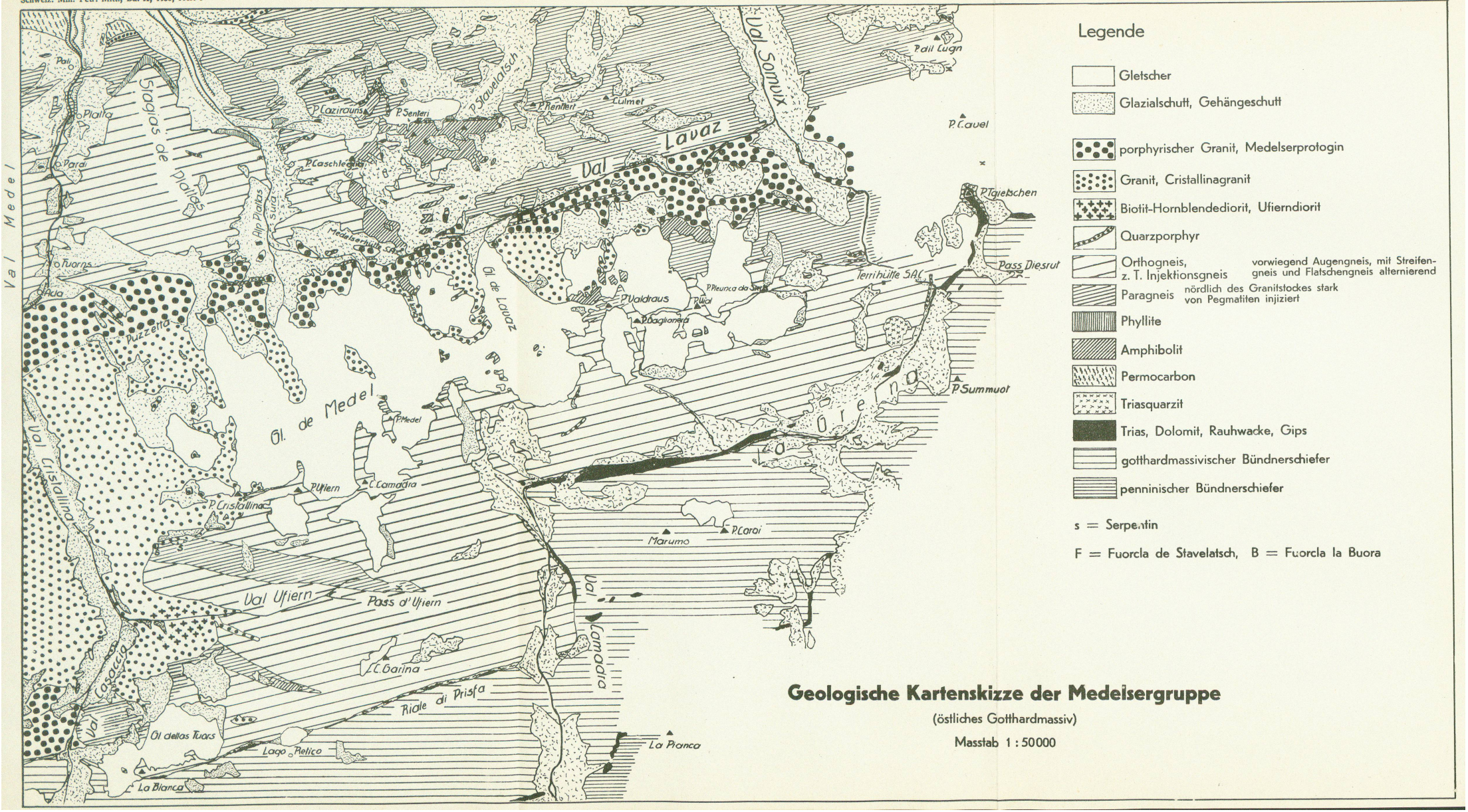
Leere Seite
Blank page
Page vide

Geologische Profile durch das östliche Gotthardmassiv

zusammengestellt nach den Aufnahmen von: L. Bosshard, H. Jenny, P. Niggli, Fr. Weber, sowie nach eigenen Beobachtungen 1925, 1926, 1928.



Leere Seite
Blank page
Page vide



Legende

- Gletscher
- Glazialschutt, Gehängeschutt
- porphyrischer Granit, Medelserprotogin
- Granit, Cristallinagranit
- Biotit-Hornblendediorit, Ufierndiorit
- Quarzporphyr
- Orthogneis, z. T. Injektionsgneis — vorwiegend Augengneis, mit Streifengneis und Flatschengneis alternierend
- Paragneis — nördlich des Granitstockes stark von Pegmatiten injiziert
- Phyllite
- Amphibolit
- Permocarbon
- Triasquarzit
- Trias, Dolomit, Rauhwacke, Gips
- gotthardmassivischer Bündnerschiefer
- penninischer Bündnerschiefer

s = Serpentin

F = Fuorcla de Stavelatsch, B = Fuorcla la Buora

Geologische Kartenskizze der Medelsergruppe

(östliches Gotthardmassiv)

Masstab 1 : 50000

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Bd. X, 1930, Heft 1

Tafel IV



Fig. 1



Fig. 2

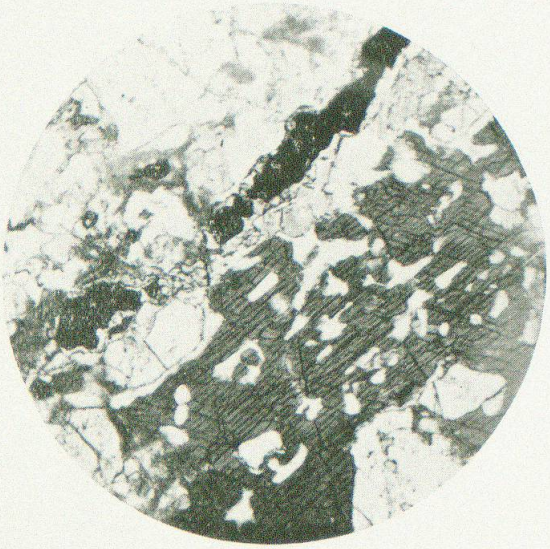


Fig. 3

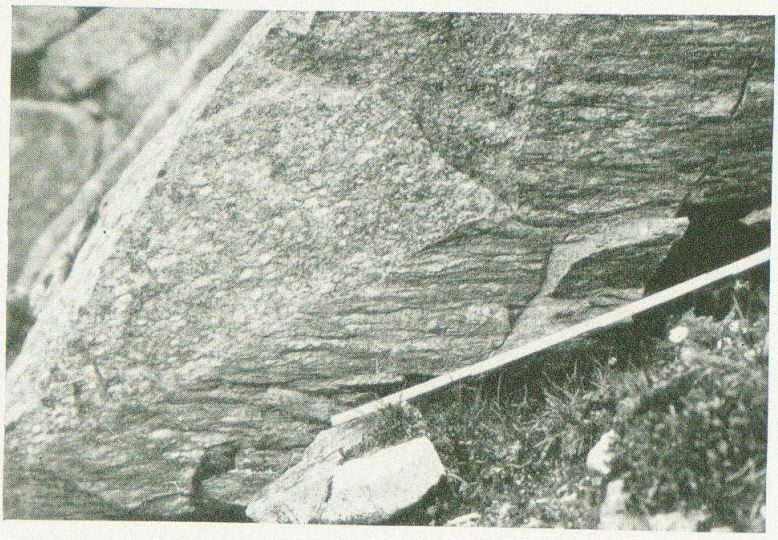


Fig. 4

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Bd. X, 1930, Heft 1

Tafel V

Fig. 1

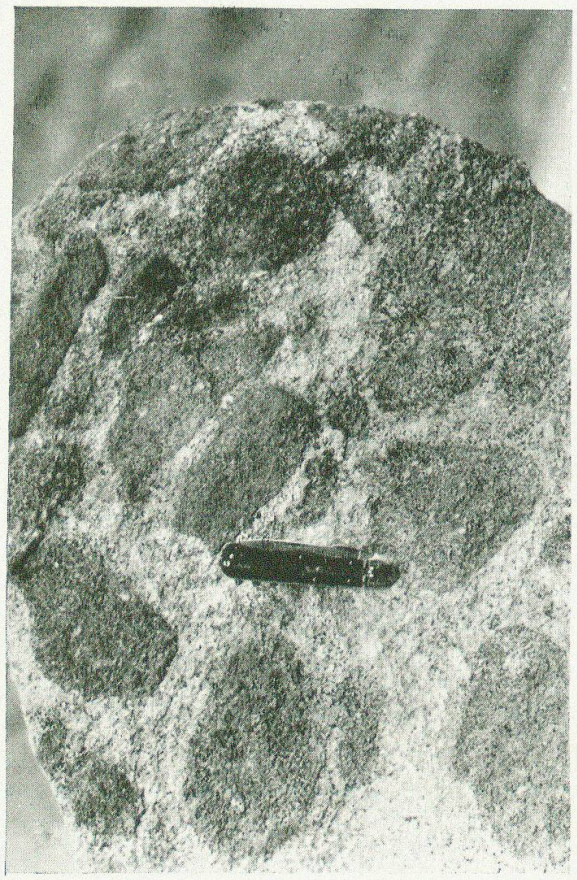


Fig. 2



Oben



Fig. 3

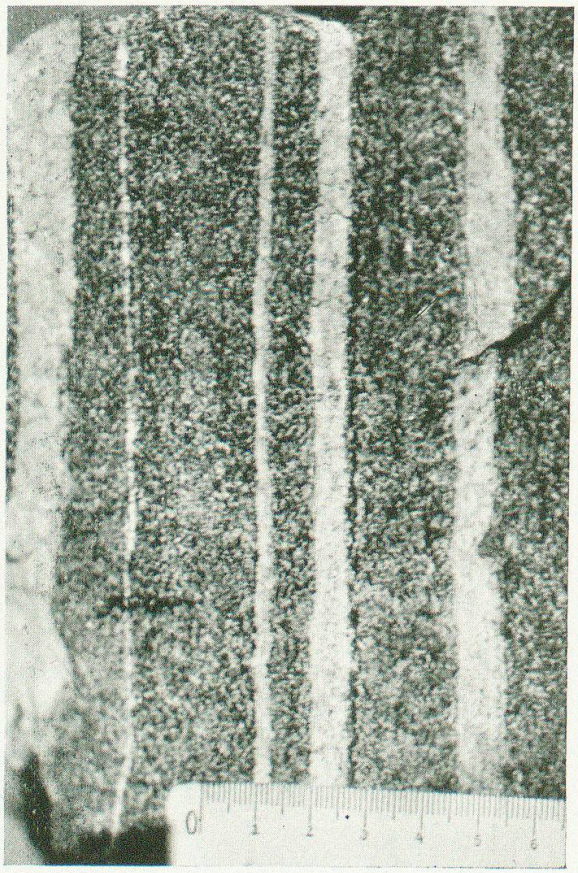


Fig. 4

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Min Petr. Mitt.
Bd. X, 1930, Heft 1

Tafel VI

Fig. 1

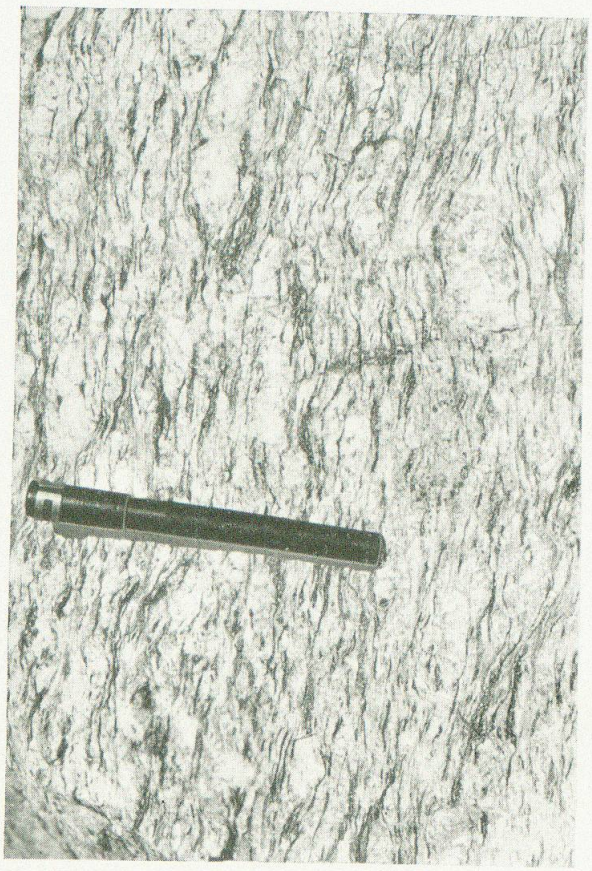
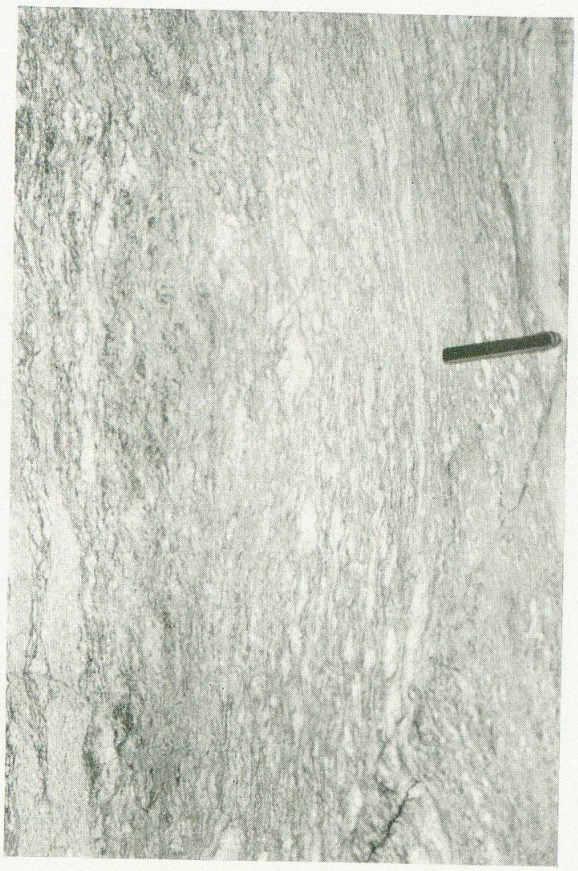


Fig. 2



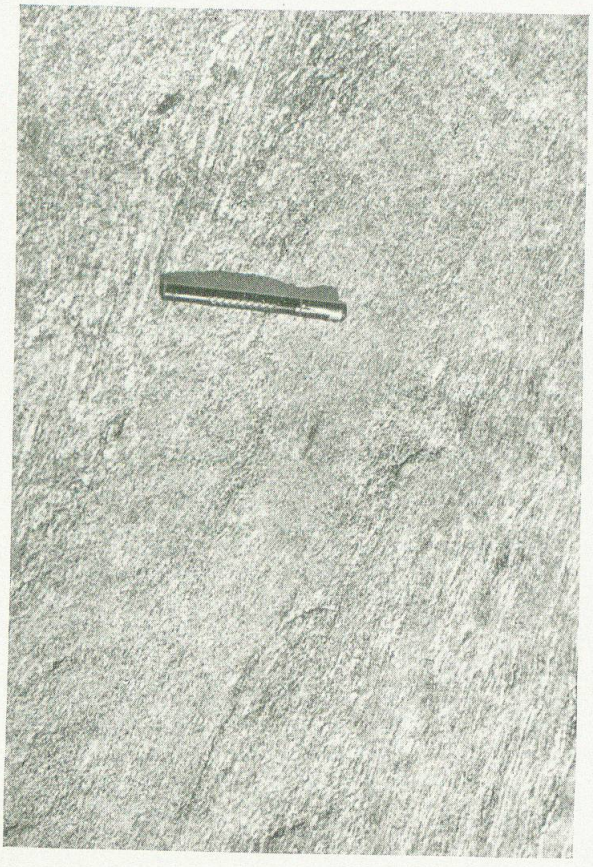


Fig. 3

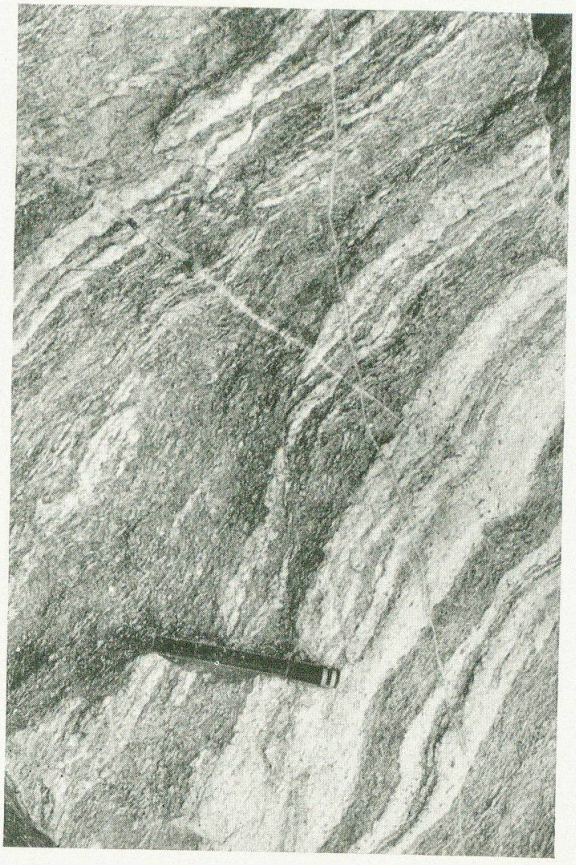


Fig. 4

Leere Seite
Blank page
Page vide