

| | |
|---------------------|---|
| Zeitschrift: | Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie |
| Band: | 36 (1956) |
| Heft: | 1 |
| Artikel: | Geologisch-Petrographische Untersuchungen in der Tessiner Wurzelzone zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia |
| Autor: | Kobe, Huldrych |
| DOI: | https://doi.org/10.5169/seals-28499 |

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: 31.12.2025

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

Geologisch-Petrographische Untersuchungen in der Tessiner Wurzelzone zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia

Von *Huldrych Kobe* (Zürich)

Inhaltsverzeichnis

A. Allgemeiner Teil

| | |
|--|-----|
| Vorwort | 246 |
| Einleitung | 249 |
| Topographischer Überblick | 249 |
| Geologisch-petrographische Übersicht | 250 |

B. Geologischer Teil

| | |
|--|-----|
| 1. Erläuterungen zur petrographisch-geologischen Kartenskizze 1:25 000 (Tafel VII) | 250 |
| Geschichtliches | 250 |
| Unterlagen | 251 |
| Legende | 252 |
| Kartierung | 259 |
| 2. Erläuterungen zu den Profilen (Tafel VIII) | 260 |
| a) Konstruktion | 260 |
| b) Geologie | 261 |
| 3. Erläuterungen zu den 2 Spezialkärtchen: „Eingemessene Schichten und Faltenachsen“ und „Bruchsysteme und eingemessene Kluft- flächen“ (Tafeln IXa und b) | 262 |
| a) Verlauf von Schichten und Faltenachsen | 262 |
| A. Schichtverlauf | 262 |
| B. Faltenachsen | 263 |

| | |
|---|-----|
| Tessiner Wurzelzone zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia | 245 |
| b) Verwerfungs- und Bruchsysteme, Klüftungen | 264 |
| A. Brüche und Verwerfungen | 264 |
| 1. Allgemeines | 264 |
| 2. Verlauf und Erscheinungsformen der Störungszonen | 265 |
| B. Klüftungen | 269 |
| C. Vergleich in grösserem Zusammenhang | 269 |
| 4. Tektonische Übersicht (Tafel X) | 270 |
| Allgemeines | 270 |
| Petrographische Charakterisierung der einzelnen Zonen | 271 |
| Bau und Zusammenhänge mit den Nachbargebieten | 272 |
| C. Petrographischer Teil | |
| Vorwort | 275 |
| I. Gruppe der quarzdioritischen und granitischen Gesteine der Zone von Vergeletto | 277 |
| Vorkommen | 277 |
| Aussehen | 277 |
| Mikroskopisches Bild | 279 |
| 1. Normale Quarzdiorite | 279 |
| 2. Kleine, dunkle Schollen im Hornblende-Quarzdiorit | 282 |
| 3. Grosse, dunkle Schollen | 283 |
| Besondere Kontaktverhältnisse am Quarzdioritstock im Riale di Vergeletto | 286 |
| 4. Biotit-Granitgneis | 289 |
| 5. Pegmatitischer Granitgneis, Pegmatite und Aplite | 291 |
| Chemische Zusammensetzung | 293 |
| Nachtrag zu den Umwandlungerscheinungen an Plagioklasen | 298 |
| II. Gruppe der Injektionsgneise (s. l.) der Zone von Mergoscia | 300 |
| Vorkommen | 300 |
| Aussehen | 301 |
| Mikroskopisches Bild | 304 |
| 1. Biotitgneis | 304 |
| 2. Injektionsgneis, Typ Mergoscia | 305 |
| 3. Grobflaserige Gneise mit oder ohne Hornblende | 306 |
| 4. Hornblende-Titanitpegmatite | 307 |
| 5. Porphyreidisches Gneis | 311 |
| III. Gruppe der Aplitgneise | 313 |
| Vorkommen | 313 |
| Aussehen | 314 |
| 1. Aplitgneise | 314 |
| 2. Aplitgranitgänge | 316 |

| | |
|--|-----|
| Mikroskopisches Bild | 318 |
| 1. Aplitgneise | 318 |
| 2. Aplitgranitgänge | 320 |
| IV. Übrige Mischgneise | 324 |
| 1. Bändergneise | 324 |
| 2. Biotitgneise der Vergeletto-Zone (Vergeletto-Typus, Lodano-Typus) | 326 |
| 3. Braune Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneise der Zone von Vergeletto | 330 |
| V. Paragesteine | 332 |
| 1. Biotitgneis mit braunem Biotit | 332 |
| 2. Amphibolite | 333 |
| 3. Kalksilikatgesteine | 333 |
| 4. Marmore | 333 |
| Detailprofile von Paragesteinssügen | 335 |
| VI. Basische und ultrabasische Metamorphite | 338 |
| D. Schlussteil | |
| Schlusswort | 339 |
| Considerazione conclusiva | 340 |
| Literatur- und Kartenverzeichnis | 341 |
| Erläuterungen zu den Phototafeln I—VI | 345 |
| Phototafeln I—VI | |
| Tafel VII Petrographisch-geologische Kartenskizze des Gebietes zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia 1 : 25 000. | |
| Tafel VIII Profile zur petrographisch-geologischen Kartenskizze 1 : 25 000 | |
| Tafel IX a Eingemessene Schichten und Faltenachsen, 1 : 50 000 | |
| Tafel IX b Bruchsysteme und eingemessene Kluftflächen, 1 : 50 000 | |
| Tafel X Tektonische Übersicht 1 : 100 000 | |

*La benigna natura provvede in modo
che ovunque tu trovi da imparare.*

Leonardo da Vinci

A. ALLGEMEINER TEIL

Vorwort

Die Arbeit steht mit derjenigen von J. WEBER (Tonalit der Valle Morobbia) am Schlusse einer Reihe von Arbeiten des Zürcher Institutes in der penninischen Wurzelzone des Tessins. Ihr Werdegang sei kurz erläutert:

Im Frühjahr 1952 kam ich durch Veranlassung von Prof. Dr. P. NIGGLI und unter der Einführung von Dr. E. DAL VESCO in den Stollenabschnitt Mosogno-Lodano des Maggia-Kraftwerkes. Dort studierte ich im Detail die Lagerungsverhältnisse der Injektions- und Aplitgneise und ihrer Nachbargesteine. Im Laufe der Vortriebsarbeiten wurden gegen Ende 1953 stockartig auftretende und nahezu massige quarz-dioritische bis granitische Gesteine durchfahren, welche als sichere Eruptiva nun zum Ausgangspunkt der diesbezüglichen Untersuchungen wurden.

Da sich aus dem Stollenprofil kein eindeutiges Bild der tektonischen Zusammengehörigkeit einzelner Zonen zu denjenigen im oberen Onsernone (ZAWADYŃSKI) ergab, wurden vereinzelte Exkursionen ins Gebiet zwischen den Bächen Ribo – Isorno – Bordione unternommen. Diese führten zwar zur Kenntnis der oberflächlichen Lagerungsverhältnisse, zeigten aber deutlich, dass eine Erfassung der Gesamtstruktur sowie der Detailzusammenhänge nur durch eine hinreichend genaue Kartierung möglich sein konnte. Eine detaillierte Kartierung (die vorliegende wurde im Maßstab 1 : 10 000 ausgeführt) war auch insofern dringend vonnöten, als bis anhin überhaupt keine Karte dieses Gebietes vorhanden war, die über den Charakter von höchst genereller Übersichtsskizze hinausging. Daher wurde die Kartierung nachträglich — etwas auf Kosten einer eingehenden petrographischen Bearbeitung — zur Hauptaufgabe dieser Arbeit. Diese wurde dann in den Frühlings- und Sommerferien 1954 durchgeführt und mit dem Bestreben, der Aufnahme einen grösseren Rahmen zu geben, zwangsläufig immer weiter gegen E ausgedehnt, so dass schliesslich die ganze Lücke zwischen den Aufnahmen von FORSTER, KERN, ZAWADYŃSKI und der Tessiner-Karte Nr. 116 geschlossen werden konnte. (Der verbleibende Keil zwischen Onsernone und Centovalli im SW wurde 1954 zur Kartierung vom Basler Institut übernommen.)

Wenn auch lange nicht alle vorgenommenen Aufgaben gelöst, ja nur Teile davon überhaupt berücksichtigt werden konnten, glaube ich, mit dieser Arbeit doch einen brauchbaren Beitrag zur Kenntnis der Tessiner Wurzelzone geleistet zu haben.

* * *

Danken möchte ich an dieser Stelle meinen Lehrern am Zürcher Institut, Prof. Dr. P. NIGGLI †, Prof. Dr. F. LAVES, Prof. Dr. C. BURRI, Prof. Dr. F. DE QUERVAIN, Prof. Dr. J. JAKOB, Prof. Dr. R. L. PARKER, P.-D. Dr. W. EPPRECHT, für die Vermittlung der Grundlagen ihrer Fachgebiete und mancher Anregung in bezug auf diese Arbeit.

Weiterer Dank gebührt der Leitung der Maggia-Kraftwerke AG., Locarno, für die Erlaubnis zur Arbeit im Stollen, die Überlassung von Stollenprofilen (über 15 km) und der Verwertung von daraus entnommenen Daten zur Publikation; Prof. W. LEUPOLD für die Überlassung einer „Übersichtskarte der Wasserkräfte des Maggiatales“ und Mitteilung einiger Beobachtungen aus dem kartierten Gebiet; Dr. E. DAL VESCO für die stets wohlwollende Unterstützung, Einführung in die Arbeit (dies auch durch Dr. L. ZAWADYŃSKI) und viele wertvolle Hinweise über Geologie und Petrographie des Gebietes, Diskussion der auftretenden Probleme und Korrektur der italienischen Übersetzung der Legende; dem Bureau der Unternehmung auf der Baustelle Isorno, Mosogno, insbesondere dessen Chef, Ing. W. WAMPFLER, für zuvorkommende Betreuung während meines mehrmaligen Aufenthaltes daselbst und Unterstützung zur Erleichterung meiner Arbeit; meinen Zeltkameraden für ihre Begleitung und Hilfe bei Überwindung von mancherlei Schwierigkeiten; der Bevölkerung des Gebietes für ihre stetige Gastfreundschaft.

Ferner sei Dank Dr. R. U. WINTERHALTER für die Überlassung von Kartenmaterial und Instrumenten zur Kartierung, ständige Beratung bei der Herstellung der graphischen Beilagen sowie wertvolle Hinweise zur praktischen Feldarbeit; Prof. Dr. E. WENK für die freundlichst ermöglichte Einsicht in sein Studienmaterial aus dem Tessin, viele Hinweise geologischer und petrographischer Art und Überlassung umfanglicher Literatur aus dem Basler Institut; Dr. W. STAUB-RUZ für die Durchsicht und Korrektur der italienischen Übersetzung der Zusammenfassung; meinen Studienkollegen für Diskussionsbeiträge und kameradschaftliche Zusammenarbeit.

Zum Schluss sei einerseits meiner Braut für die Geduld bei der Abschrift, Durchsicht und Korrektur des Manuskriptes sowie die Begleitung bei letzten Terrainbegehung, anderseits, besonders herzlich, meinen Eltern gedankt, deren stetige Anteilnahme und selbstlose Unterstützung — nicht nur finanzieller Art — mein Studium überhaupt ermöglichten und die Treue zu meiner Arbeit stets wach erhielten. Ihnen sei das Folgende gewidmet.

Einleitung

Topographischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet (im Rahmen der beigefügten Karte) liegt wenige km WNW Locarno. Im E, SW und W ist die natürliche Begrenzung durch die Gewässer Maggia (Valle Maggia), Ribo (Valle di Vergeletto), Isorno (Valle Onsernone) und Riale di Vergeletto gegeben. Im N folgt die Grenze der W-E-Koordinate 122 des kilometrischen Koordinatennetzes (dies ist die südliche Begrenzung der geologischen Tessiner Karte Nr. 116), und im S wurde die W-E-Koordinate 116 aus darstellungstechnischen Gründen zur Grenze gewählt.

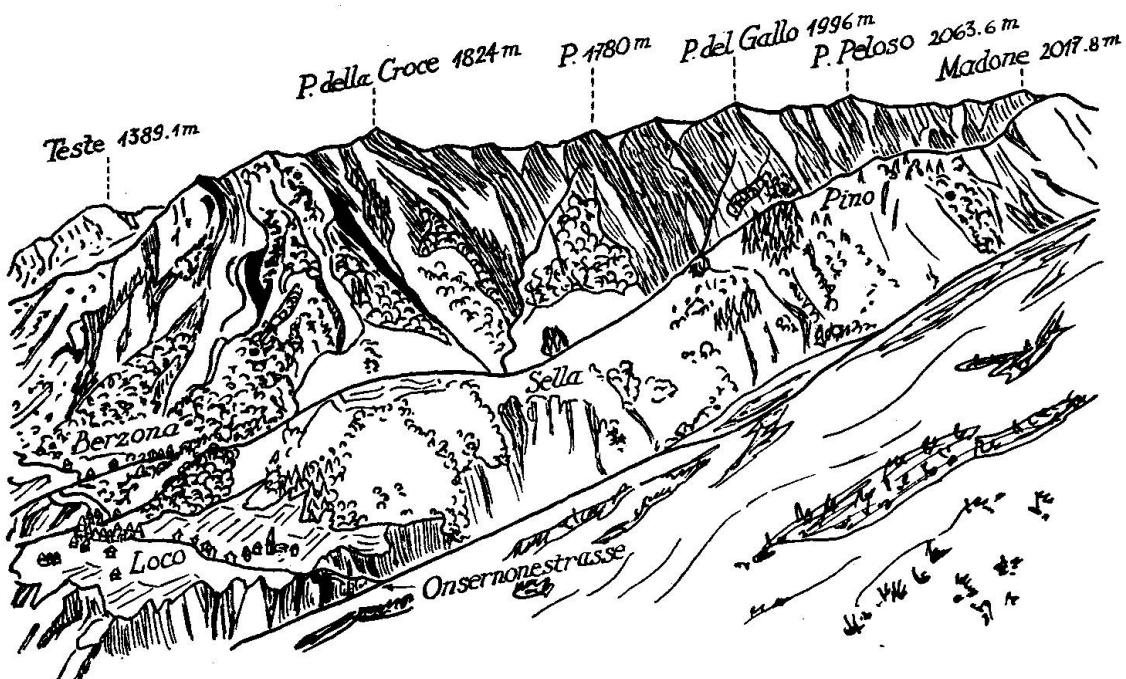


Fig. 1. Ansichtsskizze P. della Croce-P. Peloso vom W-Abhang des Salmone aus.

Das Gebiet ist zur Hauptsache durch zahlreiche, N-S verlaufende Täler in natürlichen Profilen gut aufgeschlossen. Dazwischen verbleiben langgestreckte Grate, deren oft steil abfallende Wände einen recht günstigen Einblick in die Tiefenstruktur ermöglichen (vgl. Fig. 1). So im W die Reihe der Teste (1390—1439 m), im N von Russo, dann der Grat P. della Croce (1824) — P. Peloso (2063 m), der Grat Madone (2018 m) — Pino — Colmo (1006 m) und das ganze Massiv des breiten Salmone (1560 m) mit seinen verschiedenen Ausläufern. Im N tritt ferner der vom P. Cramalina (2322 m) herkommende Gebirgszug mit dem P. Bassa

(2023 m) in unser Aufnahmegeriebiet ein und zieht in östlicher Richtung über den P. Peloso, den Madone und den Puncio (1854 m) gegen die Maggia hinüber. P. 1101 und die 2 Stöcke Colma (795 m) und Castello (529 m) bilden schliesslich noch die steile W-Flanke des Maggiatales.

Die Gegend wird im SW randlich von der Onsernone-Poststrasse erschlossen, an welche die Dörfer Auressio, Loco, Berzona, Mosogno, Russo, Gresso und Vergeletto gereiht sind, und im äussersten NE sind die zwei Dörfer Aurigeno und Moghegno mit der Strasse des linken Maggiaufers verbunden.

Geologisch-petrographische Übersicht

Wir befinden uns hier, geologisch betrachtet, im westlichen Teil der Tessiner Wurzelzone.

Es schien zweckmässig, analog zu den Nachbargebieten, die Zonen-gliederung so detailliert es eben ging zu gestalten, ohne feldpetrographisch zusammengehörende Komplexe zu unterteilen. Auf diese Weise schälte sich schön die fächerförmige Aufspaltung des Zonenbündels gegen W in Fortsetzung der Aufnahmen von FORSTER heraus. N des Gresso-Zuges (entspricht S-Zone von Gordevio) biegen die steil stehenden Gneismassen gegen NE ab ins Maggiatal, resp. in den Trog der Zone von Vergeletto; die Zone von Mergoscia nimmt eine Mittelstellung ein, während südlich der Zone von Cardada alle Zonen nach WSW streichen. Alle Details darüber werden im Abschnitt „Tektonische Übersicht“ besprochen, wozu die Zuhilfenahme der Karte, Tafel X, von Vorteil sein wird.

B. GEOLOGISCHER TEIL

1. Erläuterungen zur petrographisch-geologischen Kartenskizze 1 : 25 000 (Tafel VII)

Geschichtliches

Das Aufnahmegeriebiet zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia ist meines Wissens noch nie das Objekt einer eingehenden geologischen Kartierung gewesen, obwohl — in grösserem Zusammenhang allerdings — schon recht viel darüber geschrieben worden ist.

Nach der Zusammenstellung von W. HÖTZ (1931) existieren von folgenden Autoren Übersichtskarten älteren Datums: A. SISMONDA (1862), T. TARAMELLI (1880), F. ROLLE (1881), T. TARAMELLI (1903), C. SCHMIDT (1905), E. ARGAND (1911), R. STAUB (1916), denen entweder nurmehr historischer Wert zukommt, oder die unser Gebiet in einen allgemeinen tektonischen Rahmen einbauen, der darin natürlich keine Details berücksichtigt. 1934 erschienen die Beiträge zur Tessiner-Karte Nr. 116, PREISWERK u. a. (1934), mit der Reihe von Interpretationsversuchen zur Gliederung des Penninikums zwischen Wallis und Graubünden. Auf allen jenen Kärtchen 1 : 750 000 liegt unser Gebiet meist innerhalb derselben Einheit, hat also offenbar nie besondere Bedeutung besessen. Die Wurzelzone wurde oft in etwas unverständlicher Art ausser acht gelassen, obwohl sich ja dort die Zusammenhänge mit den Decken gefunden, sich dort die mesozoischen deckenscheidenden Züge wohl geschlossen hätten. Die Komplexität dieser gesamten Wurzelzone allerdings, irgendwo „erschreckend“ genannt, mag jene Pioniere der Tektonik ferngehalten haben — aber es zeigt sich immer dringender die Notwendigkeit, dieselbe aufzuklären.

Zu diesen genannten Skizzen gesellen sich neuere, so von:

S. CASASOPRA (1947), im PTT-Führer „Locarno und seine Täler“.

E. WENK (1953) } die aber gerade in unserem Gebiet Unsicherheiten
A. GÜNTHER (1953) } zeigen.

R. KERN (1947), sowie L. ZAWADYŃSKI (1952) und M. BLUMENTHAL (1952) haben schmale Teile unseres Untersuchungsgebietes bereits skizzenhaft wiedergegeben, doch verlangten diese Darstellungen eine Überprüfung.

W. LEUPOLD (1949) skizziert petrographisch generell, geologisch-strukturell recht zutreffend 1 : 50 000.

Schliesslich bleibt als neuestes Produkt die Geol. Generalkarte 1 : 200 000, Blatt 7 Tessin, welches mir im Probbedruck zur Einsicht zur Verfügung stand; doch bleibt es auch hier bei einem generellen Überblick.

Unterlagen

Aus allen diesen Befunden ergab sich klar die Notwendigkeit, das Gebiet einmal so gut als möglich aufzunehmen. So kartierte ich denn — da keine andern topographischen Unterlagen zur Verfügung standen —

auf die Blätter aus der zum Maßstab 1 : 10 000 vergrösserten Landeskarte der Schweiz¹⁾ 1 : 50 000, Blatt Verzasca-W. Die Genauigkeit dieser Unterlage mochte für eine ins Auge gefasste Herausgabe 1 : 25 000 genügen.

Der Feldaufnahme standen ferner noch die im Kapitel „Verwerfungs- und Bruchsysteme, Klüftungen“ genannten Flugaufnahmen der Landestopographie zur Verfügung.

Legende

Als bald nach Beginn der Kartierung die Legende sich als zu primitiv zur Erfassung der auftretenden Gesteinsvarietäten erwiesen hatte, musste sie auf die vorliegende Form ergänzt werden, welche die Gesteine zweckmässig nach Zonen einteilt.

Die gewählten Abgrenzungen seien hier zur Orientierung mitgeteilt und die einzelnen Felder kurz petrographisch charakterisiert:

1. Zone von Vergeletto; zu Maggia-Komplex

a) *Biotit-Muskowit-, Zweiglimmergneise (lagig-bänderig = Typ Lodano; leicht flaserig = Typ Vergeletto).* Dieses Feld ist wohl (mit demjenigen der Paragneise) das komplexeste der ganzen Legende. Trotzdem liess es sich nicht mehr weiter unterteilen, da die Einlagerungen zu rasch ihren Charakter wechseln. In der Tat sind die einzelnen Gesteine so verschieden und gehen im Streichen und senkrecht dazu ineinander über, dass eine Abgrenzung unmöglich ist. Es erschien günstiger, die Zeichnung für diese erste Zusammenstellung nicht in zu viele Details zu zersplittern. Es mag darauf hingewiesen werden, dass im W besonders, aber auch im Gebiet der V. di Larescio, ein reicher Gehalt an dunkeln, feinkörnigen Paragesteinen charakteristisch ist. Der Lodano-Typus — genannt nach der Ortschaft Lodano gegenüber Maggia am S-Rand der Tessiner-Karte, da diese Varietät, aufs Ganze gesehen, in monotoner Gleichförmigkeit mit kleinen Varianten im Stollen-Abschnitt Lodano das Hauptgestein bildete — selbst ist sehr vielgestaltig, indem lagige-bänderige Gneise verschiedenster Ausbildung vorkommen. Eine charakteristische Faltungs-Struktur ist dem Hauptrepräsentanten dieses Typus eigen, wie sie Photo 5, Tafel II, zeigt. Bänderige Gneise mit Muskowit und Granat sind mir aus dem Gebiet oberhalb Aurigeno bekannt. Der plattige Charakter dieser Biotitgneise ist besonders gut im Bachtobel von Pso della Garina ins V. di Larescio hinab zu erkennen.

¹⁾ In der Folge mit LK abgekürzt.

Die feinflaserigen Biotitgneise vom Vergeletto-Typus treten hauptsächlich im W. nördlich des Gresso-Zuges auf sowie in undeutlich abzugrenzenden Einlagerungen E Pian della Crosa. Sie wurden aber als solche nicht ausgeschieden, weil sie in lagige Gneise übergehen, ohne dass eine allgemein gültige Grenze gezogen werden könnte.

Zu den wenigen einigermassen abgrenzbaren und deutlich sich heraushebenden Gesteinen gehören dann die folgenden:

b) *Dasselbe Gestein mit beträchtlichem Hornblendegehalt.* Nur an wenigen Stellen beobachtet, erscheinen sie als recht dunkle Gesteine, feinkörnig, mit hellen Lagen, wobei Hornblende etwas knotenförmig heraussticht. (Sie scheinen am ehesten mit in die Gesellschaft der quarzdioritischen Gesteine zu gehören.)

c) *Hornblendegneise.* Sehr feinkörnig, mit nur wenig Biotit, Plagioklas und Quarz, dunkel, stellen sie einzelne, meist schmalere Lagen dar. Auch sie zeigen, wie alle bisher besprochenen Gneise, ausgeprägte Anzeichen einer Abstammung von Para-Material.

d) *Zweiglimmergneise.* Braun, grobflaserig: ein gröberes Gestein, das mit dicken Häuten von braunschwarzem Biotit, dem oft Muskowit beigesellt ist, teils stark schieferig, teils mit grossen, langgezogenen Mikroklin-Flasern durchzogen, längere Komplexe und Einlagerungen in den grauen Biotitgneisen der Vergeletto-Zone bildet. Nach einer Begehung des südwestlichsten Gebiets der Tessiner-Karte, am S-Hang des V. di Lodano (über Tremossa und Piano Rosso-Piano Troi), wurden die dort eingezzeichneten Gneis-Varietäten gesucht und dabei festgestellt, dass unsere Gneise dieses Feldes geographisch jenen in rosa Farbe unter der Bezeichnung GO eingetragenen Einlagerungen gleichzustellen sind. Nur kann dann die Bezeichnung Aplitgneise und Granulitgneise nicht richtig sein! Vielleicht dürfte eher die Bezeichnung GOa dazu passen. Mischgesteine scheinen es jedenfalls zu sein.

e) *Biotit-Hornblende-Plagioklasgneise (verschieferter Quarzdiorit).* Diese Gneise sind gut erkennbar, indem die „Grundmasse“ der dunklen Gemengteile²⁾ von kleinen, hellen Flecken und Linsen durchsetzt ist. Meist sind die Kontakte zum umliegenden Gestein recht scharf und konkordant. Ihr mikroskopisches Bild ist dasselbe wie das der quarzdioritischen Gesteine im Stollen.

f) *Dasselbe Gestein in massiger Textur, z. T. diskordant.* Ein einziges derartiges Vorkommen im Riale di Vergeletto (den Kontaktverhältnissen ist ein eigenes Unterkapitel gewidmet, S. 286).

²⁾ In der Folge mit GT abgekürzt.

g) Aplitgranitgänge. Ein helles, feinkörniges Gestein, das stets in schmalen Gängen — meist an stark beanspruchten Stellen — das Nebengestein durchschlägt, es zum Teil in Schollen zerlegend. Die Gänge mussten in der Zeichnung stark übertrieben mächtig dargestellt werden. (Die Verbandsverhältnisse sind in der petrographischen Beschreibung ausführlich dargestellt).

2. Zonen von Mergoscia (Onsernone), Vosa-Croppi, Ponte Brolla

a) Injektionsgneise, Mischgneise (*knotig-schlierig = Typ Mergoscia*).

Dieses auch recht komplexe Feld umfasst die eigentlichen grob injizierten, schlierig-knotigen Biotitgneise des Typus Mergoscia (Photo 3, Tafel I), ferner gehören dazu auch etwas flaserig-knotige Typen, die aber nicht von den ersteren abzutrennen sind. Wieder andere Varietäten mit wellig-schieferiger Textur können sehr hell erscheinen, bei mehr gleichmässig verteiltem Injektionsgut (Campo). Am Salmone gar trifft man alle Übergänge zu den Aplitgneisen, indes herrschen doch noch die unregelmässig verlaufenden Biotithäute (ein typisches Kennzeichen der Injektionsgneise) vor, so dass alles zur Injektionsgneis-Signatur geschlagen wurde. Es sei hier darauf hingewiesen, dass auch diese Gesteinsvarietät sehr reichlich Hornblende führen kann (Vii), doch konnten die betreffenden Bezirke nicht erfasst werden wegen ständigem Wechsel und Übergang in hornblendefreie Typen.

b) Injektionsgneise, lagig (Randzone). Die Bezeichnung ist nicht so aufzufassen, dass es sich um eine Art Kontakthof handeln würde, vielmehr werden darunter Gesteine verstanden, welche am N-Rand der Injektionsgneismasse der Zone von Mergoscia entlang ziehen. WENK nennt sie eindeutig Paragneise — doch sind sie von mehr oder weniger dicht sich folgenden, schmalen Injektionslagen durchzogen, so dass sie nicht unmittelbar zum nördlich anschliessenden Paragesteinszug geschlagen werden konnten.

c) Biotitgneise, lagig (Zone von Ponte Brolla, Zweiglimmergneise).

Während in der Zone von Vosa-Croppi sowie in den nördlich daran anschliessenden Gebieten Biotitgneise vorherrschen, zeigt die Zone von Ponte Brolla typische, mehr oder weniger helle Zweiglimmergneise, die andernorts schon als Orthogneise gedeutet wurden. Sonst sind sie meist dunkler, und die hellen Lagen sind diffus, schmal und seltener.

d) Dasselbe Gestein, mit Hornblende. Es war möglich, an verschiedenen Stellen hornblendeführende Gneise dieser Art abzugrenzen, doch dürften wohl lange nicht alle Vorkommen erfasst worden sein. Oft fällt der Hornblendegehalt nicht sofort ins Auge, sondern das Handstück

muss gründlich betrachtet werden, damit die kleinen, aber meist reichlichen Hornblendekörner zu erkennen sind.

e) *Biotitgneis, bänderig (helle Bänder auch mit Granat)*. Auch dieses Feld umfasst eine breite Variation von feinbänderigen, grauen Biotitgneisen, bis zu $\frac{1}{2}$ m breiten, abwechselnd schwarz (feinkörnig)weiss (aplitisch, etwa mit Granat) gebänderten Gneisen, welche besonders in gewissen Abschnitten des Stollens deutlichen Paracharakter zeigen. Bändergneis-Signatur wurde auch dann verwendet, wo eigentlich nur der Grossbereich bänderig ist, die einzelnen Bänder aber entweder schwarz (sehr biotitreich) oder grau (nebulitisch von heller Masse durchzogenes Biotitwerk) oder flaserig (vom Typus der grobflaserigen Gneise) oder knotig-schlierig (vom Typus der Injektionsgneise) oder sehr hell aplitisch sein können. Solche Bändergneise entsprechen oft bis in kleinste Details von WEGMANN (1935) dargestellten Migmatiten (Boudinage etc.). Im Stollen zeigen sich Bilder (Photo 4, Tafel II, und Photos 10, 11, Tafel III) von Verfaltungstypen, für deren Bildung eine Erklärung ausserordentlich schwierig zu finden ist.

Es muss hier darauf hingewiesen werden, dass wohl ein erheblicher Teil des auf der Karte mit Aplitgneis-Signatur angegebenen Gebietes der P. della Croce-Südwand aus solchen Bändergneisen von schlierigem Verfaltungstypus besteht.

f) *Biotitgneise, mittel-feinkörnig, grau*. Diese grauen, keine besonderen Merkmale zeigenden Gneise konnten etwa ausgeschieden werden, wenn die Lagen oder Schlieren aussetzten. Es ist aber nicht unmittelbar daraus zu schliessen, dass hier das älteste Gestein des Gebietes vorliegt, das durch Injektionen und diffuse Stoffwanderungsprozesse in alle andern Typen umgewandelt worden wäre!

g) *Dasselbe Gestein, mit Hornblende*. Aus dem grauen, einigermassen feinkörnigen Biotitgneis, der mancherorts fast massig erscheint, treten die Hornblendeknoten meist gut sichtbar (reichlich) heraus. Er geht oft mit unscharfer Grenze in lagige Gneise (d) oder (i) über.

h) *Biotit-Alkalifeldspatgneise, mittel-grobflaserig*. Durch ihr grobflaserig-helles Aussehen stechen diese Einlagerungen aus den Injektionsgneisen heraus. Oft erscheinen sie durchaus massig. Die Flasern bestehen meist aus Mikroklin-Pflaster. Nur selten sind es „Augen“ aus etwa verzwilligten Mikroklin-Einzelindividuen.

i) *Dasselbe Gestein, mit Hornblende*. Auch diese recht massigen Gesteine fallen besonders im W-Teil des Untersuchungsgebietes auf; die Hornblendeknoten bis -stengel bewirken das eigenartig unruhig gefleckte Aussehen dieser Gneise. Die Hornblenden können sehr oft insgesamt

schief zur generellen Schieferungsrichtung gestellt sein (Photo 23, Tafel VI, und Photo 14, Tafel IV). Der Grund dafür konnte nicht ermittelt werden.

k) Hornblendegneise. Selten mit Biotit. Dieselben wie unter 1c, besonders mächtig im S bei Nebbio (Profil 7), ausgebildet.

l) Aplitgranitgänge. Selten mit Granat. In diesen Zonen sind die Aplitgranitgänge durchwegs mächtiger ausgebildet, zeigen aber dieselbe Struktur und den gleichen Mineralbestand wie die unter 1g genannten.

m) Biotitschiefer. Obwohl sie besonders innerhalb der Paragesteinszüge noch häufig vorkommen (meist dünneren Lagen), wurden sie nur an einer Stelle, im Bachabriss E Pso della Garina, ausgeschieden. Dort machen sie steilgestellte, stark verfaltete, abgebrochene Felsen aus. (Möglicherweise dürfte dort der Gresso-Zug breiter sein und diese Schiefer miteinschliessen; das Gelände ist aber so unübersichtlich, bewachsen und grösstenteils abgesackt, dass sich vorderhand nichts Genaueres feststellen liess.)

3. Züge von Gresso, Croce, Pte Oscuro, Cardada, Contra

a) Paragneise mit biotit- und muskowithaltigen Bändern, plattig, feinkörnig; Quarzitgneise, oft mit Granat und braunem Biotit, meist gefältelt und geschiefert. Dieses andere, sehr komplexe Feld lässt sich kaum detailliert erfassen. Die Detailprofile im Kapitel „Paragesteine“ zeigen, wie variationsreich der Gesteinsinhalt dieser Züge sich gestaltet. Doch heben sich diese Komplexe gut aus der Gesamtheit der Gneise heraus durch ihre plattige oder schieferige Beschaffenheit, Fältelung und auf engstem Raum meist bänderig sich ablösenden Gesteinsarten. Viele der Schiefer sind überdies rostig angewittert. Den Reichtum eines solchen Zuges zu beschreiben, wäre an sich schon eine besondere Arbeit wert.

b) Amphibolite, plattig, feinkörnig. Diese können verschiedene Helligkeitsstufen einnehmen, wobei der Anteil der hellen GT diffus oder in Schlieren und Flecken verteilt sein kann. Kaum treten etwas grobkörnigere Varietäten auf. Die plattige und feinkörnige Ausbildung ist charakteristisch.

c) Dasselbe Gestein mit Granat, oft hornfelsartig. Entweder tritt der granatführende Amphibolit als recht massiges, dunkles Gestein mit Granaten durchsetzt auf (diese oft mit Kelyphitrand), oder dann — besonders typisch für den Gresso-Zug — in mehr oder weniger hellem, schlierigem Gestein, dessen schmale Bänder entweder aplitisch oder amphibolreich (dunkelgrün) oder granatreich (rosarot) innig verfaltet sind. Die schlierige Anreicherung des Granats in den Faltenumbiegungen ist

typisch. Das Gestein ist oft so feinkörnig glasig, dass es hornfelsartigen Charakter annimmt.

d) *Kalksilikatgesteine i. allg., inkl. Marmorlagen.* Kalksilikatgesteine im weitesten Sinne sind den Paragesteins-Zügen zahlreich eingelagert; die Variationsbreite ist enorm bei der Mineralfülle dieser Gesteine; Epidot-Mineralien, Skapolith, Calcit, Quarz, Plagioklas, Hornblenden, diopsidische Augite, Glimmer und Erz. Oft sind sie auch schlierig-lagig verfaltet. Marmore sind nur strichweise vorhanden. Entweder sind sie — wenn mächtigere Lagen (dm) vorkommen — von Phlogopit, Biotit, Amphibol durchsetzt oder dann von diopsidischem grünem Augit und Pyritkörnchen. Durchwegs grobkörnig. Sonst können aber auch dünne und dünNSTE Calcitlagen mit Gneis- und Quarzitlagen abwechseln.

4. Ultrabasische Metamorphite von Capoli und Campo

(Auch in Paragesteinszügen (Cardada) können dicke Linsen dieser Gesteine eingelagert sein)

a) *Amphibolite, Biotitamphibolite, Strahlsteinschiefer.* Plattige, dunkle Amphibolite, verrostete Biotitamphibolite (Biotit braucht durchaus nicht in Flecken oder Knötchen angeordnet zu sein) und gelegentlich fein-grobstengelige Strahlsteinschiefer bilden meist die Hüllen der ultrabasischen Linsen. Darunter fallen oft noch graue, äusserst feinkörnige Biotit-Granatgneise in Lagen. Gegen den Kern der Linsen hin folgen dann:

b) *Granat-, Kelyphit-, Eklogitamphibolite*, die sehr zäh und plattig, in grösserer Mächtigkeit auch recht massig sind (Details zu ihrer manigfachen Variation am besten im Profil des Cardada-Zuges nachsehen!).

c) *Granat-Olivinfels, Peridotite.* Diese olivinreichen Gesteine bilden den Kern der ultrabasischen Intrusivkörper. Die Peridotite sind oft etwas geschichtet (durchklüftet?) und zeigen ausser der graubraunen Verwitterungskruste stets leichte Serpentinisierung in Spaltrissen. Ausnahmsweise sind sie stärker serpentinisiert und von makroskopisch sichtbaren Serpentinfasern durchsetzt. (Dies meist in Blöcken im Riale del Vò.) Ein sonderbares Gestein, massig, dunkel, in engster Nachbarschaft mit reinem Granatfels (zum Teil chloritisierter) und basischem Plagioklas (zonar) fand sich ebenfalls in m³-grossen Blöcken daselbst. Diese Blöcke deuten darauf hin, dass am E-Ufer des Riale des Vò, gegen den P. 1552 hinauf, noch ein Vorkommen ultrabasischer Gesteine vorhanden sein muss — in der Streichrichtung der Capoli- und Brusate-Linsen —, welches aber nicht gefunden werden konnte.

5. Quartär

a) Alluvialböden (Terrassenränder, Abrissränder). Nur in der Ebene des Maggiatales kommen Alluvialböden als jüngste Fluss-Ablagerungen vor. Randlich sind oftmals noch Überreste früherer Terrassen vorhanden, welche nun meistens schon von saftigen Wiesen bewachsen sind. Durch die reichliche Schuttführung der Maggia (es ist auch viel Holz darunter) musste sie manchmal ihren Lauf verlegen. Wie die geologische Übersichtskarte von W. LEUPOLD angibt, floss die Maggia wohl auch einmal hinter dem Hügel von Croppi (N Ponte Brolla) durch.

Abrissränder umgrenzen besonders durch Verruschelung entstandene Abrissnischen, wobei kaum unterschieden werden kann, ob Fels oder Schutt heruntergestürzt ist; meist beides zusammen.

b) Bachschuttkegel. Auch sie beschränken sich auf das Maggiatal. Sie sind gewöhnlich recht steil und breit und enthalten recht grosse Blöcke, Zeichen einer intensiven Erosion der dahinterliegenden Einzugsgebiete.

c) Gehängeschutt i. allg. Darunter ist alles zusammengefasst, was das Anstehende bedeckt (ausgenommen die Spezialfelder Blockschutt und Moräne). Meist handelt es sich um Verwitterungsschutt, mit Wiesen und Wald bewachsene Berglehnen, die eine respektable Humusbedeckung tragen.

d) Blockschutt, Bergsturz. Felstrümmermassen mit gröberem Blockmaterial. Dazu wurde der ganze Abhang W Moghegno gerechnet, der sich wohl gesamthaft in Blockschutt auflösend zu Tal bewegt hat.

e) Moräne. Moräne wurde teils auf Grund ihres Baumaterials, teils aus ihren Lagerungsverhältnissen, teils aus ihrem direkten Zusammenhang mit durch Gletscherbearbeitung entstandenen Fels- und Landschaftsformen als solehe bestimmt.

Vergleicht man die Übersichtsskizze von PREISWERK (in „Die Alpen“, 1925) der Vergletscherung des Tessingebietes in der „letzten Eiszeit“, so erkennt man, dass nur die höchsten Gipfel: Salmone und der Grat P. della Croce—P. Peloso—P. Bassa—Madone über die Eisgrenze (um 1550—1600 m) ragten. Dies entspricht tatsächlich den heute vorliegenden Erosionsformen, und sichere Moränen-Terrassen liegen durchwegs tiefer. Sehr schön lässt sich die Arbeit der Gletscher auf den Alpen Piano-Taciallo (Profil 6) und am Pso della Garina (Profil 6) erkennen. Nach PREISWERKS Skizze zweigte dort ein Arm des Maggia-Gletschers ins Centovalli hinüber ab.

Zu diesem Legendenfeld ist zu präzisieren, dass die sehr tief im

Onsernone liegenden schmalen Terrassen, welche als Moräne eingetragen sind, oft eher fluviatil entstandene Terrassen alter Bachläufe darstellen. (Dazu gehört der schmale Terrassensaum, auf welchem die Baracken der Baustelle Isorno der Maggia-KW standen.) Sie wurden mit derselben Signatur versehen, damit die Legende nicht noch komplizierter aussieht.

f) *Abgerutschte Felsmassen*. Nur ein kleines Vorkommen am Abrissrand der Bergsturzmassen W Moghegno wurde so kartiert, indem dort eine grössere Felmasse im Ganzen zusammenhängend talwärts umgekippt und etwas abgesackt ist.

Kartierung

Zur Kartierung sollen noch einige Bemerkungen allgemeiner Art beigefügt werden, um allenfalls einem Missverständnis in bezug auf Korrespondenz der Kartendarstellung mit den in der Natur vorliegenden Tatsachen vorzubeugen:

Ein bestimmter Gesteinstyp muss nicht unbedingt den ganzen, ihm nach Kartendarstellung zukommenden Platz einnehmen, sondern er tritt nur vorwiegend dort auf. In ähnlichem Zusammenhang stehen auch die zahlreich kartierten auskeilenden Einlagerungen von Gesteinen anderer Typen. Es ist nicht gesagt, dass sie in dieser Form auskeilen, vielmehr wurde ein Gesteinstyp z. B. in einem Bachprofil gefunden, im nächsten, dazu mehr oder weniger parallelen nicht mehr — er muss auskeilen. Es ist in der Mehrzahl der Fälle anzunehmen, dass der Übergang kontinuierlich erfolgt, dergestalt, dass ein Gesteinszug sich immer mehr in Lagen auflöst, und in eben solchen einsetzenden Zwischenlagen, die schliesslich immer mächtiger werden, von einer andern Gesteinsart abgelöst wird. Die Veränderung, quer zur Streich-Ebene gesehen, lässt sich in den vorhandenen Aufschlüssen — zur Hauptsache Bacheinschnitte, quer zum Streichen — meist leicht feststellen, hingegen ist der Übergang im Streichen oft unmöglich zu verfolgen, weil kontinuierliche Aufschlüsse fehlen oder so schwer zugänglich sind, dass sie für eine genaue Beobachtung ausser Betracht fallen.

Die Abgrenzung des Schuttsgeschiebes gegenüber dem Anstehenden war sehr erschwert durch die dichte Vegetation in einem grossen Teil des Untersuchungsgebietes. An Stellen, wo beide in kleinen Flecken rasch miteinander abwechseln (Beispiel P. Peloso, SE-Flanke), wurde der Fels-Signatur gegenüber dem Schutt stets der Vorrang gegeben. Auch wurde immer versucht, Anstehendes im Wald drin aufzunehmen; allerdings scheiterte dieses Vorgehen oft rasch am Mangel an Orientierungsmöglichkeit.

Eine Generalisierung der Paragesteins-Züge musste aus begreiflichen Gründen vorgenommen werden. Die Kartenzeichnung zeigt also nur den Gesteinsinhalt i. allg. an, nicht aber die Verteilung der einzelnen Typen innerhalb der Züge! (Es sei auf die Detailprofile im Abschnitt „Gruppe der Paragesteine“ hingewiesen.)

Die Legende ist diesbezüglich noch genauer verwendbar, indem schwarz eigentlich nur die Marmore angegeben werden; Kalksilikatgesteine können dort, wo die schwarzen Züge auskeilen, weiterhin in der Paragesteins-Signatur enthalten sein.

Ebenso sind die Vorkommen von ultrabasischen Intrusivkörpern generalisiert. Die schalige Struktur kommt immerhin so zum Ausdruck, dass ein Kern von Peridotit von Granat- und gewöhnlichen Amphiboliten umgeben ist, wobei zudem gegen aussen hin oft noch Paragesteinshüllen anschliessen, welche zum Injektionsgneis oder sonstigem Hüllgestein überleiten (Beispiel Capoli).

Etliche Gesteinszüge mussten für Orte, welche der direkten Beobachtung unzugänglich waren, nach den nächsten Fall- und Streich-Messungen durchkonstruiert werden; ausserdem wurden die meisten Messungen durch Konstruktionen mit der Topographie in Schnitt gebracht zur gegenseitigen Kontrolle von Feldbeobachtung und Messung. Von nahe beieinanderliegenden Messungen, welche stark voneinander abwichen, wurde die generelle Richtung bevorzugt. Dennoch entstanden etwas verworrene Kartenbilder, wie z. B. am W-Abhang der Teste (nördlich Russo).

2. Erläuterungen zu den Profilen (Tafel VIII)

a) Konstruktion

Die 10 Profile im Maßstab 1 : 25 000, deren Tracen auf der Karte eingetragen sind, wurden als Parallelprojektionen der betreffenden Profillinien auf die Vertikalebene der N-S-Richtung abgetragen. (So kann die wirkliche Lage eines Punktes im Profil durch einfaches Abtragen der Distanz von der nördlichen, resp. südlichen Begrenzungs-Koordinate im Schnitt einer Parallelen zu ihr mit der betreffenden Profillinie gefunden werden.)

Die Wahl dieser Profilrichtung ergab sich einmal aus der Streichrichtung der Schichten sowie aus der Lage der Aufschlüsse und den Gegebenheiten der Topographie. So wurden einige Profile der Poststrasse,

ein Stück weit parallel geführt (2, 6, 7); einige teilweise entlang Bachläufen gelegt (1, 3, 6, 7, 8), über Bergkämme gezogen (4, 5, 7, 8, 9, 10) oder parallel N-S-Koordinaten gerichtet. Es wurde darauf geachtet, gut markierte Punkte anzuschneiden, um eine rasche Orientierung zu ermöglichen, und anderseits sollten doch keine zu grossen Verzerrungen in Kauf genommen werden müssen.

Die Profil-Tafel dient ausserdem dazu, die Beschriftung der Karte (welche der Leserlichkeit wegen absichtlich äusserst knapp gehalten wurde) zu ergänzen und zu vervollständigen. Die meisten der Lokalnamen, die im Text erscheinen, können hier aufgefunden werden. Wo immer noch Zweifel bestehen sollten, muss die LK, Blatt 552, Verzasca-W (der alle Namen — wo nichts besonderes vermerkt ist — entnommen sind), konsultiert werden.

b) Geologie

Die Profil-Tafel soll im Grossen wie im Kleinen zur Darstellung der Struktur dienen. Für das Gesamtbild bedeutet diese Feststellung, dass der Schichtverlauf einigermassen (nach Durchkonstruierungen aus den Messungen im Feld) aus dem Verlauf der Schichtgrenzen sowie der Richtung der Signatur ersichtlich ist. Für den kleinen Bereich soll das bedeuten, dass nicht die nach petrographischen Gesichtspunkten gewählte Signaturgebung der Karte übernommen wurde, sondern ganz allgemein die Strukturen der Gesteine sofort aus der betreffenden Signatur herausgelesen werden können. Dies gilt insbesondere für die schieferigen, lagigen, bänderigen, flaserigen, knotig-schlierigen Typen der verschiedensten Herkunft und des verschiedensten Mineralbestandes.

Es ist selbstverständlich, dass etwas generalisiert werden musste, was die Detailverteilung der verschiedenen Gesteinsarten betrifft. So wurde in den Paragesteins-Zügen nur der Gehalt an verschiedenen Typen festgehalten, nicht aber deren Verteilung innerhalb des Zuges (dasselbe gilt hier wie für die Karte). Die Aplitgranitgänge wurden stark vergröbert, damit sie überhaupt dargestellt werden konnten. Die gestrichelten Verbindungslien in den Profilen 4 und 5 stellen die vorherhand aus Feldbeobachtungen sich ergebenden Strukturen dar. Möglicherweise wird diese Ansicht durch einen zukünftigen Bearbeiter des gesammelten Materials der Maggia-Kraftwerke Modifikationen erfahren; immerhin dürften doch die Grundzüge davon der Wirklichkeit nahekommen. Es ist nur darauf hinzuweisen, wie schwierig sich die Aufgabe stellt, die Oberflächenbefunde mit den Ergebnissen der Stollen-Aufnahmen zu koordinieren.

Die zur tektonischen Übersichtsskizze und zum Kärtchen „Schichten und Faltenachsen“ gemachten Erläuterungen über Gross-Strukturen können also hier im Detail etwas besser erfasst werden. Es empfiehlt sich daher, alle Tafeln synoptisch zu konsultieren.

3. Erläuterungen zu den zwei Spezialkärtchen „Eingemessene Schichten und Faltenachsen“ und „Bruchsysteme und eingemessene Kluftflächen“ (Tafeln IX a und b)

Die beiden Kärtchen haben wesentlichen Zusammenhang mit der Karte 1 : 25 000 (die Daten wurden deshalb nicht direkt in die Karte eingetragen, um deren Bild nicht zu überlasten). Sie sollen stets gleichzeitig mit ihr sowie mit der „Tektonischen Übersicht“ zusammen gelesen werden. Ohne sie können einige Details der Karte (Tafel VII) kaum verstanden werden (Beispiel: Versetzung der Paragesteins-Züge SE Gresso und an der Forcola-Verwerfung).

a) Verlauf von Schichten und Faltenachsen

(Erläuterungen zur Übersichtsskizze 1 : 50 000, Tafel IX a: „Eingemessene Schichten und Faltenachsen“)

Diese Skizze enthält zwei nicht unmittelbar zusammenhängende, messbare Erscheinungen des Gesteinsverbandes, Schichtverlauf und Richtung der Faltenachsen. Beide können aber durch Kombination mit Karte und Profilen zu einem räumlichen Strukturbild gekoppelt werden.

A. Schichtverlauf

Da prinzipiell alle gemessenen Schichtflächen durch Zeichen auf der Karte eingetragen wurden (natürlich wurde stets darauf geachtet, das generelle Streichen und Fallen eines übersehbaren Gebietes zu erfassen, um nicht durch sekundäre Richtungen abgelenkt zu werden), entstand ein etwas wirres Bild. Immerhin ergibt sich die Hauptstruktur der steilstehenden Gneise im E-W-Streichen der Wurzelzone sowie — etwas weniger gut erkennbar — die Formen der Antiklinale im SW und der Synklinale im NW und N.

Die Antiklinale, welche im SW von Crana bis gegen Mosogno ihrer Breite wegen noch gut an den Zeichen herausgelesen werden kann, zeigt

von da aus ostwärts ihre steil parallel gepressten Schenkel, so dass sich der Scheitel nurmehr andeutungsweise erraten lässt.

Die Synklinale im N aber besteht aus mehreren Schalen, im W noch breit ausgelegt, gegen E (bei Moghegno) aber steil zusammengefaltet.

Im Detail aber stellen sich die verschiedenen Verbindungsphänomene an den N-S-Verwerfungen prachtvoll heraus. Man beachte besonders das schöne Grossbeispiel im Tal von Campo (Zentrum der Karte). Auf dem Gratrücken gegen das Tal des Bordione im W stehen die Schichten noch sehr steil, schwanken um N- und S-Fallen. Je weiter wir dann östlich ins Tal von Campo steigen, um so mehr biegen die Schichten nach NE und N aus, um auch im W-Fallen flacher zu werden. Am Pso della Garina richten sie sich wieder auf und biegen gleichzeitig in die „Normallage“ E-W zurück. Dieselben Flexuren wiederholen sich in kleinerem Maßstab (oft nur durch ein einziges quergestelltes Zeichen markiert) südöstlich Gresso, nordöstlich Gresso, an der Forcola, im V. di Quiello (Fortsetzung der Forcola-Verwerfung gegen N), schwach ausgeprägt am Mittellauf des Bordione und im Tal von Brusate SSE Aurigeno.

Die durch „insubrischen Schub“ nach S überliegenden Schichten werden am eindrücklichsten durch die paar Zeichen unmittelbar NW Pte Brolla angedeutet.

B. Faltenachsen

Leider wurde ich etwas spät aufmerksam gemacht auf mögliche Strukturaufklärung durch Einmessen von Faltenachsen, daher liegt ein Großteil des Kärtchens an Zeichen brach. Da überdies prinzipiell nur die Achsen von Falten und Fältelungen gemessen, und andere unter Umständen messbare Richtungen vernachlässigt wurden, kommt diesen Messungen in bezug auf detaillierte Darstellung geringere Bedeutung zu. Immerhin seien sie als vielleicht willkommene Ergänzung zu einer Gesamt-Strukturkarte des Tessins (wie sie von Prof. E. WENK in Bearbeitung ist) dargeboten. Ohne den Ergebnissen WENKS vorgreifen zu wollen, sei festgestellt (nach freundlichst gestatteter Einsichtnahme in seine bisherige Zusammenstellung), dass sich in groben Zügen das Gebiet strukturell in den Gesamtbau des Tessiner Penninikums durch seine hier SE- bis E-wärts einfallenden Achsen ohne Mühe einfügen lässt.

Im Detail aber ist der Bau doch irgendwie komplizierter, indem etliche der Pfeile gegen W gerichtet sind, dies besonders im S (wo — nur ein Zeichen ist dort eingetragen — sämtliche Faltenachsen vom Pedemonte bis hinauf an die Südgrenze des Untersuchungsgebietes gegen W einfallen!) und im W, wo tatsächlich in der ganzen Umgebung

von Gresso das W-Fallen derselben vorherrscht. Welche Bewegungen aber diese „inverse“ Struktur hervorgerufen haben, kann — der zu seltenen Daten und des zu kleinen Gelände-Ausschnittes wegen — nicht erbracht werden. Jedenfalls bedingen aber die Verwerfungen — am Beispiel Campo noch am deutlichsten zu erkennen — ein Abweichen des Achsenfallens aus der generellen Richtung leicht nach ENE, resp. WSW. Es scheint also doch ein gewisser Einfluss dieser — bis zuletzt anhaltenden — Vorschreibbewegungen des östlichen Blockes gegen den westlichen in bezug auf den strukturellen Bau sichtbar. Hoffentlich gibt sich bei einer Gesamtschau eine Deutung für diese vom generellen Bau abweichenden „Unstimmigkeiten“. Es mag dahingestellt bleiben, ob ein Zusammenhang mit dem von R. STAUB (1951) postulierten letzten grossen „Ligurischen Vorstoss“ besteht, der sich ja gerade in dieser Gegend voll ausgewirkt haben müsste!

b) Verwerfungs- und Bruchsysteme, Klüftungen

(Erläuterungen zur Übersichtsskizze, 1 : 50 000, Tafel IX b: „Bruchsysteme und eingemessene Kluftflächen“)

A. Brüche und Verwerfungen

1. Allgemeines

Wenn die Bearbeiter der Nachbargebiete (FORSTER, KERN, WALTER) im E und S des Onsernone wenig oder kaum auf das Vorhandensein von wesentlichen Störungslinien eingegangen sind, dann liegt dies im Charakter ihrer Arbeiten begründet. Diese sind im Hinblick auf die umfänglichen petrographischen Detailuntersuchungen nur mit einem knappen geologisch-tektonischen Überblick versehen. Anders die Arbeit von ZAWADYŃSKI aus dem oberen Onsernone und Vergeletto. Dieser Autor befasst sich zwar auch hauptsächlich mit den petrographischen Auswirkungen der Störungsflächen, fügt jedoch eine „Übersichtskarte der postalpinen Störungen“ bei, welche die wichtigsten Bruchlinien verzeichnet. Das Studium der unveröffentlichten „Geologischen Übersichtskarte der Wasserkräfte des Maggiatales“ von W. LEUPOLD (von der ein Teil auf ZAWADYŃSKIS Tafel übernommen wurde) liess — durch die dort aufgezeichneten Störungslinien — das Vorhandensein von wichtigen Bruchsystemen auch im untern Onsernone vermuten. Dadurch schien es gerechtfertigt, während der allgemeinen Kartierung stets ein besonderes Augenmerk auf dieselben zu richten. Weitere Unterlagen boten:

1. Flugaufnahmen der Eidg. Landestopographie.
 - a) Übersichtsphotos, 23×23 cm, aus dem Photoatlas 1946.
 - b) Detailphotos, 12×12 cm (aufgenommen 1944/45).
 - c) Detailphotos, 18×18 cm (aufgenommen 1954).
2. Stollenprofile 1 : 500 der Maggia-Kraftwerke AG., Locarno.
3. Kartierung. Die eigene Kartierung im Maßstab 1 : 10 000 (vergrösserte Landeskarte 1 : 50 000) führte endlich zur Abklärung von aus obigen Unterlagen gewonnenen Daten und zur zusammenfassenden Aufzeichnung in beiliegender Tafel.

Es zeigt sich deutlich, dass hier grössere Bruchsysteme eine nicht unwesentliche Rolle in der tektonischen Geschichte dieses Gebietes gespielt haben.

2. Verlauf und Erscheinungsformen der Störungszonen

ZAWADYŃSKI hat im Abschnitt B I „Zur Anlage und Entstehung der Verruschelungen, Beziehungen zu Geologie und Tektonik“, S. 10—18, seiner Arbeit bereits die wesentlichsten Tatsachen und Zusammenhänge festgehalten. Vor allem kann auf seine Charakterisierung der Erscheinungsformen der Brüche und Verwerfungen verwiesen werden, so dass es nurmehr einiger Ergänzungen bedarf, welche die spezifische Situation im untern Onsernone berücksichtigen.

1. Die W-E streichenden und steil einfallenden Störungszonen sind zwar noch deutlich vorhanden, lassen sich aber oft schwer erkennen (da sie in der Schieferungsebene der Gneise liegen) und scheinen nicht dieselbe Bedeutung für die Talbildung zu haben wie vielleicht im Centovalli. Man muss sich davor hüten, das Vorhandensein von tief eingesägten E-W verlaufenden Tälern stets mit der Existenz einer dazu parallelen Störungszone zu erklären. Die Erosion greift ohnehin leichter im Streichen als senkrecht dazu an.
2. Wichtiger — jedoch im Landschaftsbild nicht so ausgeprägt — sind die Störungsfächen der von ZAWADYŃSKI erwähnten NNW-SSE-Richtung. Es sind dies altbekannte Bruchsysteme, die mehr oder weniger parallel dem Maggiatal verlaufen. Das Linescio-Bruchsystem BURCKHARDTS (1942, S. 175) (GRÜTTER, PREISWERK, KÜNDIG, 1934) lässt sich so durchgehend vom P. Basodino im NNW über Linescio-Madonetto-Puncio-Campo³⁾—Cavigliano—Arcegno—Verbano nach SSE

³⁾ Wenn nichts anderes vermerkt, ist immer Campo sopra Loco (Onsernone) gemeint.

verfolgen. Ungefähr parallel dazu streicht ein Bruch Aurigeno-Avegno. In dieser ausgezeichneten Richtung liegen auch gewisse zahlreiche Ruschelzonen N Gresso. Ferner scheint dem gleichen System (nach mündlicher Mitteilung von Prof. E. WENK, Basel) die breite Ruschelzone ZAWADYNSKIS zwischen Comologno und Spruga anzugehören, die in den Bombogno-Bruch GRÜTTERS hineinziehen soll. Es scheint, dass wenigstens diese westlichen Glieder des Systems namhafte Verschiebungsbeträge aufweisen, wogegen die östlicheren weniger sichtbare Bewegungen erlitten haben. (Diese zwei Bruchsysteme sind nun auf dem soeben erschienenen Blatt Ticino der Geol. Generalkarte 1 : 200 000 verzeichnet.) Ein Zwischenglied zwischen den genannten zwei deutlich verschiedenen Systemen tritt im S des Untersuchungsgebietes hervor. Es lässt sich in Richtung ESE-WNW von Losone—San Giorgio dem N-Abhang der Maia entlang, die Melezza N Golino querend über Cresmino und Vosa die Dentro gegen Berzona und den S-Abfall des P. della Croce im Onsernone verfolgen.

3. Das wichtigste System im Raum zwischen Vergeletto, Onsernone und Valle Maggia aber verläuft generell N-S, wobei die strenge N-S-Richtung nur am S-Rande des Gebietes eingehalten ist, während nördlicher stets ein Abbiegen nach NE stattfindet. Eigentlich nur an diesen Bruchflächen lassen sich sicher grosse Verschiebungsbeträge klar feststellen. Daher seien solche auch in der Folge als Verwerfungen bezeichnet.

Von E nach W sind es folgende Systeme⁴⁾:

- (*) Tegna-Bruch
- (*) Verscio-Dunzio-Verwerfung
 - * Cavigliano-Capoli-Verwerfung (im Bachtobel S Aurigeno-Terra di Fuori, 100 m)
- (*) Cortone-Brüche
 - * Campo-Verwerfung (bei Campo, 700 m)
- (*) Brüche am E-Abhang der Kette P. Peloso—P. della Croce
- (*) Barione-Bruch
 - * Forcola-Verwerfung (im oberen V. di Quiello, 250 m)
 - * Coletta—Pian della Crosa-Verwerfung (bei Strassenkehren, 250 m)
- (*) Vergeletto-Bruch
 - * = mit deutlicher Verstellung (horizontaler Verschiebungsbetrag in Metern).
 - (*) = ohne bemerkenswerte Verstellung.

⁴⁾ Ortsbezeichnungen finden sich auf der Profiltafel oder auf der LK, Normalblatt 552 Vergeletto-W.

Alle diese letzteren Bruch- und Verwerfungszenen sind annähernd vertikal bis ziemlich steil gegen WNW einfallend und stehen somit — räumlich gesehen — annähernd senkrecht auf den Fallrichtungen der Faltenachsen (vgl. Übersichtskärtchen der gemessenen Faltenachsen, Tafel IXa).

Offensichtlich scheint dieses Bruchsystem in besonders engem Zusammenhang mit Bewegungsvorgängen bei der Platznahme des Maggia-Komplexes zu stehen. Es wird schwierig sein, etwas Näheres über Art und Richtung der Bewegung oder über ihre Grösse auszusagen. Ein anschauliches Bild ergibt sich beim Verfolgen des W-E streichenden Gresso-Zuges: Im W beginnend befinden wir uns S Gresso beim Überqueren des Ribo bereits im Bereiche der Coletta-Pian della Crosa-Verwerfung. Ihre Anwesenheit zeigt sich einmal im relativ flachen N-Fallen (um 50° im allgemeinen Fall) der Paraschiefer, Amphibolite und Marmorlagen. Charakteristisch ist ferner ein Einbiegen der Schichten — im Tobel E der Strassenkehren — gegen NE bei gleichzeitiger Reduktion des Fallens (bis 43° NW) (der Schichtkomplex schmiegt sich der eigentlichen Verwerfungszone — welche von da geradlinig nach Pian della Crosa hinaufzieht — an). Folgen wir der Verwerfungszone gegen N, so treffen wir etwa 250 m nördlicher in der E-Wand der Schlucht die wieder normal streichende und mit $84—90^\circ$ nach N einfallende Gresso-Serie wieder an. Im steilen Tobel lässt sich der Zusammenhang von W- und E-Wand gut feststellen: Westwärts der Bruchzone schmiegen sich die Schichten durchwegs der N-S-Richtung an; die Gesteine sind aber sehr stark zerbrochen, auch noch in grössem Abstand (± 20 m) vom Bruchrand. Dann folgt in der Sohle eine 5—8 m breite Zone von graugrünem Gesteinspulver, welche ihrerseits mit recht scharfen Grenzen gegen das sehr wenig gestörte Gestein der E-Wand stösst. An wenigen Stellen lässt sich auch ein geringes Anschmiegen der Gneisschieferung (in umgekehrtem Sinne als vorher) an die Verwerfungsrichtung erkennen.

An der Forcola-Verwerfung beobachtet man — allerdings unter schwierigeren Zugangsmöglichkeiten — ähnliche Verhältnisse.

Folgen wir weiter einem der steilen, westlichen Seitenbäche des Riale del Vò bei Campo, fällt uns wiederum das N-E-Streichen der plattigen Serie auf, welches in den nördlicheren Bächen sogar bis zum N-S-Streichen bei flachem W-Einfall abdrehen kann (siehe Übersichtskärtchen des Schicht-Streichens und -Fallens, Tafel IXa), je mehr wir uns dem Hauptbach nähern. Wieder verdeckt Schutt, zusammen mit einer intensiv zerrütteten Trümmerzone den Übergang zum „normalen“

Weiterstrecken der sozusagen saigerstehenden Schichten E des Pso della Garina. Der Gresso-Zug ist also wieder um ein grosses Stück gegen N verschoben. Wohl das übersichtlichste Beispiel dieser Art im Gelände findet sich dort, wo der Gresso-Zug SSE Aurigeno das Tobel der eben vereinigten Bäche von Faedo und Brusate quert. Auch dort wird der plattige Schichtkomplex stark nach N ausgebogen und setzt erst ein Stück weiter talauswärts (nördlicher) auf das andere Ufer hinüber. Hier kann das Abdrehen, das Verflachen und Wiederaufrichten der Schichten zusammenhängend und ungestört (durch Schuttbedeckung etwa) ohne grosse Mühe verfolgt werden.

Wenn es SE Gresso sowie bei Campo deutlich zum Abreissen des Gresso-Zuges kommt, sozusagen als Überspannung der Flexur längs der Coletta-Pian della Crosa resp. der Campo-Verwerfung, ist SSE Aurigeno der Verschiebungsbetrag nur so gross, dass das Gestein wohl stark de-

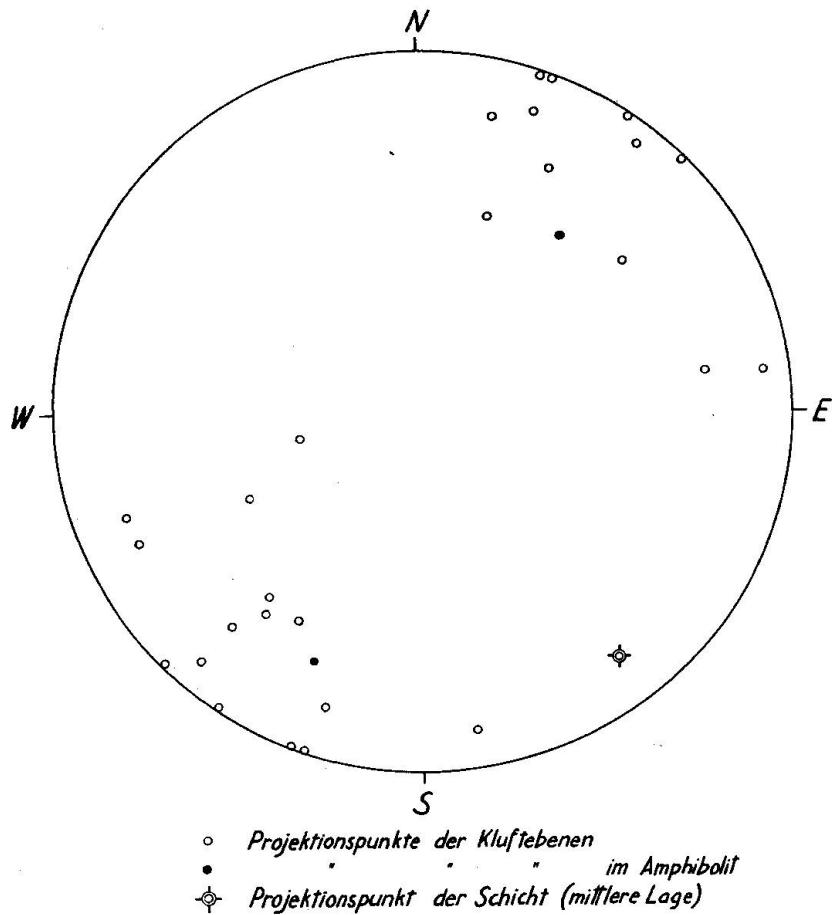


Fig. 2. Kluftdiagramm, Campo.

Die Konstruktion der Projektionspunkte wurde auf dem Schmidtschen Netz (flächentreue Projektion) vorgenommen.

formiert wird, im Kleinen auch etwa überall bricht, doch nicht im Gesamten abreisst. Immerhin kann die Bewegung keine einfache gewesen sein, was sich aus der relativ komplizierten Form des deformierten Schichtpaketes ergibt.

Im Zentrum des Flexurbogens W Campo wurden auf kleinerem Raume (5—10 m²) alle möglichen sich schneidenden Bruchflächen gemessen, um vielleicht eine Hauptrichtung herausfinden zu können. (Vgl. Diagramm, Fig. 2.)

Das Diagramm zeigt, dass es sich um typische radiale Zerrbrüche handelt, die mehr oder weniger senkrecht zum jeweiligen Streichen der Schichten stehen. Die Auswertung ist aber nicht so einfach zu deuten, indem zum blossen Bruch noch eine kleine Verschiebung kommt, wobei immer das E gelegene Bruchstück gegenüber dem anstossenden westlichen um mm bis cm nach N verschoben ist. Die Messungen wurden in einem vollständig zerbrochenen Aplitgranitgang vorgenommen, der an dieser Stelle den plattigen Paragesteinszug durchsetzt. Die Verrutschung ist im ersten viel intensiver, indem wohl durch die Biegsamkeit der Glimmermineralien in den Paragesteinen diese viel weniger zerbrochen sind. (Die Grenzen der verschiedenen Gesteine sind aber zum Teil undeutlich, indem auch die dunklen Paragneise und selbst Amphibolite durch Zersetzung und Auslaugung so hell wie Aplitgneise geworden sind, so dass einige Messungen wohl auch im Paragestein liegen.)

B. Klüftungen

Bei den aufgetragenen Kluftzeichen handelt es sich stets um sehr auffallende Klüftungen, die an der betreffenden Stelle über ein grösseres Gebiet hinweg vorherrschen. Subparallele Scharen von glatten Flächen sind ausnahmsweise mit Rutschstreifen versehen. An vielen Orten muss es sich der Lage nach hingegen um ausgesprochene Talklüftungen handeln. Dies bestätigt sich in der massigen Beschaffenheit vieler Gesteine des Gebietes. Plattierte Paragesteinszüge zeigen hier nie Talklüftung!

Oft aber folgen die Klüftungen über grössere Strecken wichtigen Bruch- und Verwerfungs-Systemen und dürften ihren Ursprung in Ausgleichsbewegungen haben.

C. Vergleich in grösserem Zusammenhang

Ein Vergleich mit der Tessiner Wurzelzone (MITTELHOLZER, KÜNDIG, KNOBLAUCH) im Gebiet von Castione-Arbedo-Roveredo und un-

mittelbar SE davon ergibt folgendes Bild: Auch dort sind hinsichtlich der Bruchsysteme zwei Richtungen ausgezeichnet, eine NW-SE (NNW-SSE) und eine zweite mehr oder weniger N-S. Im ersten Fall sind die NE der Verwerfung gelegenen Partien relativ gegen SE verschoben, währenddem im zweiten Falle die östlichen Partien um grössere Beträge gegen N verschoben erscheinen⁵⁾. Diese Tatsachen decken sich i. allg. mit den Beobachtungen aus dem westlichen Tessiner Wurzelgebiet, insbesondere dem Onsernone. In bezug auf das relative Alter der Verwerfungen hält KNOBLAUCH die N-S gerichteten für die älteren; leider finden sich im Onsernone keine offensichtlichen Überschneidungen der zwei Systeme, so dass zu dieser Feststellung keine Bestätigung für unser Gebiet zu geben ist.

Vielleicht hängt eine letzte, recht intensive Reaktivierung dieser Verwerfungs-Systeme mit dem „ligurischen Vorstoß“ STAUBS (1951) (siehe auch Erläuterungen zum Kärtchen „Schichten und Faltenachsen“) zusammen. Schliesslich liegen dann die Ursachen zur Entstehung dieser Verwerfungs-Systeme nicht nur — wie oben angedeutet — regional in der Platznahme des Maggia-Komplexes begründet, sondern sind allgemein mit der Entstehung des penninischen Deckensystems verknüpft.

4. Tektonische Übersicht (Tafel X)

Allgemeines

Die Ergebnisse der Kartierungsarbeit konnten in vorliegender tektonischer Übersichtsskizze zusammengefasst werden. Dabei wurde die Umgebung unseres Studiengebietes den Arbeiten von BLUMENTHAL, FORSTER, KEEN, LEUPOLD, WALTER, WENK, ZAWADYŃSKI und der Tessiner-Karte Nr. 116 entnommen, zusammengesetzt und, wo es notwendig erschien, nach eigenen Beobachtungen abgeändert, vereinfacht oder ergänzt.

Das Übersichtsprofil AB wurde unter Zuhilfenahme der Arbeit von WALTER und der mir zur Verfügung stehenden Stollenprofile der Maggia-KW AG. (Valle Maggia bis Centovalli) in Verbindung mit eigenen Beobachtungen konstruiert, während das Profil CD ganz auf eigenen Aufnahmen beruht.

⁵⁾ Vgl. auch die Karte WALTERS, dessen Brüche im Raume Arcegno-Losone zum ersten Bruchsystem gehören.

Petrographische Charakterisierung der einzelnen Zonen

Die petrographische Beschreibung der einzelnen Zonen ist bereits durch die Bearbeiter der Nachbargebiete gegeben worden. Es empfiehlt sich daher, jene Publikationen vergleichsweise nachzuschlagen; allerdings wechselt der Gesteinsinhalt kaum auf diese kurze Strecke (vgl. auch DAL VESCO (1953a). Von N bis S stossen wir im Untersuchungsgebiet auf folgende Zonen⁶⁾:

7 Die *Zone von Vergeletto*⁷⁾ enthält ausser den erwähnten bänderigen (Typ Lodano) bis striemig lagigen (Typ Vergeletto) Biotitgneisen (die teilweise zu lagigen Injektionsgneisen werden können), welche die überwiegende Masse ausmachen, besonders gegen N und W hin auch Einlagerungen von Biotitschiefern, feinkörnigen Biotit-Hornblendegneisen, Amphiboliten, Granat-Biotitgneisen, Muskowitschiefern, Hornblendegneisen, grobflaserigen, braunen Biotit-Alkalifeldspatgneisen, etwa auch schmalen Marmor-Kalksilikat-Zügen und vor allem von quarzdioritischen Gesteinen (die nur in dieser Zone vorkommen!).

8 Der *Zug von Gresso* ist durch seinen Gehalt an Marmor- und Kalksilikatgesteinen ausgezeichnet. Es sei auf das beigegebene Detailprofil hingewiesen.

9 Der *Zug von Creste-Forcola-P. della Croce* (inkl. Zone des Pte Oscuro, ZAWADYŃSKI) zeigt ähnliche Zusammensetzung wie diejenige des Zuges von Gresso.

10 Die *Zone von Mergoscia* enthält ausser den grauen Biotit- und dunklen Hornblendegneisen zur Hauptsache typische lagig-linsig-knotige Injektionsgneise. Daneben kommen — an gewissen Orten gehäuft — grobflaserige Biotit-Alkalifeldspatgneise vor, die auch bis cm-grosse Hornblende führen können. Im Zentrum gehen sie über in schlierig-fluidale, recht helle, feinkörnige Aplitgneise (mit mehr oder weniger Magnetit). Da und dort sind auch reichlich breitbänderige Biotitgneise dazwischengelagert.

11 Die *Zone von Cardada* enthält ausser den feinkörnigen Paragesteinen als Eigentümlichkeit recht ausgeprägte dicke Linsen von ultrabasischen Metamorphiten, also vollkommen serpentiniisierten Peridotiten, Eklogitamphiboliten, Granatamphiboliten, Kelyphitamphiboliten, Biotit-

⁶⁾ Eine Zone stellt stets einen petrographisch mehr oder weniger einheitlichen Komplex dar, der beidseits von andern aus deutlich davon verschiedenem Material abgelöst wird; die schwarz gezeichneten Zonen enthalten eindeutiges Paramaterial (inkl. da und dort Linsen ultrabasischer Metamorphite), während die dazwischen liegenden Räume aus gemischten Para-, Misch- oder Orthogneisen bestehen.

⁷⁾ Die Zahlen beziehen sich auf die Zonen-Numerierung der Übersichtsskizze.

Fleckenamphiboliten und gewöhnlichen feinkörnigen Amphiboliten. Das Detailprofil gibt Aufschluss über die Verteilung dieser Gesteine innerhalb der Zone.

12 Die *Zone von Vosa-Croppi* ist identisch mit der „komplexen Gneis-Zone“ von FORSTER-KERN, wurde hier aber nun mit einem bestimmten Namen versehen, da ja eigentlich alle Zonen des Wurzelgebietes komplexen Charakter haben. (Vosa liegt W ausserhalb des Untersuchungsgebietes zwischen Intragna und Loco; Croppi liegt am E-Rand der aufgenommenen Karte, im Valle Maggia.) Diese Zone ist versehen mit Biotitgneisen, Hornblendegneisen, Aplitgneisen (hier gegenüber dem W zurücktretend), Biotit-Bändergneisen und Einlagerungen von grobflaserigen Biotit-Alkalifeldspatgneisen.

13 Die *Zone von Contra* enthält Paragesteine mit Marmor- und Kalksilikat-Zügen (siehe Detailprofile bei FORSTER, 1948).

14 Die *Zone von Ponte Brolla* besteht aus hellen Zweiglimmergneisen, die teils grob injiziert und von Pegmatiten durchsetzt sind.

Bau und Zusammenhänge mit den Nachbargebieten

Der Bau des Untersuchungsgebietes ergibt sich aus den beigegebenen Profilen AB und CD. Sie stellen die Zusammenfassung der aus den vielen Schichtmessungen (Tafel IXa) sich herausschägenden Struktur dar.

Während im S noch deutlich das „insubrische“ Fallen der Gesteine vorherrscht, schliesst sich im Onsernone das von ZAWADYŃSKI mehrfach erwähnte Wurzelgewölbe an. Sein Charakter kann indes nur noch im mittleren Onsernone bis etwa nach Berzona deutlich erkannt werden, so an der Strasse von Russo zum Pte Oscuro (Profil 2), beim Aufstieg zur Forcola (Profil 3), im S-Abfall des P. della Croce (Profil 4) sowie im Stollen der Maggia-Kraftwerke (Profil 4). Im untern Onsernone sind die zwei Antiklinalschenkel parallel gepresst und der Scheitel weggerodiert. Dass das Gewölbe aber axial nicht sehr stark gegen E abfällt, sondern bis weit über die Maggia hinaus anhält, deutet FORSTER (1948, S. 263) an, mit dem Hinweis auf das merkwürdige Aufsteigen der Cardada-Zone südlich Avegno gegen NE. Das Wurzelgewölbe wurde im obern Onsernone von ZAWADYŃSKI deutlich in Unterzonen abgeteilt, ja, das eigentliche Gewölbe (Zone des Onsernone) noch von einem Mantel getrennt, eben der Zone von Mergoscia. Im Lauf des Studiums des Untersuchungsgebietes vom Ribo-Durchbruch (Gresso-Pte Oscuro-Russo) gegen E konnte diese starre Unterteilung — als nicht naturgemäß — nicht mehr unterstützt werden. Schon im schön aufgeschlossenen Stras-

senprofil Gresso-Russo kann das Schema nicht mehr aufrecht erhalten werden.

Die Unterzonen, welche vom Zentrum des Gewölbes gegen aussen im obern Onsernone folgende Leitgesteine führen sollen:

| | |
|---------------------------|--------------|
| Zone von Crana: | Aplitgneise |
| Zone von Spruga-Vocaglia: | Bändergneise |
| Zone von Pte Oscuro: | Paragesteine |
| Zone von Comologno: | Augengneise |

verlieren diese Charakteren gegen E mehr und mehr. Auch im Stollen der Maggia-Kraftwerke sind sie kaum mehr so zu erkennen. Die Paragesteinszüge, durch welche eine sichtbare und saubere Trennung dieser einzelnen Zonen erfolgen sollte, sind zum grossen Teil unbeständig. So ist die Umgrenzung der Zone von Crana schon an der Onsernone-Strasse von Russo zum Pte Oscuro nicht mehr zu bemerken. Also kann diese nicht mehr eindeutig von der Zone von Spruga-Vocaglia abgetrennt werden. Die Zone des Pte Oscuro, die — wie wohl angenommen werden darf — bis unmittelbar an die Brücke reicht, über welche die Poststrasse nördlich des Pte Oscuro von der rechten zur linken Talseite hinüberwechselt, zieht dort mit einiger Mächtigkeit über den Ribo. Sie dürfte ihre Fortsetzung gegen die Forcola hinauf nehmen. Anderseits quert etwas weiter nördlich der recht schmale Paragesteinszug (wenige m) von Creste-Forcola-P. della Croce (nach ZAWADYŃSKI) das Tal des Ribo und zieht ebenfalls in Richtung Forcola. Ob die beiden genannten Züge sich vereinigen, oder welche Komplikationen noch auftreten, konnte trotz mehrfacher Begehung nicht herausgefunden werden. Jedenfalls ist der Zug des Pte Oscuro weitaus der mächtigere und dürfte so den Hauptanteil am Forcola-Vorkommen haben. Im weiteren sei aber darauf verzichtet, diese Züge umzutaufen, bis nicht eingehendere Studien den endgültigen Zusammenhang erbracht haben.

Dieser vereinigte Forcola (?)—P. della Croce-Zug, zuerst an der Forcola-Verwerfung abgerissen und nach N verschoben, streicht bis hinüber ins Tal von Campo (sopra Loco). Dort endet er, oder hat seine zweifelhafte Fortsetzung im Granatamphibolit-Stock von Campo oder den Hornblendegneisen (resp. vielleicht Biotit-Fleckenamphiboliten) etwas östlicher davon, am Salmone-Grat. Da eine so strikte Abtrennung des Wurzelgewölbes des Onsernone hier nicht mehr gelingt, sei davon abgesehen, die Zone des Onsernone (nach ZAWADYŃSKI) weiter beizubehalten! Das Wurzelgewölbe wird ganz zur Zone von Mergoscia geschlagen! Es bleibt als alleinige gute, ausdauernde Grenze des Gewölbes im Norden der Zug von Gresso, welcher sich zwanglos in die S-Zone von Gordevio E

der Maggia fügt. Im SW allerdings ist die Begrenzung nicht so klar; immerhin, wenn man von E herkommt, bleibt keine andere als die Cardada-Zone (in unserem Gebiet eher Cardada-Zug) als S-Grenze. Man muss dann Cardada-Zug und Gresso-Zug als äquivalente Umgrenzung des Wurzelgewölbes annehmen.

N des Gresso-Zuges folgt dann eine deutliche Synklinal-Masse, die sich im W tief aber breit über das ausflachende Gewölbe legt, um immer mehr im gewölbennahen Teil gegen E einzuspitzen, bis zum annähernden Parallelstehen der Schenkel im E (das Gebilde ist als Vergeletto-Löffel bezeichnet worden). (Nach ZAWADYŃSKI, WENK, GÜNTHER, Tessiner-Karte.) (Hier wird dafür soweit möglich der Ausdruck „Vergeletto-Zone“ verwendet.) Noch nördlicher steigt die Bavona-Gneismasse bei Someo aus dem Talboden der Maggia flach gegen N auf. Das Studium der mir zur Verfügung stehenden Stollenprofile der Maggia-Kraftwerke AG. ergab, dass notwendigerweise der nördliche Rand des Gewölbes des Onsernone mit der aufsteigenden Bavona-Gneismasse unter dem Trog von Vergeletto hindurch zu verbinden ist. Der Marmor von Someo wurde — nach den Stollenprofilen zu schliessen — dort nicht angetroffen. Ob nun aber tatsächlich der Marmor von Gresso demjenigen von Someo entspricht, kann daraus nicht mit Sicherheit geschlossen werden (dazu ist die Verfolgung des Gresso-Zuges gegen W und NW erforderlich, wozu die Zeit aber bisher fehlte). Es scheint aber doch, nach Beobachtungen von GRÜTTER und WENK, dass sich die Bavona-Gneismasse um die Vergeletto-Zone herum mit der Zone von Mergoscia im Onsernone verbindet (wenn auch nicht in der Weise von WENK 1953 und GÜNTHER 1953). Es gibt ja noch andere, marmorführende Züge, wie die Karte zeigt, die indes niemals die Mächtigkeit und Konstanz des Gresso-Zuges erreichen. Der Gedanke WENKS (1955) von der Existenz von parautochthonen Wurzelgewölben könnte hier weitgehende Berechtigung finden. Die Zone des Onsernone würde einem solchen Gewölbe tatsächlich recht nahekommen, wobei dann die heute nicht mehr klar davon abscheidbare Hülle in der Zone von Mergoscia s. str. allein unter der Zone von Vergeletto durchziehen würde und ihre Fortsetzung in der Bavona-Gneismasse hätte. Das wannenförmige Gebilde der Vergeletto-Zone gehört nach seinem äusseren Zusammenhang — über die Maggia hinweg — zum Maggia-Komplex (WENK und GÜNTHER). Das ergibt sich auch aus seinem Gehalt an zum Teil stockartigen, quarzdioritischen und granitischen Gesteinen, die ausschliesslich ihm zukommen, und welche eine deutliche Parallele zu den Cocco-Gneismassen jenseits der Maggia bilden. Der Umfang der Vergeletto-Zone ist nach dem oben gesagten einigermassen fest-

gelegt. Für die Verhältnisse NE der Maggia bei Gordevio ergibt sich aus unserem Gesichtswinkel unter Voraussetzung der Richtigkeit der Annahmen FORSTERS (er postuliert die Äquivalenz der bei Someo untersinkenden Bavona-Gneismasse mit seiner Zone von Cortascia, indem jene breite Masse eng gepresst zwischen den Zonen von Gordevio wieder auftauchen sollte), dass das Gewölbe dort verdoppelt wäre. Selbstverständlich bedingte diese Annahme, dass sich die beiden Zonen von Gordevio unter den Alluvionen des Maggiatales wenigstens teilweise vereinigen würden. Die Synkinalmasse der Zone von Vergeletto würde sich so über einen langgestreckten Sattel mit der Maggia-Querzone verbinden.

Die Frage nach den Wurzeln der Vergeletto-Zone kommt in enge Berührung mit der Frage des Baues der Maggia-Querzone. Die Vergeletto-Zone kann prinzipiell an 2 Orten wurzeln:

Eine plausible Möglichkeit scheint die Annahme einer Wurzel im E, also in den Zonen von Gordevio und den nördlich anschliessenden Cocco-Gneiszonen zu sein. Die Vergeletto-Zone ist einfach ein westlicher Lappen der Quermulde (nach PREISWERK und GRÜTTER) des Maggia-Komplexes.

Eine weitere Möglichkeit ist mit der Verbindungsleitung im Profil AB über das Gewölbe des Onsernone nach S angedeutet. Die Wurzel des Maggia-Komplexes wäre dann in den Zonen von Vosa-Croppi, Contra, Ponte Brolla oder Orselina zu suchen.

Nach einer Zusammenstellung aller erreichbaren Daten aus der Tessiner-Wurzelzone ergibt sich vor allem, dass die Untersuchungslücken zwischen Verzasca und Leventina noch viel zu gross sind, um verbindliche Aussagen über grössere Zusammenhänge machen zu können. Die Synthese gelingt solange nicht, als Detailaufnahmen dort, so wie im von WENK 1953 erwähnten Gebiet westlich des Onsernone-Vergeletto fehlen!

Die laufenden Untersuchungen des Basler Institutes werden hierüber hoffentlich bald erschöpfend Klarheit schaffen.

C. PETROGRAPHISCHER TEIL

Vorwort

Die Auswahl der Spezialthemen aus dem grossen Problemkreis erfolgte nach Gesichtspunkten, die etwa in folgender Weise umrissen werden können:

Massgebend war die vorliegende Situation des Aufnahmegebietes in petrographischer Hinsicht. Es sind grosse Gebiete mit Gneisen von ausgesprochenem Mischgestein-Charakter vorhanden, welche durch schmalere,

typische Paragesteinszüge voneinander getrennt sind oder auskeilende Züge von letzteren eingelagert enthalten. Weiter schliessen sowohl Misch- wie Paragesteine Linsen ultrabasischer und basischer Metamorphite ein.

Beim Vergleich mit den erschienenen Arbeiten aus den Nachbargebieten, deren Aufnahme sich zum Teil in kleineren Bereichen in unser Kartierungsgebiet hinein erstreckt (KERN, ZAWADYŃSKI), ergab sich, dass FORSTER (1948) und ähnlich WANG (1939) die Amphibolite klassiert, DAL VESCO (1953) die basischen und ultrabasischen Einlagerungen der Paragesteinszonen eingehend charakterisiert, MITTELHOLZER (1936) hauptsächlich die Metamorphose der Paragesteine aufgeklärt, KERN (1947) die Para-, Misch- und Orthogneise nach Strukturtypen zu gliedern versucht, ZAWADYŃSKI (1952) die Kataklase-Erscheinungen an Gneisen untersucht und PARASKEVOPOULOS (1953) die Pegmatite — insbesondere deren Feldspäte — beschrieben hat.

Es war sinngemäss, die schon intensiv bearbeiteten Themen, soweit sie für unser Gebiet in Betracht fielen, nur kurz zu berühren (es betrifft dies unsere Kapitel „Übrige Mischgneise“, „Gruppe der Paragesteine“ und „Basische und ultrabasische Metamorphite“), dafür aber die grosse Masse der Mischgneise — etwa in gewisser Anlehnung an KERN — zu gliedern und den Versuch der Aufklärung eines genetischen Zusammenhangs anzugehen. Es erschien gewinnbringend, von den sicheren Eruptiva (den Quarzdiorit- und Granitgneis-Stöcken sowie den Aplitgranitgängen des Stollens) auszugehen und Zusammenhänge mit der allgemeinen Injektion aufzuklären. Diese ersten nun gehören dem System des Maggia-Komplexes an, lassen sich also der tektonischen Lage nach mit den Cocco-Gesteinen vergleichen. Die letzteren aber stehen in engstem genetischen Zusammenhang mit den Aplitgneisen und Injektionsgneisen der Zone von Mergoscia.

Von allen drei Eruptivgesteinen wurden Analysen ausgeführt und in Diagrammen zusammengestellt. Im übrigen erfolgt der Vergleich nach phänomenologischen Gesichtspunkten: Vorkommen, makroskopisches Aussehen, mikroskopisches Bild (Mineralbestand, Struktur, Textur). Die Variation der einzelnen, nicht immer einfach herauszuschälen- den Typen und die Übergänge zwischen ihnen konnten so beschrieben werden.

Schliesslich soll an Hand von Photo- und sonstigem Bildmaterial das bereits Gesagte noch unterstrichen und verdeutlicht werden (Beitrag im Sinne von anzustrebendem Bilderatlas von Migmatiten nach WEGMANN, 1935).

I. Gruppe der quarzdioritischen und granitischen Gesteine der Zone von Vergeletto

VORKOMMEN

Die Vorkommen von quarzdioritischen Gesteinen sind streng auf die Zone von Vergeletto (Maggia-Komplex) beschränkt. Sie treten meist als relativ gut von den Biotit- oder Zweiglimmergneisen des Lodano-Typus unterscheidbare Bänke auf. Über die Ausdehnung der einzelnen, langgestreckten, meist konkordant zu den übrigen Gneisen gelagerten linsenförmigen Körper gibt die Karte, Tafel VII, Auskunft. Es sind die gerade oberhalb des Dorfes Aurigeno (Valle Maggia) anstehenden Bänke, der Gratrücken zwischen Madruna und Costa ob Moghegno (Valle Maggia) und die Bänke, welche in den Bach-Einschnitten 1 bis $1\frac{1}{2}$ km NE Gresso aufgeschlossen sind. Ein stockförmiges Vorkommen, wo der recht massive Quarzdiorit das Nebengestein (hier ein feinkörniger Hornblende-gneis) unter eigenartigen Kontakterscheinungen teilweise diskordant durchbricht, befindet sich an der NW-Ecke des untersuchten Gebietes, im Riale di Vergeletto. Zu diesen oberirdischen Aufschlüssen gesellt sich — in entsprechender tektonischer Lage — eine recht breite Zone von quarzdioritischem Gestein, welches im Freilaufstollen der Maggia-Kraftwerke AG. zwischen km 9,0 bis 9,5 durchfahren wurde (Profil 4). In diesem Abschnitt treten auch die übrigen, zu dieser Gesteinsgruppe gehörigen Gesteine auf; oft kaum gerichtet, teils recht grobflaseriger Biotit-Granitgneis durchbricht den relativ massigen Quarzdiorit stockartig, und alle beide werden von kreuz und quer laufenden Gängen und Linsen von teils sehr grob pegmatitischem Granitgneis durchzogen. Dazu kommen noch pegmatitische und aplitische Gänge, die kurz erwähnt werden sollen.

AUSSEHEN: MAKROSKOPISCHER CHARAKTER

(vgl. Photos 8, 9, 15, 16, 17)

Im Felde handelt es sich meist um feinkörnige, ziemlich stark geschieferte, dunkle Gneise; nach dem Mineralbestand sind es Biotit-Plagioklasgneise, die oft mehr oder weniger Hornblende führen. Sie fallen durch ihr feinflaseriges Gefüge auf, und überdies sind die Bänke von ganz dunkeln, gestreckt linsenförmigen Schollen (Länge 10—30 cm) konkordant durchsetzt. Manchmal wechseln feinflaserige Bänke mit lagigen Gneisen vom Lodano-Typus. Das stockartige Vorkommen im Riale di Vergeletto zeigt ein recht helles, zum Teil grobflaseriges Gestein. Es enthält kaum Hornblende und nähert sich beinahe dem Biotit-Granitgneis

im Stollen. Die schönste Übersicht über die Variation der quarzdioritischen Gesteine aber bot der Aufschluss im Stollen. Der Übergang vom plattigen, oft schieferartigen Biotitgneis vom Lodano-Typus zum Quarzdiorit tritt nicht klar hervor, da dieser randlich stark verschiefert ist und sich erst bei breiteren Bändern die Plagioklasflasern genügend abheben. Gegen das Zentrum des ganzen Vorkommens hin wird der Quarzdiorit beinahe massig. Der quarzdioritische Gneis enthält fast immer Hornblende, in grosser Menge besonders im zentralen Komplex. Das Gestein ist nie auf grössere Strecken homogen, sondern hellere und dunklere Varietäten gehen ineinander über. Zwei Arten von Linsen oder länglich fleckenförmigen Einschlüssen treten auf; kleinere Linsen (bis 30 cm lang), deren Gehalt an hellen GT zwar stark herabgesetzt, aber doch noch deutlich vorhanden ist, sind meist recht gut parallel der Schichtung eingelagert; grosse, dunkle, sehr feinkörnige Schollen (1—2 m lang) vom Typus der Hornblendegneise schneiden die Schichtung der Quarzdiorite scharf unter einem Winkel von 10—40° (parallel der Stollenwand gemessen) ab, mitunter von einem cm-breiten, hellen Salband begleitet.

Der Übergang von der dunkleren Varietät zur hellen geht diffus vor sich, unter Verlust der Hornblende und steter Zunahme der hellen GT, vor allem Quarz. Die Biotit-Granitgneise sind allerdings doch fast immer scharf davon abgesetzt und enthalten zwischen Biotithäuten flaserige Ansammlungen von Plagioklas und Quarz (diese wiederum meist von einander gesondert). Alkalifeldspat (als Mikroklin) kommt erst nach und nach hinzu, bis mit dem Übergang zu grobpegmatitischen Granitgneisen und Pegmatiten dieser helle GT vorherrschen kann. Die pegmatitischen Granitgneise können sowohl stock- als auch gangartig, wie auch diffus die andern Glieder der quarzdioritischen Gesteine, aber auch den schichtigen Biotitgneis vom Lodano-Typus durchsetzen. In wirrer Verteilung sind Knollen von Alkalifeldspat von Nuss- bis Faustgrösse, die von dickeren Biotithäuten umschmiegt werden, die Hauptkomponente dieser Gesteinsart. Die Aplite zeigen die Eigentümlichkeit, dass sie meist von grobflaserigem, hellem Substrat (Quarz und Plagioklas, teils auch Mikroklin) in zwei Zonen beidseitig gegen das Nachbargestein abgegrenzt sind, wogegen im Innern des Ganges feineres Korn vorherrscht.

Die Pegmatite bilden alle Übergänge von den pegmatitischen Gneisen bis zu den differenzierten Apliten. Sie unterscheiden sich eigentlich nur durch ihr gangförmiges Auftreten von den pegmatitischen Gneisen. Der Übergang zu Apliten geschieht durch zunehmendes Zurücktreten des Mikroklin (der eigentlich — abgesehen vom Quarz — den Hauptanteil an der groben, pegmatitischen Ausbildung trägt).

MIKROSKOPISCHES BILD

1. Normale Quarzdiorite (Biotit-Plagioklasgneise)

(vgl. Photo 18)

Mineralbestand⁸⁾

Plagioklas, Biotit, Quarz, Hornblende, Epidot (Orthit, Pistazit), Klinozoisit, Titanit,
Erz (Muskowit)

Mineralien⁹⁾

Quarz: Der Quarz nimmt grösstenteils eigene, fleckenartige bis lagige Bereiche in Anspruch. Entweder sind es grössere, xenomorphe und undulös auslöschen Individuen, oder der fleckenartige Bereich ist von kleineren, zackig ineinander greifenden Körnern erfüllt. Er scheint übrige GT, wie Biotit oder Hornblende — teils auch Plagioklas —, zu verdrängen. Seltener füllt er auch kleine Zwischenräume von Plagioklaskörnern.

Plagioklas: Seine Ausbildung ist typisch für diese ganze Gesteinsgesellschaft. Einzelne fleckenförmige Bereiche (entsprechend den makroskopisch erkennbaren Flasern) sind von kleineren, gleichkörnigen, polygonal aneinandergrenzenden Individuen erfüllt (polygonales Pflaster oder Mosaik). Die polygonale Struktur wird noch dadurch verstärkt, dass oft längs den Korngrenzen Sericetschüppchen angeordnet sind, seltener auch kurze Biotitplättchen oder gar Calcit in feinen Adern. Die Plagioklasflecken haben — besonders bei oberflächlich anstehenden Typen ausgeprägt — oft folgende Feinstruktur: die Randzone ist bedeutend grobkörniger ausgebildet als das Zentrum. Dafür gesellt sich zum feinkörniger werdenden Plagioklas im Zentrum Epidot, teils mit Zwischenkorn-Charakter, teils als Stäbchen oder als hypidiomorphe Körner. Das ganze Gebilde hat so drusenartigen Charakter. (Vgl. Photo 20 und 21.) ANGEL (1930) beschreibt aus ostalpinen Eruptiv- und metamorphen Gesteinen gefüllte Plagioklase (auch Plagioklasflecken mit Zoisit- und meistens auch Muskowitfüllung). Er erklärt deren Entstehung so, dass frühere basischere Plagioklase bei Durchbewegung des Gesteins (neue Orogenese) zerbrochen seien, dass sich dann durch gleichzeitige Änderung der Zustandsbedingungen sowie durch Hinzutreten von kalireichen, wässerigen Schmelzen (aus eingedrungenen Eruptiva) neue, saurere Plagioklase, Muskowit (Sericit) und Zoisit (Epidot) bildeten.

In unserem Falle kann Sericitbildung vernachlässigt werden, indem dieser sozusagen auf das epidotfreie Plagioklaspflaster beschränkt ist; und die Epidotbildung im Innern der Plagioklasflecken wäre dann das alleinige Produkt von Umwandlungsprozessen eines älteren, basischeren Plagioklases in die vorliegenden kleineren Plagioklaskörpern von geringerem An-Gehalt. Letzterer ist innerhalb der Fehlergrenze, welche sich durch die schlechte Feststellung der optischen Daten mit U-Tisch infolge zu kleiner Körner ergibt, für Kern- wie für Rand-Plagioklase ungefähr gleich. Die gemessenen Werte schwanken zwischen 35 und 41% An.

⁸⁾ Immer in der Reihenfolge abnehmender Häufigkeit.

⁹⁾ Immer in dieser Reihenfolge: Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Calcit, Biotit, Chlorit, Muskowit, Sericit, Hornblende, Epidot, (Orthit, Pistazit,) Klinozoisit, Titanit (Rutil), Granat, (Apatit), Erz.

ANGEL legt den Änderungen der Zustandsbedingungen besonderen Wert bei.

Mit Ausnahme von Wasserzufuhr ist diese Umwandlung eine rein interne Angelegenheit der Plagioklasflecken (wie auch **ANGEL** betont). Darum halten sich auch die Epidot-Individuen immer mehr oder weniger ans Zentrum der Flecken. Nie ist eine Kontaktnahme mit den umliegenden melanokraten GT (darunter auch grobkörniger Epidot) zu erkennen. Selten ist Sammelkristallisation zu sehen, wobei Quarz eingeschlossen wird und teilweise noch kleinere Plagioklaskörper anderer Orientierung zu erkennen sind.

Zwillingslamellierung ist selten. Ausgeprägte Zonarstruktur ist nicht vorhanden, doch in geringem Masse durch die vom Rand zum Kern kontinuierlich wechselnde Auslöschung angedeutet.

Biotit: Die Blätter, meist kurz und stark xenomorph (durch Quarz und Plagioklas buchtig resorbiert), sind für sich oder mit Hornblende zusammen diffus lagig angehäuft. Manchmal sind die feineren Schuppen auch stark ausgefranst. Der Biotit ist vorwiegend frisch und nur an einzelnen Stellen chloritiert. Der Pleochroismus geht von blassgelblich gegen dunkelolivbraun. Ferner werden die Blätter durch anliegenden eisenarmen Epidot häufig angefressen unter Bildung von Randzonen aus stark pleochroitischem (farblos bis zitronengelb) eisenreichem Epidot (Pistazit).

Sericit: Selten kleine Fetzchen zwischen den Plagioklaskörpern. (Wohl Umwandlungsprodukt, da auch etwas Calcit damit auftritt.)

Hornblende: Sie tritt in teils recht grossen Xenoblasten auf, ist immer siebartig durchsetzt von rundlichen Quarz- und Plagioklaskörpern und auch randlich stark eingebuchtet infolge Verdrängung durch die genannten hellen GT. Sie kann viele kleine, oft gut idiomorphe Titanitkörper eingeschlossen enthalten und ist etwa längs Spaltrissen zersetzt (Chlorit?). Sie zeigt folgenden Pleochroismus:

$$\begin{aligned} n_\alpha & \text{ blassgelblichgrün} \\ n_\beta & \text{ verwischtes braungrün} \\ n_\gamma & \text{ bläulichgrün} \\ c/n_\gamma & \pm 16^\circ \end{aligned}$$

In Haufen oder am Rande der grossen Xenoblasten finden sich kleine, scharf idiomorphe Hornblenden, die wenigstens zum Teil mechanische Spaltprodukte der grossen darzustellen scheinen.

Epidot: Er kommt in den reinsten Hornblende-Quarzdioriten nur mit den dunklen GT zusammen angehäuft vor. Ganz xenomorphe Körner sind selten; meist sind einzelne Ecken oder auch das ganze Korn gut auskristallisiert. Feinere Stengel kommen häufig in den Plagioklasflasern vor (ohne Zusammenhang mit den dunklen GT) — besonders reichlich finden sie sich dergestalt im stockartigen Vorkommen vom Riale di Vergeletto (Schliff G 1).

Pistazit: Wie schon unter Biotit erwähnt, bildet er sich oft, wenn Epidot (farblos) an Biotit grenzt und diesen verdrängt. Die farblos bis zitronengelb pleochroitische Zone ist deutlich und sehr scharf vom Epidotkorn abgegrenzt. Trotzdem handelt es sich um ein Individuum (absolut gleiche kristallographische Orientierung — auch Zwillingslamellen setzen gerade durch beide Teile des Kernes hindurch). Die Pistazitbildung findet sich in vermehrtem Masse auch dort, wo Epidot an stark chlorisierten Biotit (etwa in beanspruchten Zonen) grenzt. Der vorhandene Epidot wächst unter Eisenaufnahme in den resorbierten Biotit hinein. Es liegt ein später Vorgang vor.

Orthit: Diese Epidot-Varietät bildet oft kleinere, pleochroitische Kerne beliebiger Form in Epidotkörnern. Daneben treten aber auch grosse, hypidiomorphe, stark buchtig resorbierte Orthitindividuen auf, die meist ausser den in Epidot umgewandelten Stellen noch von einem schmalen, geradlinig begrenzten Rand von farblosem Epidot umsäumt sind.

Klinozoisit: Ist meist in rundlichen Körnern überall vorhanden. Braucht aber nicht unmittelbar an die dunklen GT gebunden zu sein. Er ist zum Teil gar häufiger als Epidot (dort wo letzterer eher zurücktritt).

Titanit: Wie schon oben beschrieben, kommt er kleinkörnig, scharf idiomorph in sich zersetzenden Hornblenden vor. Teils ist er aber auch in xenomorphen Körnern vorhanden, oft sogar in grösseren Flecken. Im oben erwähnten Schliff G 1 erscheinen Titanite mit Rutilkern. In Hornblenden sind Rutilkörner etwa von schmalem Titanitrand umgeben. Ca-Einwanderung aus der Hornblende in den Rutil ergab die Kontaktzone aus Titanit.

Erz: Der Erzgehalt ist klein. Pyritkörnchen. Daneben zeigen sich auch etwa braunschwarze Limonitplättchen.

Struktur

Gemischt granoblastisch (Plagioklasflecken) bis lepidoblastisch (biotitreiche Lagen). Porphyroblastische Hornblenden von poikilitischer Durchdringung mit hellen GT. Die Hornblenden können auch randlich kataklasiert sein (wohl Bewegungen vor Abschluss der Kristallisation der Plagioklase).

Textur

Die feinflaserigen Gesteine sind fast durchwegs gerichtet bis geschiefert (besonders in Randzonen der Komplexe); richtungslos massige Typen sind nur angenähert im Zentrum der Intrusion anstehend.

Quarzdiorit (Maggia-Werk, Freilaufstollen, km 9,250)

Chemische Analyse¹⁰⁾

| | |
|--------------------------------|-------|
| SiO ₂ | 56,35 |
| Al ₂ O ₃ | 17,96 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,07 |
| FeO | 3,60 |
| MnO | 0,09 |
| MgO | 3,76 |
| CaO | 7,65 |
| Na ₂ O | 3,62 |
| K ₂ O | 2,04 |
| H ₂ O + | 0,65 |
| H ₂ O - | 0,04 |
| TiO ₂ | 0,13 |
| Total | 99,96 |

NIGGLI-Normen

| | Basis | | Standard-Katanorm |
|-----|-------|----|-------------------|
| Kp | 7,1 | Or | 11,9 |
| Ne | 19,6 | Ab | 32,6 |
| Cal | 16,4 | An | 27,4 |
| Cs | 3,3 | En | 10,4 |
| Fs | 4,2 | Hy | 3,0 |
| Fa | 4,3 | Wo | 4,4 |
| Fo | 7,8 | Mt | 4,2 |
| Q | 37,3 | Q | 6,1 |

Magmentypus: normaldioritisch

¹⁰⁾ Wo nichts anderes vermerkt ist, stammen alle Analysen vom Verfasser; sie wurden im Min.-Petr. Institut der ETH ausgeführt.

| | NIGGLI-Werte | Integration | |
|-----|--------------|----------------------|--------|
| si | 160,5 | Quarz | 15,9% |
| al | 30 | Plagioklas | 58,6% |
| fm | 33,5 | Hornblende | 14,0% |
| c | 23 | Biotit | 9,9% |
| alk | 13,5 | Epidot | 0,7% |
| k | 0,26 | Titanit | 0,7% |
| mg | 0,48 | Übrige (Calcit, Erz) | 0,2% |
| qz | 6 | | |
| | | | 100,0% |

2. Kleine, dunkle Schollen im Hornblende-Quarzdiorit

Mineralbestand

Plagioklas, Hornblende¹¹⁾, Biotit¹²⁾, Epidot, Quarz, Klinozoisit, Titanit, Erz

Mineralien (vgl. Photo 19)

Quarz: Er ist der am raschesten zurücktretende GT gegenüber dem normalen Quarzdiorit. Während er noch eben in grossen, lappig xenomorphen Individuen besonders an der Grenze gegen die kleinen Schollen auftrat, ist er plötzlich im feinkörnigeren Gewebe derselben wie verschwunden. Vereinzelte Körner (gleicher Größenordnung wie der polygonale Plagioklas im Mosaikpflaster) lassen sich an ihrer undulösen Auslöschung erkennen; daneben finden sich noch kleine, lappige Körner, besonders zwischen den Hornblenden eingelagert. An einigen Orten durchziehen lagenweise angereichert zackig ineinander verzahnte grössere, in der Schieferungsrichtung gelängte Quarzkörper das Grundgewebe der dunkleren Schollen. Es wird sich um eine Spätinjektion längs einzelnen Schwächezonen handeln.

Plagioklas: Er bildet das gewohnte, polygonalkörnige Pflaster, das nun oft auf recht schmalen Raum zusammengedrängt, indes immerhin in einzelnen Flecken angereichert ist. Die Individuen sind nur selten verzwillingt, zeigen aber häufig kontinuierlich sich ändernde Auslöschung vom Kern zum Rand. Nach der Lichtbrechung handelt es sich um einen sauren Andesin. Diese Approximation wurde durch U-Tisch-Messungen zu 36—38% An noch genauer festgelegt. An wenigen Stellen ist er etwas umgewandelt und mit Sericit durchsetzt. Er macht mit der Hornblende zusammen die Hauptmasse dieser dunklen Schollen aus.

Biotit: Er tritt meist kurzblätterig auf, z. T. ausgefranst und chloritiert. Kurzblätterig vor allem mit dem Plagioklaspflaster zusammen, zwischen der Hornblende etwas länger. Er ist meist relativ gut in die Schieferungsrichtung eingeregelt.

Hornblende: Gegenüber dem Normal-Quarzdiorit ist sie selbstverständlich stark angereichert. Die grösseren Individuen sind wie dort xenomorph und von vielen kleinen Quarz-, Feldspat-, Titanatkörnchen durchsetzt. Es finden sich aber häufig Gruppen von einigermassen idiomorphen, kleinen Hornblenden, die dicht in Haufen zusammengelagert sind. Die grösseren Xenoblasten mit folgenden optischen Kennzeichen: $2V = 76^\circ$, $n_{\gamma}/c = 16—18^\circ$ zeigen oft eine Umwandlungserschei-

¹¹⁾ Diese zwei können auch etwa vertauscht sein.

¹²⁾ Biotit kann über Hornblende vorherrschen.

nung in der Weise, dass das Individuum von vielen schmalen, subparallelen Blättchen eines bräunlichen Minerals (Biotit) durchsetzt ist. Deren Richtung weicht manchmal unter einem kleinen Winkel von derjenigen der Längsspaltrisse der Hornblende ab. Folgende Zahlen mögen das Gesagte verdeutlichen:

$$\begin{array}{ll} n_\alpha \text{ (Hornblende)/Spaltrissen (Hornblende)} & = 26^\circ \\ \text{Biotit (Längsrichtung)/Spaltrissen (Hornblende)} & = 12^\circ \\ \text{Biotit (Längsrichtung)/}n_\alpha \text{ (Hornblende)} & = 14^\circ \end{array}$$

Oft liegen die Blättchen aber auch parallel diesem Spaltriss-System. Diese Einschlüsse wiederum scheinen sich weiter in Plagioklas umzuwandeln. (Da dies nur mit starker Vergrösserung zu erkennen ist, können nur diese ungenauen Angaben gemacht werden.) Die kleinen Individuen sind meist einschlussfrei und unzersetzt. In nahezu hornblendefreien Typen der Quarzdiorite enthalten auch die dunklen Schollen hauptsächlich Biotit als dunklen GT, zusammen mit Plagioklas.

Epidot: Er hat beträchtlichen Anteil am Kleinkorn der dunklen Schollen. Meist hypidiomorph lagert er überall zwischen den grösseren GT oder auch an den Korngrenzen inmitten des Plagioklasplasters. Z. T. greift er Biotit an unter Bildung der gelb-pleochroitischen Varietät Pistazit.

Klinozoisit: Kommt selten in rundlichen Körnern vor.

Titanit: Meist in kleinen Individuen mit scharfen Formen der Hornblende eingelagert oder seltener in unförmigen Körnern am Rand der Plagioklasflecken.

Erz: Ganz selten Pyritkörnchen.

Struktur

Die Struktur ist granoblastisch (nur wo Hornblende zugunsten von Biotit zurücktritt, herrscht lepidoblastische Struktur vor). Die Hornblende, z. T. poliklitisch von kleinen Körnern der andern GT durchsetzt, neigt oft zu porphyroblastischer Ausbildung; es scheint, dass die grossen Individuen bewegt wurden, unter Abspaltung von kleinen Stücken, die wie ein Mörtelkranz ringsum liegen.

Textur

Die Richtung wird hauptsächlich durch die Biotitblätter angedeutet.

3. Grosse, dunkle Schollen

Mineralbestand

Plagioklas, Hornblende, Biotit, Titanit, Quarz, Klinozoisit, Epidot, Erz

Mineralien

Quarz: Er ist nicht vorhanden, oder dann nur in kleinen, zwischenkornartigen Individuen. In einzelnen Schollen (besonders jenen, die massig sind und weniger Hornblende führen) ist Quarz doch auch häufiger in grösseren, xenomorphen Körnern anzutreffen.

Plagioklas: Er bildet immer das schon beschriebene polygonalkörnige Mosaik, wobei oft längs den Korngrenzen Sericitschüppchen liegen, so dass auch mit // Nicols die Mosaikstruktur gut erkennbar ist. Aber nur noch an vereinzelten Stellen bleibt Raum zur Bildung von fleckenartigen Ansammlungen, wobei da und dort im Innern xenomorpher Calcit zwischen den Plagioklaskörnern vorkommt. Es

scheint dies auch eine Form der Flecken zu sein, die vielleicht in Verbindung steht mit der epidotführenden der Normal-Quarzdiorite. Der Plagioklas ist selten verzwilligt und etwa Andesin. (U-Tisch-Messungen ergaben 43—44% Anorthitgehalt.)

Biotit: In kurzen, schmalen Blättchen, recht gut gerichtet, durchzieht der Biotit fast ausnahmslos das Gestein. In einzelnen, schief zur Schieferungsrichtung stehenden Lagen fehlt Biotit. Dort ist dann meist etwas gröbere Hornblende der vorherrschende, dunkle GT. In massigeren Typen liegen die Biotitblättchen auch weniger geordnet zwischen Plagioklas und Hornblende.

Hornblende: Sie ist fast durchwegs kleinkörnig und einigermassen hypidiomorph, kann aber auch grösser und stark xenomorph werden, d. h. die Ränder sind ausgefranst oder zerbröckelt. Diese grösseren Xenoblasten sind grösstenteils in Umsetzung begriffen (etwa in der Weise, wie unter den kleinen, dunklen Schollen erwähnt). Sie können in einzelnen Lagen angereichert sein (siehe unter Biotit). Am Kontakt zu den Normal-Quarzdioriten ist oft die Hornblende stark vergröbert und in ununterbrochenem Band angereichert. Dies jedoch nur dort, wo das helle Salband fehlt.

Epidot: Tritt meist stark zurück, so dass nur hier und da ein kleines, xenomorphe Korn zwischen die andern GT gelagert ist. Vereinzelte grössere Xenoblasten zeigen gegen Biotit hin die Pistazitbildung. Andere wiederum sind recht inhomogen zusammengesetzt, was sich durch eine Art wechselnde Auslösung und anormale Interferenzfarben bemerkbar macht, jedoch fehlt der Pleochroismus, welcher für Orthitkerne typisch ist.

Klinozoisit: Ist reichlich in meist sehr kleinen, idiomorphen, aber auch vereinzelt grösseren, rundlichen Körnern vorhanden. (Ob es sich teilweise um Apatit handelt, lässt sich in bezug auf die Kleinheit der Körner nicht beurteilen, dürfte jedoch wenig wahrscheinlich sein, indem die Analyse keinen Gehalt an P_2O_5 gezeigt hat.)

Titanit: In vereinzelten, xenomorphen, grösseren Körnern, vorwiegend aber in kleinen, länglichen, oft zu Häufchen geballten Körnchen überall vorhanden. Meist zusammen mit den Lagen gröberer Hornblende angereichert.

Erz: Da und dort xenomorphe Individuen; nach der Reflexionsfarbe dürfte es sich um Pyrit handeln.

Struktur

Durchwegs granoblastisch, wobei mit Zunahme von Biotit auch eine lepidoblastische Komponente stärker in Erscheinung tritt.

Textur

Sie ist in den meisten Fällen gerichtet, doch gibt es auch Varietäten, deren GT beinahe richtungslos durcheinander wachsen.

Die beinahe vollständige Identität der grossen, dunklen Schollen mit den feinkörnigen Hornblendegneisen in der Umgebung des mehr oder weniger massigen Quarzdioritstocks im Riale di Vergeletto sowie die Lagerungs- und Kontaktverhältnisse lassen vermuten, dass eingeschlossene und abgerissene Schollen vom Nebengestein vorliegen.

Auch die kleinen, dunklen Schollen lassen sich als Nebengesteinsbrocken deuten, welche durch längeren Aufenthalt in der teilweise mobilisierten Masse des Normal-Quarzdiorites umkristallisiert wurden (Blasstese der Hornblende) und eine teilweise Abwanderung von Plagioklassubstanz (siehe Bemerkungen zur Übersicht der Integrationswerte und zu den Analysen) erfuhren. Ferner ist wohl selbst der Quarzdiorit als anatektische Phase eines älteren Gesteins anzusehen, der infolge inniger Durchdringung von ursprünglichen Hornblende- und Biotitgneisen oder Amphiboliten mit Plagioklasmaterial (inkl. etwas Quarz) entstanden ist. Das folgt aus den Kontaktverhältnissen des Quarzdiorites mit den umliegenden Gneisen. Erst die Granitgneise sind wirklich eruptiv-stockartig in die Quarzdiorite eingedrungen, teils diskordant, teils nebulitisch, teils als pegmatitische und aplitische Endphasen in Gangform. Selbst sie können als Produkte einer weitestgehend anatektisch mobilisierten Phase betrachtet werden.

Quarzdiorit, grosse, dunkle Scholle (Maggia-KW, Freilaufstollen, km 9,222)

| Chemische Analyse | | NIGGLI-Normen | |
|--------------------------------|-------|---------------------------|----------|
| | | Basis | Katanorm |
| SiO ₂ | 48,35 | | |
| Al ₂ O ₃ | 20,76 | Kp | 6,7 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,47 | Ne | 20,4 |
| FeO | 4,21 | Cal | 20,4 |
| MnO | 0,08 | Cs | 4,7 |
| MgO | 5,13 | Fs | 3,7 |
| CaO | 9,99 | Fa | 4,9 |
| Na ₂ O | 3,83 | Fo | 10,5 |
| K ₂ O | 1,89 | Q | 27,8 |
| H ₂ O + | 0,82 | Ru | 0,9 |
| H ₂ O - | 0,04 | | |
| TiO ₂ | 1,39 | | |
| P ₂ O ₅ | 0,00 | | |
| Total | 99,96 | Magmentypus : belugitisch | |

| NIGGLI-Werte | | Integration |
|--------------|--------|---------------------------|
| si | 116,5 | Plagioklas 59,8% |
| al | 29,5 | Hornblende 21,4% |
| fm | 33 | Biotit 13,7% |
| c | 26 | Titanit 3,6% |
| alk | 11,5 | Epidot 1,2% |
| k | 0,25 | Übrige (Calcit, Erz) 0,3% |
| mg | 0,55 | |
| ti | 2,78 | |
| qz | - 29,5 | 100,0% |

Besondere Kontaktverhältnisse am Quarzdioritstock im Riale di Vergeletto
 (vgl. Photos 15, 16, 17)

Im Unterschied zum Kontakt der quarzdioritischen Gesteine zum lagig-bänderigen Gneis vom Lodano-Typus im Stollen der Maggia-Kraftwerke liegen am Riale di Vergeletto besondere Kontaktverhältnisse vor. Dort dringt ein recht massiges, feinflaseriges, quarzdioritisches Gestein (Biotit-Plagioklasgneis mit wenig Hornblende) teils konkordant, teils diskordant in einen feinkörnigen, dunklen Hornblendegneis ein. Der recht helle Quarzdiorit staut sich teilweise am dunklen Hornblendegneis in aplitisch-feiner Randzone, um dann helle fleckenartige oder ringförmige kugelige bis elliptische Gebilde von bis 3 cm Ø in den Hornblendegneis vorzutreiben. Oft bilden sich in der Nähe des Kontaktes mehr ringförmige Gebilde, während weiter weg zuerst grosse kugelige Flecken, später immer kleinere vorkommen; dies ist auf eine Strecke von etwa 1 m sichtbar.

Betrachten wir nun das mikroskopische Bild der Gesteine, so erkennen wir im *Quarzdiorit* (Schliff G 1):

Quarz: Zackig ineinander verzahnte, oft grössere Xenoblasten, undulös austöschend, grössere Flecken einnehmend und die andern GT sichtbar zur Seite schiebend.

Plagioklas: Etwas unregelmässiges, polygonalkörniges Pflaster, hier und da verzwillingte Körner (Oligoklas-Andesin, siehe bei Normal-Quarzdioriten), oft auch in grösseren Flecken angereichert, fast ohne dunkle Gemengteile dazwischen. Da und dort grössere, intensiv verzwillingte Xenoblasten inmitten solcher Plagioklasflecken, die manchmal den Eindruck erwecken, durch Sammelkristallisation entstanden zu sein — anderseits enthalten sie kleinere Plagioklaskörner verschiedener Orientierung. Die Plagioklasflecken sind meistens von wirr durcheinandergelagerten Epidotkörnchen und -stengelchen erfüllt, besonders gegen das Zentrum hin. Diese Epidotkörner wachsen oft quer durch 2—3 Plagioklasindividuen hindurch. (Es mag dahingestellt bleiben, ob dieses Stadium ein Vorläufer der Epidot-Plagioklasflecken der normalen Hornblende-Quarzdiorite darstellt — jene Epidote im Kern der Flecken hätten sich dann durch Sammelkristallisation aus diesen wirr gelagerten Stäbchen gebildet und im Zentrum angereichert.)

Biotit: Er ist das am meisten angegriffene Mineral der Gesellschaft. In unregelmässigen Nestern und Lagen angereichert sind die meist noch grösseren, stark ausgefransten und durch Resorption eingebuchten Blätter durcheinander gewachsen. Sie sind auch häufig stark verbogen und verfaltet. Überall zeigt sich fortgeschrittene Chloritisierung und Resorption durch Epidot, der mit gelb-pleochroitischen Auswüchsen (Pistazit) sich den Biotit einverleibt. Ebenso wächst manchmal die wenige vorhandene Hornblende in den Biotit hinein, indem sich ein Mineral ausscheidet, welches die absolut gleiche Form und Orientierung der Hornblende behält, keinen Pleochroismus zeigt und farblos ist. (Ob es Chlorit oder eine strahl-

steinartige Hornblende ist, kann wegen der Kleinheit der Körner nicht ermittelt werden.) Quarz greift Biotit offenbar unter Chloritbildung an.

Hornblende: Nur vereinzelte reliktische Hornblenden sind mit Biotit zusammengehäuft. Sie sind sehr einschlussreich, besonders an Epidot, Plagioklas und Quarz. Das Weiterwachsen der Hornblende in den Biotit ist soeben beschrieben worden.

Epidot: Einzelnes grosses, stark xenomorphes Korn mit vielen Einschlüssen von Quarz, Plagioklas, Biotit, Chlorit, Klinozoisit, Titanit (oft mit Rutilkern!); sonst häufig in grösseren Körnern mit Biotit zusammen, etwa in diesen eindringend unter Pistazitbildung. Sonst tritt er noch in Stäbchen- und Körnerform in den Plagioklasflecken auf. Epidot ist eines der am reichlichsten vorhandenen Minerale.

Klinozoisit: Da und dort in grösseren, rundlichen Körnern.

Titanit: Meist etwas xenomorphe Körner, die häufig noch ein kleines Rutilkorn im Zentrum enthalten. Dort wo Titanit vom grossen Epidotkorn umschlossen ist, ist der Rutilkern sehr gross, während der Titanit nur in schmalem Rand zwischen den beiden vorkommt.

Erz: Kleinstes, schwarze Körner, selten.

Struktur

Granoblastisch.

Textur

Kaum gerichtet.

Im *Hornblendegneis* (Schliff G 2) begegnen wir folgenden Verhältnissen:

Quarz: Seltene, kleinere Körner zwischen den übrigen GT, sonst aber noch in grösseren Xenoblasten in diffusen Lagen.

Plagioklas: Überall kleinkörnig, etwa verzwillingte Individuen (Andesin), gleichmässig zwischen dunkle GT verteilt, selten mit kontinuierlich ändernder, diffus zonaren Auslöschung, enthält da und dort Epidotkörnchen eingeschlossen.

Biotit: Kurze, ausgefranste, schmale Blättchen, relativ gut eingeregelt, weitgehend in Chlorit- und Erzkörnchen umgewandelt, von Plagioklas und Epidot angegriffen.

Hornblende: Kleinere und mittelgrosse Körner, xenomorph bis hypidiomorph, gewöhnliche Hornblende. Auch etwas nach S eingeregelt.

Epidot: Reichlich kleine, hypidiomorphe bis xenomorphe Körnchen, oft mit Pistazitauswüchsen gegen Biotit.

Klinozoisit: Kleine, zum Teil hypidiomorphe, zum Teil rundliche Körner, häufig, da und dort verteilt, oft länglich-elliptisch in der S-Richtung.

Titanit: Sehr reichlich Häufchen von kleinen, elliptischen Körnchen.

Erz: Etwas Pyritkorn, etwas Limonit (rostbraun durchscheinend), seltener.

Struktur

Lepido- bis granoblastisch, kleinkörnig.

Textur

Gerichtet (Hornblende und Biotit).

Kontakt und kugelige Flecken (Schliff G 3). Die kugeligen Flecken sind recht scharf vom übrigen Gestein abgegrenzt durch biotitreichere Lagen oder auch durch breitere Lagen von hellen GT. Die Biotit- und Hornblendelagen sowie deren Zwischenmasse (helle GT) schmiegen sich um die Flecken und sind oft zwischen mehrere von denselben eingeklemmt, teils eingerollt.

Das *Wirtmaterial* hat sich im Vergleich mit den weiter vom Kontakt abliegenden Partien desselben Hornblende-Biotitgneises in folgenden Punkten etwas verändert:

Hornblende tritt eher etwas zurück, dafür ist Platz zu beginnender Bildung von Plagioklasmosaik-Flecken, die vorerst noch schmal und in der S-Richtung gelängt sind. Am Zustand der einzelnen Mineralien hat sich nicht viel geändert, als dass z. B. *Titanit* weniger in Haufen von elliptischen Körnchen als in recht idiomorphen Individuen auftritt, die etwa noch Rutilkörnchen im Innern enthalten. Titanit enthält auch kleine Hornblendekörnchen eingeschlossen. Er scheint durch Sammelkristallisation der Häufchen entstanden zu sein. Ein grosses, xenomorphes Epidotkorn mit unförmigem pleochroitischem *Orthit*-Kern tritt erstmals auf. *Hornblende* und *Biotit* chloritisieren sich viel stärker, besonders in der Nähe der Kugelflecken. *Epidot* und *Klinozoisit* bleiben sich etwa gleich, während *Plagioklas* stärker, besonders längs Spaltrissen sericitisiert ist.

Die *Flecken* zeigen folgenden Inhalt (der vorherrschenden und alles überwuchernden Sericitbildung wegen kann oft kaum mehr erkannt werden, was für Mineralien sich unter den Schüppchen verbergen):

Quarz: Kleinere oder grössere xenomorphe, undulös auslöschende Körner. Seltener mit eingeschlossenen, kleinen Hornblendekörnchen.

Plagioklas: Oft stärker verzwillingt, total von Epidotstengelchen und Sericitalschüppchen erfüllt.

Biotit: In kurzen, ausgefaserten Blättern, lagenweise total ausgebleicht, teils chloritisiert und von feinsten Epidotkörnchen durchsetzt.

Hornblende: Fast vollständig chloritisiert und in kleinste Krümel aufgelöst.

Epidot: Reichliche Massen, doch ziemlich oft stark xenomorphes Haufenwerk.

Titanit: Grössere, xenomorphe Körneransammlungen, stets mit eingeschlossenen Rutilkörnern.

Sericit: Etwa in feinem, beinahe undurchdringlichem Gewirr verflochten. Zeigt in fortgeschrittenem Stadium der Mineralumwandlung über den einzelnen Kugelfleck hinweg Einregelung der Mehrzahl der Schüppchen und Fasern in eine bestimmte Richtung; und noch weiter entwickelt sich durch Sammelkristallisation ein natürlich noch stark ausgefranstes, farbloses Glimmermineral.

Es liegt somit praktisch derselbe Mineralbestand wie im Quarzdioritgestein vor, der weitere Umwandlungen erlitten hat.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass diese kugeligen (oder

in grösserem Ausmass ringförmigen) Flecken ihrer Lage und Ausdehnung im Raume nach unbedingt aus dem quarzdioritischen Gestein herstammen müssen. An einstigen metasomatischen Vorgängen ist kaum zu zweifeln.

Die relativ geringe Ausdehnung der Intrusionszone lässt den eben angestellten Gedankengang durchaus rechtfertigen.

4. Biotit-Granitgneis

Mineralbestand

Quarz, Mikroklin¹³⁾, Plagioklas, Biotit, Epidot, Klinozoisit, Zirkon, Erz Muskowit, Calcit

Mineralien

Quarz: Er ist der erste Fremdbestandteil, der zwischen das ursprüngliche Plagioklaspflaster der Quarzdiorite in grossen Massen eindringt. Meist liegt er in grossen Xenoblasten vor, die in sich unregelmässig geteilt erscheinen und überdies sehr stark undulös auslöschen. Doch ist dann und wann Quarz auch undeutlich lagenweise eingeordnet. Er kann völlig vorherrschend sein und das Plagioklaspflaster verdrängen sowie die Biotite in Nester zusammenballen.

Plagioklas: Vorerst ist er immer im gleichen, polygonal körnigen Mosaik vorhanden, mit etwa zwischengelagertem Biotit. Oft liegen kurze Sericitschüppchen zwischen den Plagioklaskörnern; aber manchmal sind diese auch stärker zersetzt und zeigen Calcit in Spaltrissen und Intergranularen. Teils liegen auch offenbar aus Sericit durch Sammelkristallisation entstandene, unregelmässig geformte Muskowitplättchen vor, die auch über mehrere Plagioklaskörner hinweggreifen können. Diese Umbildung ist analog derjenigen in Aplitgneisen oder Aplitgranitgängen, nur dass sie dort ein viel grösseres Ausmass annimmt. Die Plagioklaskörner können auch feine Epidotkörnchen im Innern enthalten. Plagioklas (Oligoklas mit 27—28% An) ist etwa verzwillingt und teils mit vom Rand zum Kern kontinuierlich wechselnder Auslöschung. In der Umgebung von grösseren Mikroklinporphyroblasten ist die Korngrösse minim, und es liegt ein wirres Körner- und Tropfengemenge von Plagioklas, Quarz, Mikroklin und Myrmekitquarzstengeln vor. Dasselbe ist oft in der Umgebung grösserer Quarzkörner der Fall, wobei immer Mikroklinsubstanz als Zwischenkornfüllung die Myrmekitbildung hervorruft.

Mikroklin: In recht unregelmässiger Weise ist Mikroklin im Schliff verteilt. Einerseits erscheint (bei kleinen Mikroklinmengen) er als Zwischenkornsubstanz, meist in der Umgebung von grösseren Quarzkörnern; später, wenn seine Menge der des Plagioklases ähnlich oder gar grösser wird, überwuchert und verdrängt er (mit Quarz zusammen) das Plagioklaspflaster mitsamt den Biotitlagen und -nestern. Teils ist es dann ein unregelmässiges Kleinkornpflaster, das eigene Komplexe erfüllt oder ganz zwischen die Plagioklaspolygone dringt, teils sind es riesige Xenoblasten, die Plagioklasresten mit Sericit eingeschlossen enthalten oder im Begriff stehen, solche randlich zu absorbieren. Diese grossen Xenoblasten haben die Be-

¹³⁾ Mikroklin kann in einzelnen Typen noch stark zurücktreten oder fehlen.

sonderheit, dass sie neben der meist verwaschenen Gitterung oder perthitischen Durchaderung recht scharf einfach verzwilligt sind. Myrmekite herrschen randlich vor und sind auch häufig im Kleinkorn zu finden. Diese Myrmekitverzahnung und die kleinkörnige Aufsplitterung des mittelkörnigen Plagioklasplasters sind vor allem in gewissen Lagen verbreitet, während sie an andern Orten total fehlen. Diese Inhomogenität deutet stark auf nachträgliches Eindringen der Alkalifeldspat-substanz hin.

Calcit: Seltener als Zersetzungprodukte der Plagioklase in Kornzwischenräumen.

Biotit: Er ist meist in sehr diffusen, weit auseinanderstehenden Lagen angeordnet oder dann zu Nestern zusammengedrängt. Es sind nur noch stark ausgefranste Blätter oder Stückchen davon, indem sie — sei es durch Plagioklas oder durch die neuen GT Mikroklin und Quarz — verdrängt wurden. In den Nestern sind sie oft wirr durcheinandergewachsen. Zum Teil sind die Blätter in Chloritisierung begriffen. Da und dort wird Biotit auch durch Epidot angegriffen, enthält Titanatkörper eingeschlossen oder wird etwas vererzt.

Muskowit: Nur in den Typen mit viel Mikroklin vorhanden, als Sammelkristallisation von Sericit aus der Plagioklaszersetzung. Skelettartige Blättchen zwischen und durch die Plagioklastkörper. In einem mehr augigen als flaserigen Typ ist Muskowit auch in ebenso grossen Blättern wie Biotit vorhanden und eng mit demselben vergesellschaftet. Es ist darum eher an eine primäre Bildung zu denken im Sinne von Zweiglimmer-Orthogneistypus.

Hornblende: Fehlt diesen Gesteinen ganz!

Epidot: Kleine Körnchen etwa mit chloritisiertem Biotit zusammen selten, da und dort in grösseren Mengen, etwa in dem unter Muskowit erwähnten Zweiglimmergneis. Auch als Plagioklasfüllung in kleinsten Körnchen vorhanden. Manchmal kommt auch xenomorpher Orthit mit Epidotrand vor, doch nur in mittelgrossen Körnern.

Klinozoisit: In kleinen, rundlichen Körnern, manchmal auch recht gut idiomorph. Die Ähnlichkeit mit Apatit könnte Verwirrung stiften, in der Analyse ist aber kein P_2O_5 nachgewiesen worden.

Titanit: In kleinen, xenomorphen Körnchen meist in den Biotitnestern. Sehr zurücktretend.

Erz: Etwa in kleinen, zackigen Körnchen vorhanden, teils auch als Umwandlungsmineral aus Biotit bei Chloritisierung.

Struktur

Granoblastisch bis porphyroblastisch.

Textur

Meist etwas gerichtet. Es gibt kaum ganz richtungslos massive Typen; jedoch durchdringt das Gestein als Ganzes oft diskordant stockförmig den Quarzdiorit. Jene Typen, welche noch relativ dunkel aussehen und nur äusserst untergeordnet Mikroklin führen, sind Mittglieder zwischen Quarzdiorit und Granitgneis, indem der erstere häufig in unbestimmten Flecken heller oder dunkler aussehen kann. Es hat dort eine innige Vermischung mit dem hinzutretenden Quarz-(Mikroklin-) Material stattgefunden, die beinahe als nebulitisch angesprochen werden muss.

Biotit-Granitgneis (Maggia-Werk, Freilaufstollen, km 9,301)

Chemische Analyse

| | | NIGGLI-Normen | |
|--------------------------------|-------|-----------------------------------|-------------------|
| | | Basis | Standard-Katanorm |
| SiO ₂ | 75,47 | Kp | 17,5 |
| Al ₂ O ₃ | 13,09 | Ne | 11,4 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,41 | Cal | 6,2 |
| FeO | 1,11 | Fs | 0,5 |
| MnO | 0,02 | Fa | 1,2 |
| MgO | 0,33 | Ru | 0,1 |
| CaO | 2,04 | Sp | 1,2 |
| Na ₂ O | 2,04 | Hz | 0,2 |
| K ₂ O | 4,83 | Q | 61,7 |
| H ₂ O + | 0,25 | | |
| H ₂ O - | 0,03 | | |
| TiO ₂ | 0,19 | | |
| Total | 99,81 | | |
| | | Magmentypus: yosemitit-granitisch | |

NIGGLI-Werte

| | |
|-----|------|
| si | 460 |
| al | 46 |
| fm | 10,5 |
| c | 13 |
| alk | 30,5 |
| k | 0,60 |
| mg | 0,25 |
| qz | 238 |

Integration

| | |
|------------|--------|
| Quarz | 37,3% |
| Plagioklas | 30,8% |
| Mikroklin | 20,3% |
| Myrmekit | 5,2% |
| Biotit | 5,6% |
| Epidot | 0,8% |
| | 100,0% |

5. Pegmatitischer Granitgneis, Pegmatite und Aplit

Mineralbestand (vgl. Photo 22): Mikroklin, Quarz, Plagioklas¹⁴), Biotit (Chlorit), Epidot, Orthit, Titanit, Muskowit, Calcit (Erz).

Im Grunde ändert am Mineralbestand und in der Ausbildung und Verteilung der Mineralien wenig gegenüber den Granitgneisen. Teilweise sind immer noch grosse Bezirke von polygonalkörnigem Plagioklasplaster (Oligoklas mit 27—28% An) vorhanden, welches nur bei überwiegender Vorherrschaft des Mikroklin stärker sericitisiert ist. Seltener sind eng begrenzte Teile des Mosaiks von feinen Quarztropfen durchsiebt.

Mikroklin überwuchert teilweise das Ganze. Entweder sind es riesige (bis faustgrosse) Xenoblasten, oft einfach verzwilligt, mit feiner Gitterung oder perthitischen Spindeln, die am Rand häufig Myrmekitbildungen

¹⁴⁾ Diese drei Mineralarten können je nach Vorkommen auch ihre Plätze in der Reihenfolge wechseln.

zeigen. Oder es sind riesige Xenoblasten, die in sich unregelmässige Feldverteilung — wie durch Sammelkristallisation entstanden — aufweisen und welche in Lagen, Knoten, Einzelkörnern stark sericitisierte Überreste des Plagioklasgefüges eingeschlossen enthalten. Man kann ausgezeichnet feststellen, wie der Mikroklin sich auch seitlich in krümeliger Randausbildung in das Plagioklasplaster hineindrängt. Oder der Mikroklin bildet ein unregelmässiges, mittelkörniges, monomineralisches Plaster, welches in einzelnen Flecken angereichert ist.

Biotit ist bis auf kleine, total chloritisierte Fetzchen nicht mehr im Gefüge enthalten, sondern nur noch in wenigen Nestern dicht zusammengedrängt in grossen Blättern vorhanden. Diese zeigen beginnende Chloritisierung.

Auch die akzessorischen Mineralien sind noch vorhanden, wobei sich besonders oft unmittelbar im Nebengestein (unter Beeinflussung durch den Pegmatit) grosse, hypidiomorphe Orthitkörper mit schmalem Epidotrand und etwas eingebuchteten Resorptionstaschen befinden.

Die *Aplite* sind im Grund nicht sehr verschieden von den Pegmatiten, d. h. sie zeigen feineres Korn, eigentlich keine dunklen GT mehr, und bestehen meistens aus reinem Plagioklasmosaik. Dasselbe ist stark sericitisiert und von seltenen, feinen Chloritblättchen, Calcitaderchen, kleinen Epidotxenoblasten durchsetzt. Andere GT konnten nicht beobachtet werden (Mikroklin fehlt also).

Eine besondere Form bilden zahlreiche, kreuz und quer durchschlagende, relativ schmale Gänge, indem beidseits randlich sich grössere helle Flecken anreichern, während sich im Zentrum des Ganges feineres Korn, resp. eine dunklere Zone, unter Zurücktreten der hellen GT befindet. Ein Schliff, der leider nur die Randzone mit den grösseren hellen Flecken anschneidet, zeigt erstaunlicherweise die völlige Abwesenheit von Mikroklin. Die Flecken sind aus dem immer erwähnten, polygonalkörnigen Plagioklasmosaik mit unregelmässig darin eindringenden, grösseren Quarzflecken oder -lagen zusammengesetzt. Es wurden aber auch Gänge mit Mikroklin-Randflecken festgestellt. Zwischen den Quarz-Plagioklasflecken sind besonders am Rande gegen das Nebengestein — einem meist biotitreichen, dunkleren Biotit-Plagioklasgneis — häufig Nester von chloritisierten Biotitfetzen, Hornblendestücken, Muskowitblättern, Calcitmassen, xenomorphen, grösseren Epidot-Orthitindividuen und in grossem Ausmass auch grosse, teils idiomorphe, teils etwas abgerundete Klinozoisitkörper vorhanden. Es scheint sich um ein randliches Assimulationsprodukt mit Umkristallisation des Randes zu handeln. Nirgends ist sonst der Klinozoisit so gross und gut entwickelt.

Aus der ganzen Erscheinungsform dieser Gänge lässt sich schliessen, dass hier eine Art speziell differenzierter Aplite vorliegt.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Die Variation im Mineralbestand und die Mengenverhältnisse der Mineralien in jedem der eben besprochenen Gesteine stellt am eindrücklichsten das Diagramm der Integrationswerte dar.

Da die Lagerungsverhältnisse dieser Gesteine im Abschnitt „Makroskopischer Charakter“ schon weitgehend erörtert wurden, soll hier nur

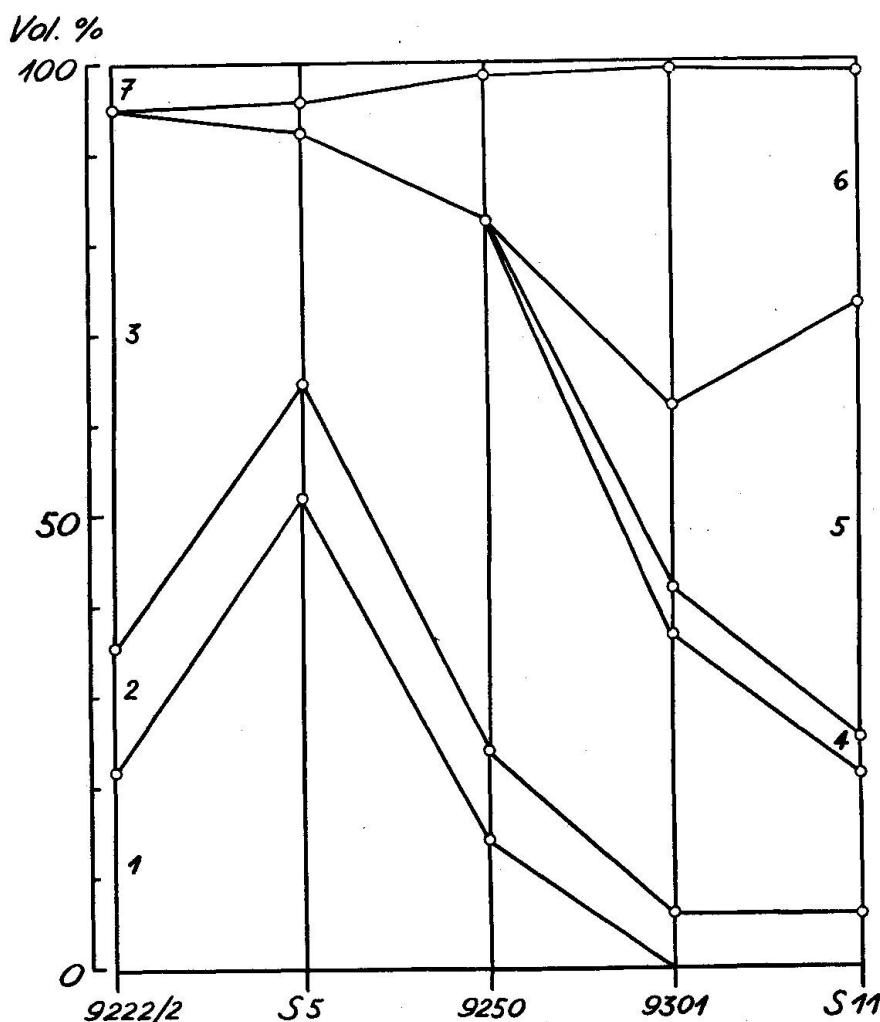


Fig. 3. Diagramm der Integrationswerte der quarzdioritischen und granitischen Gesteine.

- | | |
|--------------|---------------|
| 1 Hornblende | 5 Mikroklin |
| 2 Biotit | 6 Quarz |
| 3 Plagioklas | 7 Akzessorien |
| 4 Myrmekit | |

mehr kurz über die Variationsbreite des Mineralbestandes das Nötigste gesagt sein.

Im feinkörnigen Hornblendegneis der grossen, dunklen Schollen (9222/2) würde man zum vornherein den grossen Plagioklasgehalt kaum vermuten (die Integration ergab aber zweimal annähernd dieselben Zahlen). Der Plagioklas ist kleinkörnig und gleichmässig verteilt. Es wäre also eine enorme Zunahme von Hornblende mit gleichzeitiger Abnahme von Plagioklas zur kleinen dunklen Scholle (S 5) festzustellen. (Leider konnte wegen ungeeignetem Material von kleinen, dunklen Schollen keine Analyse ausgeführt werden.)

Die Entwicklung zum Normal-Quarzdiorit (9250) zeigt ausser Abnahme von Hornblende Zunahme von Plagioklas und nun vor allem Quarz.

Gegen den Biotit-Granitgneis (9301) hin fällt Hornblende weg und dafür tritt Mikroklin mit Reaktionsprodukten hinzu unter gleichzeitiger Zunahme des Quarzgehaltes und Zurückdrängung des Plagioklases. Gegen das Endprodukt dieser alternierenden Reihe, den pegmatitischen Granitgneis (S 11), nimmt Mikroklin gegen alle andern GT überhand.

Im ganzen gesehen bleibt Biotit recht konstant, und die Akzessorien (darunter Titanit, Epidot, Klinozoisit, Calcit, Erz) nehmen leicht ab.

In Verbindung mit dem eben Gesagten, welches aus der Zusammensetzung der Integrationswerte abgeleitet wurde, soll kurz der Gesamtchemismus anhand zweier Si-Variationsdiagramme für diese Gesteinsgruppen betrachtet werden.

Es fällt auf, dass die Analysen der zwei doch stark verschiedenen Gesteine 9222/2 und 9250 sich ausserordentlich gleichen. Der leichte Abfall von c und der leichte Anstieg von alk sind wohl zusammen mit dem Abnehmen der Hornblende (welches nicht so ins Gewicht fällt, da ja fm gleich bleibt) vor allem auf ein Saurerwerden des Plagioklases (von Andesin zu Oligoklas) zurückzuführen.

Für einen Vergleich unserer Analysen mit denjenigen aus benachbarten oder auch weiter entfernten Gebieten etwa gleicher tektonischer Lage oder ähnlicher Genese oder ähnlichen Gesteinsinhalts wurden Zusammenstellungen durchgesehen, die besonders die Gesteine des Maggia-Lappens, aber auch der Wurzelzone i. allg. (Valle Morobbia) und junge Intrusiva (Bergell, Adamello) betreffen.

Dabei wurde festgestellt, dass gerade die nächsten Vorkommen quarzdioritischer bis granitischer Gesteine, diejenigen des Maggia-Lappens, nicht einmal annähernd mit unseren verglichen werden können. Zudem zeigen sich auch keine Äquivalente von si über 200, so dass die

graphische Darstellung auf den Raum zwischen $si = 100$ und 200 beschränkt werden konnte.

Für den Vergleich der basischen Glieder, der Scholleneinlagerungen bis zum Normal-Quarzdiorit, eigneten sich besonders ein Amphiboldiorit aus dem Adamello-Massiv (A), ein Randgranit aus dem Bergeller-Massiv

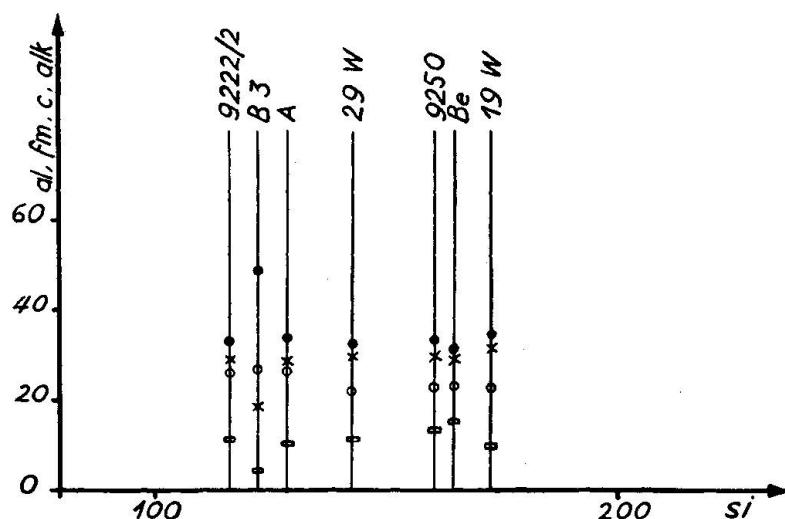


Fig. 4. Si-Variationsdiagramm der basischen Glieder der Gruppe I.

Analysen des Diagramms:

- 9222/2 Grosse, dunkle Scholle im Quarzdiorit, Freilaufstollen Maggia-KW, km 9,222.
- B 3 Melanokrater Coccogneis-Einschluss, Spluga/Giumaglio (aus BUCHMANN 1953).
- A Amphiboldiorit, Adamello; zw. Pso Blumone und Rifugio Rosa (aus BURRI, NIGGLI 1949).
- 29 W Tonalit; Val Melera (Analyse von J. WEBER, unveröffentlicht).
- 9250 Normal-Quarzdiorit; Freilaufstollen Maggia-KW, km 9,250.
- Be Granit, Randfazies, Bergell; Fornohütte SAC (aus BURRI, NIGGLI 1949).
- 19 W Tonalit; Val Morobbia (Analyse von J. WEBER, unveröffentlicht).

(Be) sowie zwei Tonalit-Analysen aus dem Gebiet der Valle Morobbia (W). (Die Analyse eines melanokraten Coccogneis-Einschlusses (B 3) wurde nur beigegeben, um deren völliges Abweichen zu zeigen.)

Von besonderem Interesse sind die 2 Tonalit-Analysen, die auffallende Ähnlichkeit mit unseren Typen zeigen. Die gesprächsweise geäuserte Meinung von J. WEBER¹⁵⁾, der mir seine Analysendaten bereit-

¹⁵⁾ Die Arbeit von J. WEBER über die Tonalite von Valle Morobbia bis hinüber ins Veltlin ist in Vorbereitung.

willigst zum Vergleich überliess, dass wohl für die betreffenden Gesteine eine ähnliche Genese anzunehmen sei (Durchtränkung von Amphiboliten mit Feldspatsubstanz — allenfalls auch Wegfuhr — infolge anatektischer Mobilisation), wie sie für unsere Quarzdiorite dargestellt wurde, müsste trotzdem für jenes Gebiet noch durch zusätzliche Daten gestützt werden.

Die nicht dargestellten Analysen von repräsentativen Kerngesteinen des Maggia-Lappens liegen alle zwischen unsren Werten für den Normal-Quarzdiorit 9250 und den Granitgneis 9301. Dieser letztere liegt weit ausserhalb den eigentlichen Granitgneisen (Alpigia, Matorello, Ruscada,

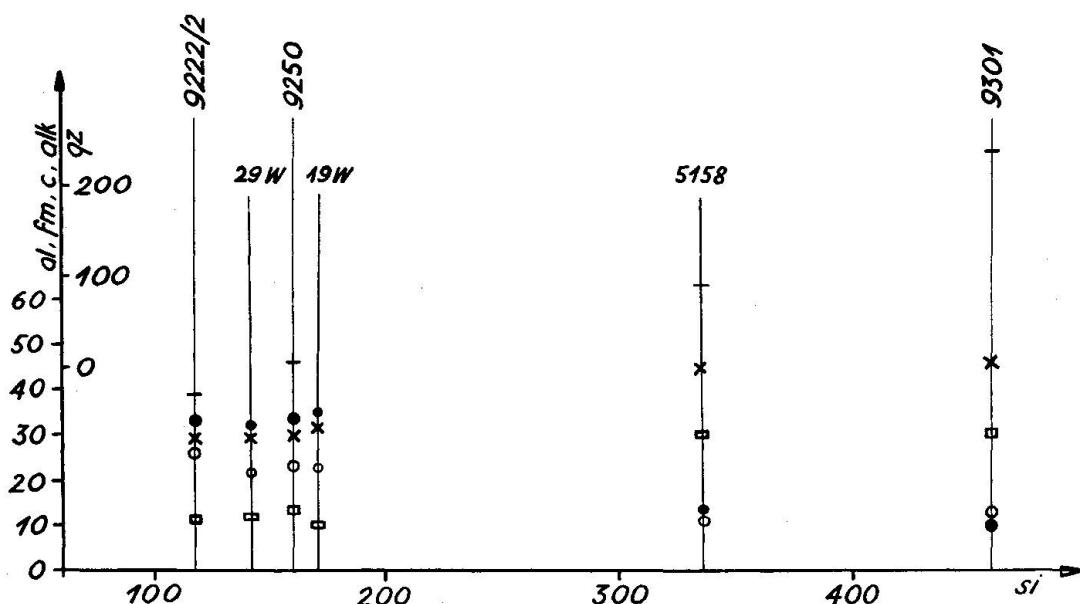


Fig. 5. Variationsdiagramm der Gruppe I.

(Erklärung im Text.)

Rebi) und findet nur Nachbarn in den entsprechenden Apliten, die aber i. allg. stärker in den Einzelwerten (al, fm, c, alk) abweichen. Gehen wir vom Normal-Quarzdiorit (9250) zum Biotit-Granitgneis (9301), so ist ausser einem normalen Verlauf der Änderung der Vergleichswerte nach pazifischer Gesteins-Vergesellschaftung eine enorme Zunahme von Quarz festzustellen. Gleichzeitig verschwindet ja Hornblende (fm sehr klein) und Plagioklas nimmt ab (c kleiner).

Vergleicht man nun mit dem porphyreidischen Gneis (5158) (der weiter hinten gesondert besprochen wird), welcher einen recht normalen, engadinitgranitischen Typus verkörpert, so fällt ausser dem Abtausch der Werte fm und c bei gleichem alk und al die enorme Zunahme von si

(auch entsprechend in der Quarzzahl) auf. Ich kann nicht umhin, hier eine Quarzzufuhr anzunehmen. Das Gestein sollte eigentlich im Diagramm an der Stelle der Analyse 5,158 stehen, wird aber durch die Quarzzufuhr soweit nach rechts gerückt. Je weiter man dann zu den pegmatitischen Gneisen S 11 (siehe Integrationswerte) fortschreitet, wird die Quarzzufuhr von einer gewaltigen Intrusion von Kalifeldspatsubstanz teilweise abgelöst.

Genetisch würde die ganze Entwicklung etwa so skizziert werden können, dass aus ursprünglichem Gestein (am ehesten in Form der Amphibolit- oder Hornblendegneis-Schollen, 9222/2) durch tektonische Tieferlegung unter Steigerung von Temperatur und Druck die Plagioklassubstanz teilweise verflüssigt und ausgepresst wurde (anatektische Mobilisation), unter gleichzeitiger Umkristallisation von Hornblende und Biotit zu grösseren Individuen. Damit wäre der Zustand der kleinen, dunklen Schollen (S 5) erreicht. Die aus gewissen Zonen ausgetriebene, helle Substanz durchdringt weiterhin die Grundmasse (unter beginnender Quarzzufuhr); es entsteht der beinahe massige Hornblende-Quarzdiorit (9250). Durch immer weitergehende Durchtränkung des Gesamten mit hinzukommender Quarz- und Kalifeldspatsubstanz entstehen sukzessive der Biotit-Granitgneis (9301) und der pegmatitische Gneis (S 11). Endlich dringen Pegmatite und Aplite aus der restlichen hellen Substanz in Klüften, Bruch- und Schwächezonen auf, womit dann dieser Zyklus einstweilen sein Ende findet.

Kationen-Prozente von 3 Analysen quarzdioritischer bis granitischer Gesteine

| | 9222/2 | 9250 | 9301 |
|----------|--------|-------|-------|
| Si | 44,7 | 52,7 | 72,0 |
| Al | 22,6 | 19,8 | 14,7 |
| Fe... | 2,5 | 2,8 | 0,3 |
| Fe, Mn.. | 3,3 | 2,9 | 0,8 |
| Mg | 7,0 | 5,3 | 0,4 |
| Ca | 9,9 | 7,6 | 2,1 |
| Na | 6,9 | 6,5 | 3,8 |
| K | 2,2 | 3,2 | 5,8 |
| Ti | 0,9 | 0,1 | 0,1 |
| Summe | 100,0 | 100,0 | 100,0 |
| O | 154,5 | 159,7 | 174,7 |
| H+ | 2,5 | 2,0 | 0,8 |

Kationen pro Standard-Zelle

| | 9222/2 | 9250 | 9301 |
|----------------------|--------|------|------|
| Si | 45,8 | 52,2 | 65,6 |
| Al | 23,2 | 19,6 | 13,4 |
| Fe ⁺⁺ | 2,5 | 2,8 | 0,3 |
| Fe, Mn ⁺⁺ | 3,3 | 2,9 | 0,7 |
| Mg | 7,2 | 5,3 | 0,4 |
| Ca | 10,2 | 7,5 | 1,9 |
| Na | 7,1 | 6,5 | 3,5 |
| K | 2,2 | 2,3 | 5,3 |
| Ti | 0,9 | 0,1 | 0,1 |
| Summe | 102,4 | 99,2 | 91,2 |
| H + | 5,0 | 4,0 | 0,8 |

Mit dem Vergleich der Werte der drei ausgeführten Analysen von quarzdioritischen bis granitischen Gesteinen der Vergeletto-Zone mittels Barth-Kationen-Proportionen wurde versucht, Stoffwanderungsprozesse quantitativ festzustellen.

In bezug auf die Standard-Zelle (berechnet auf 160 O), welche als Einheit die Austauschvorgänge von Kationen zahlenmäßig darstellen lässt, ergeben sich klar folgende Stoffwanderungen:

Vom Gestein 9222/2 ausgehend können wir die stärkere Zunahme von Si und eine schwächere von K feststellen. Ebenso nimmt Fe⁺⁺ noch etwas zu. Alle übrigen Kationen aber nehmen mehr oder weniger ab. Noch viel stärker ausgeprägt ist die schon angedeutete Tendenz beim Übergang von Gestein 9250 zu 9301. Ausser Si und K, deren Gehalt stark ansteigt, nehmen alle übrigen Bestandteile ab. Auch wird das Gestein fortschreitend entwässert.

Überträgt man diesen Stoffaustausch auf den Wechsel im Mineralbestand, wie er etwa im Integrations-Diagramm zum Ausdruck gebracht ist, so kommt man zu den genau gleichen Feststellungen, wie sie dort schon beschrieben wurden.

Die sehr gute Übereinstimmung der Barth-Werte mit den durch die Integration der Schiffe gewonnenen Daten bestätigt auch hier die grosse Bedeutung dieser Methode zur Aufklärung von metasomatischen Prozessen, wie sie hier sicher anzunehmen sind.

NACHTRAG ZU DEN UMWANDLUNGSERSCHEINUNGEN AN PLAGIOKLASEN

Während der Korrektur des Manuskriptes erschien in den Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36, 1955, die Arbeit von V. MARMO „On the Microcline

of the Granitic Rocks of Central Sierra Leone". Die Bilder, welche dieser Autor von Schliffen einiger präkambrischer Gneise und Granite gibt, stellen Umwandlungerscheinungen an Plagioklasen unter Einfluss einer K-Zufuhr dar, welche in äusserst auffallender Weise denen gleichen, die in unserem Gebiet allgemein verbreitet sind und deren Charakterisierung da und dort in unserer Arbeit versucht wurde. Auf eine Diskussion über die Genese des Mikroklins, wie sie von anderer Seite geführt wird (vgl. F. LAVES, 1955), kann hier nicht eingetreten werden, da diesbezügliche Untersuchungen aus Zeitgründen unterlassen werden mussten. In unserem Falle handelt es sich nur darum, eine K-Zufuhr festzustellen — wobei der Alkalifeldspat heute als Mikroklint vorliegt — und die dadurch bewirkten Umwandlungerscheinungen anzuführen, welche grundsätzlich dieselben sind, wie sie von MARMO in seiner Arbeit aufgezählt werden.

4 der 5 dort genannten Erscheinungsarten des Mikroklins, wie

1. Plagioklas ersetzend
2. Muskowitisation des Plagioklases und Entstehung von Myrmekiten bewirkend
3. Kornzwischenräume erfüllend
4. In Pegmatiten mit spärlicher Gitterung und oft perthitisch entmischt auftretend

sind hier in charakteristischer Weise ebenfalls entwickelt.

Phase 1 hält durchwegs, in fortschreitendem Masse von den Quarzdioriten bis zu den pegmatitischen Granitgneisen an; in den zuletzt genannten Gesteinen sind ja die riesigen Mikroklinmassen mit eingeschlossenen Resten von unvollständig „gefressenem“ Plagioklas, der stark sericitisiert ist, allgemein.

Phase 2 wurde hier in fortgeschrittenem Stadium bei Aplitgraniten beobachtet (vgl. Fig. 11).

Phase 3 tritt überall auf, wo nur geringere Mengen von Alkalifeldspatsubstanz anwesend sind. Auch die reichliche Entstehung von Zoisit (in unserem Falle Epidot) wird von MARMO durch Zufuhr von K und nachfolgende Umwandlung von Plagioklas angenommen. Es bleibt immer noch offen, ob die Epidot-Plagioklaslinsen der quarzdioritischen Gesteine (welche ja keinen Mikroklint enthalten) trotzdem durch versteckt beginnende K-Zufuhr entstanden sind, indem der notwendige Stoffaustausch innerhalb des Plagioklasgitters stattgefunden hat, ohne dass dies vorerst äusserlich feststellbar ist. (Die wechselnde Auslöschung der Plagioklaskörper vom Kern zum Rand zeigt ja schon einen Unterschied in der Zusammensetzung innerhalb des einzelnen Kernes an.) Die Epidotsubstanz hätte sich dann aus dem Plagioklas gelöst und zwi-

schen den Körnern als Epidot kristallisiert. (Warum sich der Epidot aber gerade im Zentrum der Flecken gebildet hat, ist damit noch nicht ermittelt; es war ja auch kein Unterschied im An-Gehalt der Kern- und Randplagioklase festzustellen). Es braucht jedenfalls nicht unbedingt eine Durchbewegung stattgefunden zu haben, wie ANGEL meint, sondern die Stoffaustauschprozesse konnten sich rein intern abwickeln.

Im ganzen gesehen ist tatsächlich eine reichliche K-Zufuhr für alle diese Umwandlungerscheinungen verantwortlich zu machen, welche sämtliche Gesteine des Gebietes in wechselndem Ausmass betroffen hat.

II. Gruppe der Injektionsgneise (s. I.) der Zone von Mergoscia

VORKOMMEN

Die Gesteine der Injektionsgneis-Gruppe sind zum überwiegenden Anteil südlich des Zuges von Gresso zu finden. Eine Varietät der flaserigen Gneise mit makroskopisch schwarzem Biotit, nämlich der Vergeletto-Typ, befindet sich nördlich davon, hat aber keine weitere Verbreitung in die Gneismasse des Maggia-Komplexes hinein. (Flaserige Gneise vom Vergeletto-Typ bilden da und dort auftretende, schmale und bald auskeilende Einlagerungen im Lagen-Bändergneis des Lodano-Typus.)

Graue Biotitgneise sind besonders im Süden noch reichlicher vertreten, doch nur als Einschaltungen, indem sie gerne von lagigen Biotitgneisen abgelöst werden. Diese fein- bis groblagigen Biotitgneise bilden den Hauptanteil der Zone von Vosa-Croppi sowie auch — zum Teil etwas heller — der Zone von Ponte Brolla. Aber auch im Westen kommen sie reichlicher als Einlagerungen vor und sind zwischen Croce- und Gresso-Zug fast ausschliesslich vorhanden.

Die lagig injizierten Biotitgneise am NE-Rand der Zone von Mergoscia haben eigentlich dasselbe Aussehen, nur sind sie schon stärker von subparallelen Lagen und Schnüren von Injektionsmaterial durchzogen. Allmählicher Übergang von einer Gesteinsart zur andern ist hier überall vorhanden¹⁶⁾.

Die grob schlierig-knotig injizierten Gneise vom Typ Mergoscia (vgl. Photo 3) nehmen im Osten die ganze Breite ihrer Zone ein, in wechselnder Intensität der hellen Bestandesmasse. Gegen W tritt diese

¹⁶⁾ Diese Gesteinskoplexe wurden nur der Klarheit der Karte wegen deutlich abgegrenzt, jedoch rechtfertigen sich nach den neuesten Einsichten über Bau und Entstehung dieser Gneismassen so scharfe Grenzlinien eigentlich nicht mehr!

grobschlierige Injektion zugunsten einer mehr nebulitisch-aplitischen zurück, während gegen den Ribo-Durchbruch hin einerseits die grob-flaserigen und anderseits die lagigen Typen überhandnehmen. Die grob-flaserigen Typen wurden in grosser Masse vor allem östlich Campo bis gegen den Talkessel von Brusate angetroffen, sowie auf der W-Seite der Teste. Sie gehen auch hier oft allmählich in lagigere Typen über; teils aber sind sie sehr massig. Im Bereiche zwischen Russo, Teste, Forcola, P. della Croce, Mosogno enthalten alle Typen fast durchwegs reichlich Hornblende (Ausnahme Aplitgneise). Die Hornblendeführung ist auch im Süden des Salmone intensiv, doch mögen noch viele andere Gegenden hornblendeführende Gesteine enthalten, nur wurden sie bei der Begehung übersehen. Das Auftreten von Hornblende-Titanit-Pegmatitschlieren ist sozusagen der bewährteste Anzeiger für das Vorhandensein von Hornblende im Nebengestein. — Immerhin beobachtete ich dieselben nur am E-Hang des Salmone, bei Vii, am Fussweg von der Seilbahnstation Chiosso di Mosogno zu den Baracken der Baustelle Isorno der Maggia-Kraftwerke sowie an mehreren Stellen im Stollen.

AUSSEHEN (vgl. Photos 1, 2, 3, 7, 13, 14)

Die Biotitgneise der Zone von Mergoscia sehen gewöhnlich grau, heller oder dunkler, aus. Im allgemeinen sind sie nie so feinkörnig wie die Biotitgneise der typischen Paragesteinszüge. Nur selten sind sie auf grössere Mächtigkeit homogen, meistens durchziehen undeutliche, feine, hellere Lagen das Gestein. Die Lagen können auch breiter werden. Sie können sich in Linsen verbreitern oder sich in rundlich gelängte „Augen“ abteilen. Die Struktur wechselt also ständig von Lage zu Lage, von Komplex zu Komplex. Dann und wann führen diese Biotitgneise auch Hornblende. Dieselbe ist in grösseren Knötchen im Gestein unregelmässig eingelagert, so dass das Ganze fleckig aussieht. Oft liegen auch Biotitgneise vor mit durchziehenden Bändern aus hellem Material von $\frac{1}{2}$ bis mehrere cm Dicke. Biotitgneise von oben genanntem Typus können auch als Schollen oder Komplexe in den Aplitgneisen verfaltet sein; sie können ferner von ptygmatischen, hellen Lagen durchzogen sein, ohne dass die Biotite des Grundgestein den Fältelungen derselben folgen würden. Diese Kategorie der Biotitgneise lässt sich kaum strikte von den Lagen-Injektionsgneisen trennen. Ein allmählicher Übergang zu vermehrter Anzahl heller Lagen, heller „Augen“, heller Schlieren leitet über zu den dick-schlierig-knotigen Injektionsgneisen des mittleren Typus von Mergoscia (Photo 3). Die Injektion kann sich hier wiederum vorerst in Lagen

bemerkbar machen; das Gestein wird im ganzen aufgehellt. Helle Lagen, oft etwas grobkörniger als das Nebengestein i. allg., von verschiedener Dicke und Konstanz werden von etwas groberen Biotithäuten umsäumt oder lockern das Biotitgefüge der grauen Gneise nebulitisch auf. Die Schlieren können recht dick werden mit grobem Korn, wobei aber die Feldspäte immer noch alle weiss sind. (In den echten Pegmatiten sind die Plagioklase weiss, während der Mikroklin mehrheitlich rosa gefärbt erscheint.)



Fig. 6. Injektionserscheinungen in Biotitgneisen. Campo.

Am Koordinatenschnitt 696050/118970 im Talkessel von Campo kann der schematisch skizzierte Injektionsgneis dieser Form aufgefunden werden. Ein breites, helles, gefälteltes Injektionsband (weiss) im sonst grauen Biotitgneis (schwarz) sendet schlierige, helle Bestandesmassen in einer Richtung in den Biotitgneis, währenddem eine zusammenhängende Lage hellen Materials den Wirkungsbereich dieser Injektion begrenzt, einigermassen konform dem Hauptbande.

Diese Erscheinung stellt ein gewisses Analogon zu den Kontakterscheinungen des Quarzdiorites gegenüber Hornblendegneis mit Fleckenbildung im Riale di Vergeletto dar.

Diese groben Injektionsgneise können sehr mächtige Komplexe aufbauen (siehe Karte), wobei die Intensität der Injektion stets wechselt. Diskordante Pegmatite aus dieser Gesellschaft mit groben, farbigen Feldspäten treten dann und wann auf, sind aber weit weniger häufig als in anderen Gegenden der Wurzelzone. Sie enthalten nie Hornblende, höchstens etwa groben Biotit und viel Quarz. Die lagigen bis schlief-

knotigen Injektionsgneise können aber auch Hornblende führen, welche sich als dunkle Knoten meist an den Rand der hellen Schlieren legt. Die Injektion kann sich bis zu eigentlichen groben Pegmatitgneisen verstärken, die da und dort breitere Komplexe einnehmen. Es können daraus Hornblendepegmatite in grösseren Massen, meist schlierig-grobkörnig, oder in kleineren, unförmigen Linsen und dicken Schlieren im — meist Hornblende führenden — Nebengestein entstehen (wie derjenige von km 4,450, vgl. Photo 7). Der Gehalt dieser besonderen Art von Pegmatiten an Titanit ist meist erheblich. Die Feldspäte sind selten farbig, Biotit fehlt. (Diese Pegmatite mögen nur in Biotit-Hornblendegneisen vorkommen.)

Eine andere Art der Chorismite der Gegend sind die feinflaserigen bis pegmatitisch grobflaserigen-knotigen Biotitgneise. Sie können strichweise abwechseln mit Lagen- oder Injektionsgneisen, oft mit fliessendem Übergang zu denselben (Photo 13). In gewissen Gebieten bauen sie aber mächtige Komplexe auf (siehe Karte) und können gar sehr massig werden. Diese Gesteine variieren von feinstem Korn mit schön abgesetzten, weissen „Augen“ bis zu grobknotigen Gneisen mit dicken Biotitlagen zwischen den Feldspatknoten. Auch diese Gneise können mit oder ohne Hornblende auftreten, und enthalten auch die oben genannten, groben, hellen Schlieren der Hornblende-Titanitpegmatite. Charakteristisch ist ferner, dass die Hornblenden, etwas kurzsäulig, meistens schief zur Schieferung dieser grobflaserigen Biotit-Hornblendegneise stehen (Photo 14). Diese Gesteine können besonders schön im Bacheinschnitt von der Onsernone-Strasse zwischen Mosogno und Barione (Richtung nach Russo) gegen den P. della Croce hinauf studiert werden, sowohl im Detail wie in der Lagerung. Der Übergang von den am Anfang dieses Kapitels genannten grauen, gewöhnlichen Biotitgneisen mit kleineren Hornblende-knoten zu diesen grobflaserigen Typen kann ebenso allmählich erfolgen wie derjenige von den feinlagigen Biotitgneisen zu den groben Injektionsgneisen.

Eigentliche „Augengneise“, Ophthalmite im engeren Sinne, mit gut voneinander abgesetzten Augen (also einigermassen gleichförmigen Feldspat-Individuen — seien sie nun idiomorph oder elliptisch, Einkristalle oder Körnergefüge) kommen nur äusserst untergeordnet vor. Das Vorkommen von km 5,158 zeigt einen Zweiglimmergneis mit cm-langen, oft einigermassen idiomorphen Alkali-Feldspatindividuen. An der Strasse vom Pte Oscuro nach Russo ist ebenfalls noch ein solcher Gneis (wenn auch schon weniger deutlich) eingelagert, und so noch vereinzelt an andern Orten.

MIKROSKOPISCHES BILD

1. Biotitgneis, z. T. feinlagig, grau, mittel-feinkörnig, Schliff 4400

Quarz: Nimmt grössere Flächen ein, ist aber im übrigen ganz unregelmässig verteilt. In kleinen Körnchen zwischen den grösseren Plagioklas-Individuen und dem Biotit eingeklemmt, oder in lagigen oder unregelmässig „augigen“ Flecken, die aus zackig ineinandergreifenden Individuen mit undulöser Auslöschung bestehen.

Plagioklas: Panxenomorphe, grössere Körner, die oft noch mit Biotit (+ Akzessorien) zusammen ein einheitliches Grundgewebe ausmachen, welches von Quarz und Mikroklin durchsetzt wird. Häufig verzwillingt und vom Kern zum Rand mit kontinuierlich wechselnder Auslöschung. Lichtbrechung ähnlich Quarz, deutet auf Oligoklas. Durch Kataklase getroffen wird Plagioklas oft intensiv sericitisiert. Eine Umwandlung wird weiterhin durch das Auftreten von rechteckigen Plättchen niedriger Lichtbrechung, vor allem gegen das Zentrum eines Plagioklaskornes hin angedeutet.

Mikroklin: Sehr unregelmässig im Schliff verteilt, eher nur in gewissen Lagen oder Adern angereichert, manchmal in grossen Xenoblasten perthitischer Entmischung mit reichlichen Randreaktionen myrmekitischer Art gegen Plagioklas.

Biotit: Grössere bis kleinere, fetzenförmige, ausgefranste Blätter, oft stark der Chloritisierung anheimfallend, Pleochroismus blassgeblieblich bis dunkeloliv, An- und Einlagerungen von vielen akzessorischen Mineralien.

Epidot: Meist kleinere, rundliche Körner; mittelgross, die eine Idiomorphie anstreben, oder grosse xenomorphe Individuen. Sehr grosse davon können auch stark resorbierten, pleochroitischen Orthitkern enthalten.

Klinozoisit: Wie Epidot auftretend.

Titanit: Kleine, rundlich-längliche, xenomorphe Körner.

Erz: Meist mit Biotit eng vergesellschaftet, eckige bis idiomorphe Individuen, Magnetit.

Diese Gesteine können auch dann und wann (nie sehr reichlich) Hornblende enthalten, die stets poikilitisch von Quarztropfen durchsetzt ist und stark buchtig resorbierte Umrisse zeigt.

Der Übergang zu den lagigen bis schlierig-knotigen Injektionsgneisen vollzieht sich durch Überhandnehmen von Quarz und Mikroklin. Die groblagigen und grobkörnigen Injektionsgneise gehen dann sukzessive zu den Pegmatiten über, während die feinlagigen und die leicht bänderigen zum aplitischen Typus hinneigen. (Die hellen Lagen zeigen genau die wirr verteilten und ineinander verlappten hellen GT wie die Aplitgneise.)

Eine weitere Erscheinung soll kurz geschildert werden: seltener sind zwischen den Biotitlagen dieser Gneise längliche ($\frac{1}{2}$ bis 2 cm lange) elliptische Einschlüsse vorhanden, die entweder nur aus einem blassgelblichen, feinfaserig-radialstrahlig angeordneten Mineral bestehen (welches sich durch eine Röntgen-Analyse als Titanit zu erkennen gab), oder diese

gelbliche Masse kann im Zentrum einen grau metallischen Kern enthalten, der Ilmenit sein dürfte. Von J. P. HUNGER wurde ein wenigstens 5 cm Ø aufweisender solcher komplexer Einschluss im Biotitgneis der ersten km des Stollenabschnittes Mosogno-Lodano gefunden. Da oftmals noch Quarz mit diesen Einschlüssen zusammen zwischen den Gneislagen eingeklemmt ist, wird eine hydrothermale Entstehung angenommen, wobei der Reaktionsrand des Titanits (Leukoxen) um den Ilmenitkern herum durch späteres Dazutreten von Ca-haltigen Lösungen entstanden ist.

2. Injektionsgneis, Typ Mergoscia, Schliff 5005

Quarz: Xenoblasten, lappig oder zackig miteinander verzahnt, auch kleinere, xenomorphe Körner überall zwischen den Plagioklasen. In den hellen, groben Injektionsadern grobkörnig, teils in grösseren Flecken, undulös auslöschen.

Plagioklas: In einzelnen Bereichen relativ ruhiges, unregelmässiges Mosaik verzwillingter Körner, etwa von Quarz durchsetzt. Biotit undeutlich gerichtet da zwischen oder in dichteren Lagen um grössere dieser Flecken herum. In den groben Injektionsadern ist auch Plagioklas (Oligoklas mit 27—28% An) grobkörnig xenomorph. Fast stets zeigen diese Xenoblasten etwas diffus zonar wechselnde Auslöschung und sind voller Mikroklinflecken, welche teilweise gelegentlich gerichtet erscheinen. Plagioklas greift andererseits in Mikroklin vor unter Myrmekitbildung.

Mikroklin: Im wenig injizierten Teil kaum vorhanden, dafür in den hellen Lagen grob xenomorph oder Gefüge kleinerer Mikroklinkörner, stets die andern GT verdrängend, flau gegittert oder perthitisch entmischt. Myrmekite.

Es wurde nie beobachtet, dass der Mikroklin im Zentrum von Plagioklasen Anlass zu Myrmekitbildung gab, hingegen kommt es oft vor, dass derselbe Plagioklas, welcher Mikroklinflecken enthält, am Rande dann in umliegenden Mikroklin vordringt unter Myrmekitbildung.

Biotit: Z. T. wirr in ausgefransten Blättern. Es kann an manchen Orten die Resorption durch Plagioklas beobachtet werden. Es kann sich nicht um eine direkte Umwandlung von Biotit in Plagioklas handeln, indem stets die Bildung von Alkalifeldspat beobachtet wurde (vgl. Fig. 14, Biotit des Lodano-Typus). Trotzdem deuten die buchtig in die Biotitblätter hineingreifenden Plagioklaskörper eine enge Beziehung zwischen den zwei Mineralien an, vielleicht dass sie gleichzeitig — unter gegenseitiger Wachstumsbehinderung — kristallisierten. Manchmal lagenweise total aufgelöst, kleinste Erzkörnchen in Reihen, dazwischen Feldspatsubstanz. Etwas chloritisirt, vererzt und von Epidot angegriffen.

Epidot: Besonders in der Randbiotitlage vom weniger injizierten Biotitgneis zu groben Injektionslagen angereichert, in kleinen Körnern, z. T. hypidiomorph. Z. T. scharf abgetrennte Teile von gelb-pleochroitischem Pistazit.

Orthit: Wenigstens 1 grösseres Korn pro Schliff, mit Epidotrand.

Klinozoosit: Rundliche, kleine Körner, meist in Biotitchlorithaufen.

Titanit: Z. T. in Biotit drin, mehr oder weniger idiomorph.

Erz: Feinste Körnchen im Chlorit.

Struktur

Granoblastisch.

Textur

Gerichtet, grob-knotig-schlierig.

3. Grobflaserige Gneise mit oder ohne Hornblende, Schliff 6217 (vgl. Photo 14)

Mineralbestand

Plagioklas, Quarz, Mikroklin, Biotit, Epidot, (Orthit), Hornblende, Klinozoisit, Titanit, Erz.

Der Typus lässt sich mit wenig Worten charakterisieren, indem praktisch derselbe Mineralbestand wie in den Hornblende-Titanitpegmatiten (siehe dort) vorkommt.

Ein unregelmässig, grob-polygonales Plagioklasplaster, durchsetzt oft von kleinen Quarztropfen bis -körnern, umschmiegt oder durchsetzt von biotitreichen Lagen mit Epidot und Klinozoisit, wechselt ab mit Flecken aus verzahnten, undulös auslöschenden Quarz-Individuen oder Flecken aus unregelmässig polygonal begrenztem Mikroklin-Körnerpflaster. Selten nur treten grössere Mikroklinxenoblasten auf. Mikroklin in kleinen Körnchen sich zwischen die Plagioklase drängend, erzeugt dann und wann Myrmekite; dasselbe in Randbereichen der Xenoblasten. Hornblende und Biotit, Epidot und Titanit erscheinen oft zusammen gedrängt zwischen den Flecken und Flasern der hellen GT. Titanit kommt wiederum auch in grossen Idioblasten zwischen den hellen GT allein vor. Orthit ist recht häufig gross ausgebildet, mit Epidotrand.

Das besondere Charakteristikum der abgedrehten, schief zur Schieferung gestellten Hornblenden wurde an einer Stelle im Schliff beobachtet (vgl. Photo 23). Das Hornblende-Individuum ist länglich und zeigt S-Form, welche aber nur durch die so geformten Umrisse, nicht durch Verbiegung des Minerals hervorgerufen wird. Die äusserst zahlreichen Einschlüsse deuten hübsch die S-Form an durch ihre Lagerung innerhalb des Hornblendestengels. Die Deutung der Entstehung einer solchen Form erscheint zunächst unmöglich. Es müsste denn Hornblende — die ja nicht verbogen ist — ein Spätprodukt bedeuten, indem sie eine gebogene Biotit-Epidotlage in sich eingeschlossen hätte. Es musste Bewegung während der Kristallisation der Hornblende stattgefunden haben, die jedoch nur den Stoffansatz an gewisse Stellen (im Druckschatten) dirigierte, jedoch keinesfalls das Kristallgitter zu deformieren vermochte. Mir scheint nur die Auskristallisation der Hornblende als Spätprodukt etwas unwahrscheinlich zu sein.

Die feiner-flaserigen Biotitgneise enthalten denselben Mineralbe-

stand, auch mit Hornblende. Die Injektion bezieht sich auf Quarz und Mikroklin, die lagen- und fleckenweise in den Altbestand von Plagioklasplaster (unregelmässig) mit Biotit eingedrungen sind. Die „Augen“ bestehen grösstenteils aus Quarz- oder aus Mikroklinansammlungen. Immerhin kommt es auch vor, dass das Plagioklasplaster durch wohl eingedrungenen Quarz auseinander gedrängt wird und so ebenfalls Flecken entstehen konnten. Epidot immer reichlich in kleinen Körnern in Begleitung des Biotits, ebenso nur kleinerer Orthit, Klinozoisit, Titanit.

In einem gröberflaserigen Gestein kam massenhaft Erz in relativ gut idiomorphen Formen vor — Reflexfarbe bei Wegblenden des Spiegels gab teils bläulich-weiss-glänzende Partien (Magnetit), teils gelb glänzende Stücke (Pyrit); an einer Stelle Pyritkorn mit Magnetitrand.

Interessant ist die Feststellung, dass die Flasern oft nicht linsige, räumlich geschlossene Gebilde darstellen, wie dies nach dem Querbruch angenommen werden könnte, sondern dass sie nur linsenförmige Querschnitte von stengeligen, hellen Lagen in der Ebene des Längsbruches sind (Schliff 5305).

4. Hornblende-Titanitpegmatite

Mineralbestand

Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Hornblende, Epidot, Titanit, Biotit, (Chlorit), Klinozoisit, Erz

Mineralien

Quarz: Sehr grosse, extrem xenomorphe Flecken undulöser Auslöschung mit eingeschlossenen Plagioklaskörnern. Stets wirr zackig bis lappig gezahnte Individuen durcheinander gewachsen.

Plagioklas: Teils xenomorph, teils hypidiomorph, in kleineren Körnern oder recht häufig auch grossen Porphyroblasten. Stark verzwillingt, Zwillingslamellen oft verbogen oder Körner in verschiedene Felder zerbrochen (Oligoklas mit 28% An). Viele Individuen zeigen unregelmässig zonar wechselnde Auslöschung. Etliche sind in Zersetzung begriffen; entweder durchzieht ein wirres Adersystem von Substanz niedrigerer Lichtbrechung (Albit oder Kalifeldspatsubstanz) das Korn, oder es sind die schon oft angetroffenen, regelmässigen Plättchen oder unregelmässigen Flecken von Alkalifeldspat, die hauptsächlich im Kern des Kernes vorkommen.

Biotitfetzchen oder wirres Adernetz von Epidotsubstanz können ebenfalls eingeschlossen sein. Gegenüber Mikroklin sind mannigfache Myrmekitformen ausgebildet.

Mikroklin: Er tritt nur selten in grösseren Xenoblasten auf; meist bildet er mittlere bis kleine xenomorphe Körner, teilweise sogar nur Zwischenkornsubstanz (abgesehen von Flecken in den Plagioklasen), verwaschen gegittert oder perthitisch

entmischt. Auch Mikroklin kann vom Epidot-Adernetz gleich Plagioklas durchzogen sein. Dies ist vor allem der Fall, wo noch Plagioklassubstanz in Resten von Mikroklin umschlossen wird, oder dann besonders deutlich in Verbindung mit perthitischen Spindeln von Albit. Mikroklin gibt Anlass zu Myrmekitbildungen, wobei er teilweise bereits früher entstandene Myrmekite wieder resorbiert. Mikroklin kann Plagioklas völlig in Schollen auflösen und greift auch Biotit in erheblichem Ausmass an.

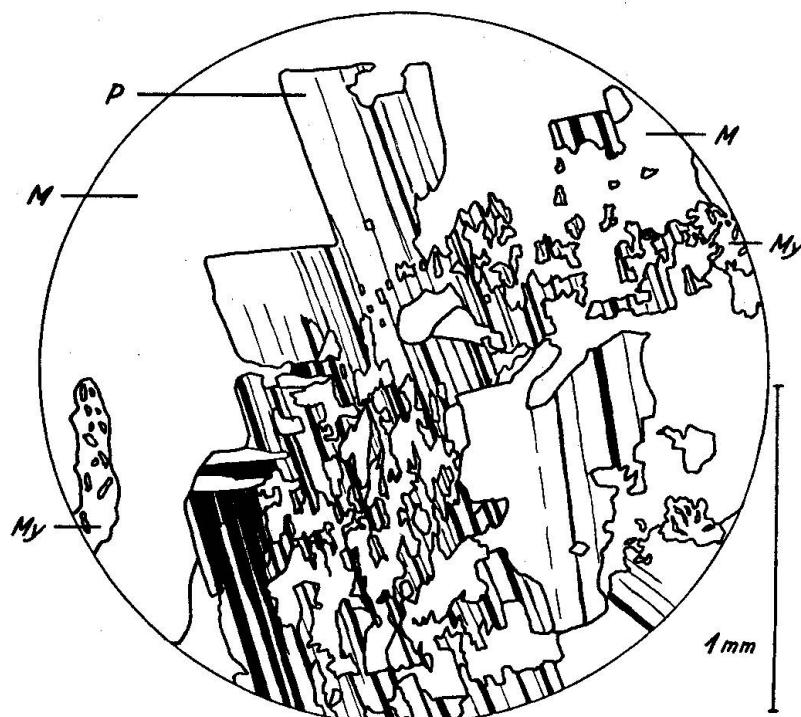


Fig. 7. Korrosion von Plagioklas durch Mikroklin.

P = Plagioklas, My = Myrmekit, M = Mikroklin

Biotit: In stark ausgefransten Blättern, die von den hellen GT und vom Epidot angefressen erscheinen, aber auch mit den Hornblenden verwachsen, diese ungeregelt durchdringend, meist in Flecken mit diesen zusammen. Er kann stellenweise noch relativ frisch aussehen, während er doch häufiger stark chloritisiert ist.

(Chlorit): Aus Umwandlung von Biotit: faserige Ausbildung mit bläulichen Interferenzfarben.

Aus Umwandlung von Hornblende direkt: meist Pseudomorphosen nach dieser und dann praktisch isotrop!

Muskowit: In kleinen Blättchen dem Biotit angelagert, wahrscheinlich aus diesem entstanden.

Hornblende: Neben wenigen, kleineren Körnern kommt Hornblende in grossen Porphyroblasten vor. Diese waren oft einmal hypidiomorph, wie makroskopisch die Umrisse andeuten; nun sind nur noch Relikte vorhanden. Die Einschlüsse und resorbierenden Mineralien sind so dicht zusammengelagert, dass Hornblende oft nur noch skelettartig dazwischenklemmt erscheint.

Die Hornblende als offensichtliche Erstausscheidung ist unter den späteren

Bedingungen nicht mehr stabil und beginnt sich umzusetzen. Es geschieht dies auf verschiedene Weise:

1. Meist vom Rande her in Fasern zerlegt und in Chlorit — eventuell heute chloritisierter Biotit — verwandelt (im Chlorit lagern sich feinste Körnchen in Häufchen an — nach ZAWADYŃSKI Epidot). Es sind Anzeichen vorhanden, dass

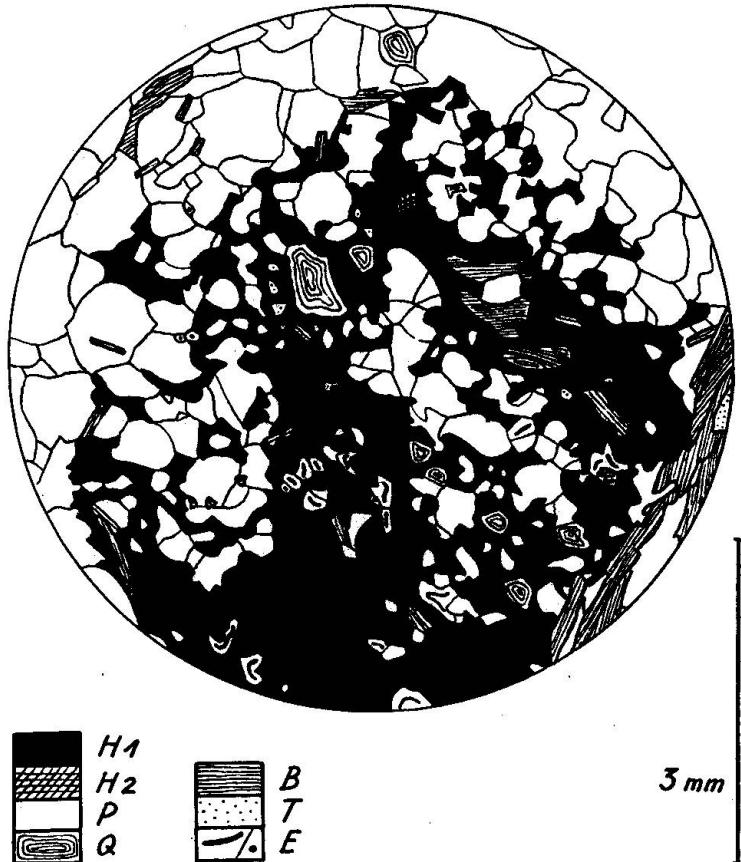


Fig. 8. Korrodierte Hornblende, voll von Einschlüssen.

| | |
|--|---------------|
| H_1 = grosse, reliktische Hornblende | B = Biotit |
| H_2 = Hornblendeeinschluss | T = Titanit |
| P = Plagioklas | E = Epidot |
| Q = Quarz | |

sich Hornblende direkt in Chlorit umwandelt, indem ganze Chloritkörner noch durchaus die rhombischen Umrisse von Spaltstücken des Hornblende-Basis schnittes zeigen.

2. Plagioklas dringt vom Rande her vor unter Abscheidung von Sericit und an andern Orten von Epidot.
3. Quarz spaltet Hornblende durch sein Eindringen mechanisch in Stücke auf, scheinbar ohne weitere chemische Umsetzung.
4. Epidot dringt längs Spaltrissen zwischen die Hornblende und weitet diese immer weiter auf Kosten des Wirtminerals aus. Dabei spielt die Einlagerung von Fe

in den Epidot eine entscheidende Rolle, erkennbar an zitronengelbem Pleochroismus des Pistazites.

5. Calcit scheidet sich seltener in Spaltrissen aus.

Eine Entstehung des Titanits aus der Hornblende konnte nirgends beobachtet werden. (Nur an einer Stelle wurde ein Titanitkorn in direktem Kontakt mit Hornblende gesehen, doch ohne Resorptionsformen.) Meist liegen seine grossen, idiomorphen Individuen inmitten der hellen GT. Entweder müssen die Ti-haltigen Lösungen, welche bei der Hornblendezerersetzung sonst frei zu werden pflegen, weitergewandert sein, um sich zu kristallisieren, oder der Titanitgehalt steht gar nicht mit der Hornblendeumwandlung in Zusammenhang. Die Hornblende selbst ist eine gewöhnliche, mit Pleochroismus wie bei den Quarzdioriten beschrieben, verwaschene Interferenzfarben gegen grau.

Epidot: Meist krümelige Masse oder extrem xenomorphe Körner. Einsteils in innigster Durchdringung mit Hornblende, dann aber auch aderartig wirr in Feldspäten und Biotit. Sehr oft etwas gelblich pleochroitisch (Tendenz zu höherem Fe-Gehalt).

Klinozoisit: Häufig in rundlichen Körnern, seltener mit Epidot zusammen in den Hornblende-Biotit-Ansammlungen oder häufiger mit Titanit oder allein zwischen den hellen GT.

Titanit: Meist grössere, hauptsächlich idiomorphe Individuen, teils etwas resorbiert, zwischen den hellen GT. Oft in gewissen Flecken angehäuft, jedoch nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit Hornblende.

Erz: Etwa mit Hornblende-Biotiflecken zusammen, besonders wo Chlorit vorherrscht. Dort in eckigen, z. T. idiomorphen Körnern, Magnetit, z. T. Pyrit und etwas Limonit.

Struktur

Granoblastisch bis porphyroblastisch reliktisch. Hornblende stark poikilitisch durchsetzt von andern GT (Reliktstruktur).

Textur

Kaum gerichtet, massig.

KERN (1947, p. 77) weist darauf hin, dass solche pegmatitische Schlieren keine echten Pegmatite seien, sondern in Struktur und Mineralbestand mit dem Nebengestein durchaus übereinstimmend. Im Aufschluss km 4,450 des Stollens ist aber dieses Gestein gangförmig und durchaus verschieden vom Nebengestein. Man kann nicht mehr von homöogen-chorismatisch sprechen.

PARASKEVOPoulos (1953, p. 257) erwähnt mit kurzen Worten das Auftreten eines Hornblendepegmatites im Centovalli, doch geht er infolge Fehlens des Anstehenden nicht näher darauf ein.

Nach unseren Feststellungen wird nicht ein reiner Pegmatit magmatischer Herkunft vorliegen, sondern entsprechend dem Mineralbestand ist es ein Produkt der Vermischung von magmatisch-pegmatitischem

Material mit eingeschmolzener Nebengesteinsmasse. — Andere Pegmatite, nicht einmal sehr weit vom obigen Vorkommen entfernt, zeigen doch den gewohnten Typus mit farbigen Feldspäten, Quarz und grobem Biotit.

Es handelt sich also um eine lokale Erscheinung, die besonders hornblendeführenden Gesteinen eigen ist.

5. Porphyreidisches Gneis, Schliff 5158

Ein besonderer Typ „Augengneis“, dessen helle Flecken makroskopisch aus recht idiomorphen Mikroklin-Individuen bestehen, umfasst einen gewissen Komplex um km 5,158. Das mit groben, chloritisierter Biotitlagen durchzogene Gestein enthält die porphyreiden Mikroklin-Idioblasten in ganz beliebiger Richtung eingelagert. ZAWADYŃSKI schreibt in seiner Erläuterung zu den von ihm aufgenommenen Stollenprofilen:

„... hier findet sich ein neuer Augengneistyp mit idiomorphen K-Feldspat-Einsprenglingen, die auch quer zu einer allfälligen Schieferung stehen können. Z. T. macht das Gestein einen total massigen Eindruck, genau wie ein Eruptivgestein, und gerade diese Stelle präsentiert sich in mehr gleichkörnigen Partien wie ein Granit. Es bliebe zu untersuchen, ob diese zwar konkordant und teils etwas schieferig in den Gneisen sitzenden Gesteine nicht rein eruptiven Charakters sind.“

Die mikroskopische Betrachtung ergibt folgende Besonderheiten, die sich gegenüber allen andern vorliegenden Proben von flaserigen Biotitgneisen hervorheben: Neben der fleckig-unregelmässigen Verteilung von Biotit-Plagioklasplaster, Quarzkomplexen, Mikroklinanreicherungen sind die Glimmerminerale sehr häufig zur Seite gedrängt und in Lagen und Nestern zusammengelagert. Die Mikroklin-Individuen sind nicht eindeutig hypidiomorph oder gar idiomorph, wie dies im Handstück betrachtet oft der Fall zu sein scheint, sondern nehmen beliebige Formen an, die andern hellen GT verdrängend oder einschliessend, mit reichlich Myrmekit-Bildungen. (Die Xenoblasten können oft auch einfach verzwilligt sein.)

Die Glimmer sind — wie sonst bei kaum einem andern Gneistyp — zersetzt, und überdies kommt Muskowit mindestens so reichlich vor wie Biotit. Es scheint ein Zweiglimmergneis vorzuliegen, dessen Biotite sich aber nachträglich auch noch in Chlorit und Muskowit umzuwandeln pflegten unter Epidotbildung und Rutil- und Erzausscheidung.

Bei stärkster Vergrösserung erkennt man die vollständige Auflösung der Biotitblätter in Fasern, wovon nur die wenigsten noch Biotitfarbe und Pleochroismus zeigen. Die andern sind bereits Muskowit oder Chlorit geworden; in Laben ist zudem Calcit ausgeschieden, der meist (wie auch Chlorit) Rutilnadelchen in Büscheln oder Sagenitgewebe enthält; da-

zwischen liegen überall feinste Epidotkörnchen, und Erz ist in Lagen und Spaltrissen auch besonders reichlich im Muskowit abgelagert. In allem faserigen Gewebe liegen grössere hypidiomorphe Epidot- und Klinzoisitkörner.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass ausser der Feststellung, dass dieses Gestein zwei Glimmer führt, kein Indiz für die Orthonatur des Gesamten zu erbringen ist, ja dass in der differenzierten Verteilung von Quarz und den beiden Feldspäten eher Anklänge an typische Injektionsgneise vorhanden sind.

Beim übersichtsmässigen Vergleich des Chemismus mit demjenigen etwa von entsprechendem Verzasca-Gneistypus fällt eine gewisse Ähnlichkeit auf. (Die Alkalien weichen stärker ab!) Die zwei Analysen seien hier nebeneinander gestellt:

Analyse 5158

Analyse Verzascagneistyp
nach PREISWERK (1931)

Porphyreidisches Gneis

| | |
|--------------------------------|-------|
| SiO ₂ | 69,77 |
| Al ₂ O ₃ | 15,64 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,32 |
| FeO | 1,25 |
| MnO | 0,06 |
| MgO | 0,66 |
| CaO | 2,19 |
| Na ₂ O | 3,68 |
| K ₂ O | 4,18 |
| H ₂ O + | 0,65 |
| H ₂ O - | 0,04 |
| TiO ₂ | 0,48 |
| P ₂ O ₅ | 0,00 |
| Total | 99,92 |

Verzascagneis

| | |
|--------------------------------|-------|
| SiO ₂ | 70,45 |
| Al ₂ O ₃ | 16,14 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,03 |
| FeO | 1,39 |
| MnO | Spur |
| MgO | 0,56 |
| CaO | 2,29 |
| Na ₂ O | 4,50 |
| K ₂ O | 1,91 |
| H ₂ O + | 0,53 |
| H ₂ O - | — |
| TiO ₂ | 0,60 |
| P ₂ O ₅ | — |
| Total | 99,46 |

NIGGLI-Werte

| | |
|-----|-------|
| si | 336 |
| al | 45 |
| fm | 14 |
| c | 11 |
| alk | 30 |
| k | 0,43 |
| mg | 0,32 |
| ti | 1,74 |
| qz | + 116 |

NIGGLI-Werte

| | |
|-----|-------|
| si | 347 |
| al | 47 |
| fm | 13,5 |
| c | 12 |
| alk | 27,5 |
| k | 0,22 |
| mg | 0,30 |
| qz | + 147 |

III. Gruppe der Aplitgneise

VORKOMMEN

Die eigentlichen Aplitgneise (mit Magnetit), wie sie unter 2a beschrieben sind, erstrecken sich etwa aus der Gegend von Berzona westwärts bis über den Ribo hinaus. Sie nehmen (tektonisch gesehen) den innersten Teil des Wurzelgewölbes (nach ZAWADYŃSKI: die „Zone von Crana“) ein und bauen so den grössten Teil der P. della Croce-Südwand auf, wo sie besonders schön an der Strasse zwischen Berzona und Chiosso di Mosogno aufgeschlossen sind. Dann erscheinen sie auch an topographisch tiefster Stelle, gegen das Bett des Isorno hin, wie auf der Karte ersichtlich ist. Das Vorkommen nördlich Cresmino an der Onsernone-Strasse bildet die östliche Fortsetzung des von KERN festgestellten Komplexes, der von hier nach Aula und P. di Ruscada zieht. Die Aplitgneise am Hügel von Croppi an der Maggia lassen sich über dieselbe hinaus zwanglos mit den von FORSTER vom E-Ufer angegebenen, gleichartigen Gesteinen verbinden.

Das Auftreten von Aplitgneisen ist also (wenigstens im Untersuchungsgebiet) auf die Zone von Mergoscia und die Zone von Vosa-Croppi beschränkt. Im Stollen wurden diese Gneise hauptsächlich zwischen km 4,350 und 6,000 durchfahren (und natürlich auch im Teilstück südlich der Wasserfassung des Isorno).

Der enge Zusammenhang der magnetitführenden Aplitgneise mit Injektionsgneisen lässt sich sehr gut auf dem Salmone-Gipfel studieren. Dort finden sich sehr helle Partien im Injektionsgneis, die noch deutlich längere Lagen von Biotit enthalten (Merksmal der Injektionsgneise), anderseits aber in den hellen Flecken und Schlieren Magnetit (2—4 mm Ø) führen (Merksmal der Aplitgneise!). (Das Steinmannli ist zur Hauptsache aus diesen Gneisen aufgebaut.)

Die unter 2b beschriebenen Aplitgranitgänge sind hingegen an keine bestimmte Zone gebunden, sondern dringen an folgenden Stellen als scharf begrenzte Gänge auf: Croppi (siehe Profil 10, Gang durch Aplitgneise), Capoli (grösserer Komplex, Umgrenzung mit Schutt verdeckt), im Bachtobel südlich Aurigeno-Terra di Fuori (siehe Profil 8, grosse, steilstehende Fläche, dem Osthang aufliegend), etwas höher am Bach nach Brusate (siehe Profil 7, Gänge, welche das Nebengestein in eckige Blöcke aufspalten), Madruna ob Moghegno (siehe Profil 7, schmaler Gang quert Hornblende-Biotitgneis), beim Brücklein nördlich Auressio, im Riale del Vò, südlich Campo (siehe Profil 6, 3—5 m dicker Gang, an tektonisch beanspruchter Stelle, stark kataklasiert), ob Weg Sella-

Campo im südlichsten Seitenbach des Riale del Vò (stark kataklasierter, 2—3 m dicker Gang, in Bändergneis), kleine Gänge bei Campo, im Tobel des Bordione, nördlich Berzona (siehe Profil 5, 30 m breiter Gang, randlich granatführend), im Caouria (siehe Profil 3, 3 m breiter Gang), gerade südlich Ponte Oscuro (siehe Profil 2).

Dazu kommen im Stollen die 3 markant hervortretenden Gänge bei km 4,290, 3—5 m; km 5,311, 5—10 m; km 5,760, 5—7 m (siehe Profil 4). Ein einzelnes Vorkommen südlich der Wasserfassung Isorno wird bei Stollen-km 2,950 angegeben. (Dort ist der Gang mehrfach zerbrochen und versetzt.)

Es besteht kein Zweifel, dass die aufdringende Aplitgranitmasse besondere Schwächezonen bevorzugt hat (z. B. in engster Vergesellschaftung mit Ruschel- oder Bruchzonen — meist hat die Bewegung nach der Platznahme des Aplitgranites noch angehalten, so dass oft besonders die Ränder der Gänge durch Bruchflächen gebildet sind und manchmal das Ganze nach allen Richtungen in faustgrosse oder noch kleinere Stücke zerbrochen ist). Die Gänge im Stollen haben mit Ausnahme desjenigen von km 2,950 (Richtung N 90 E / 38° S) insgesamt ähnliches Streichen und Fallen: N 38—65 E / 36—60° N. Die breiten Gänge sind meist scharf begrenzt und zeigen äusserst selten kleinere, bald auskeilende Apophysen, annähernd parallel dem Hauptgang. Die schmalen Gänge können sich eher verfingern und auch Schollen des Nebengesteins ganz umschliessen (so besonders am Bach nach Brusate, siehe Profil 7). Mit teilweiser Ausnahme desjenigen ob Berzona stehen alle Aplitgranitgänge diskordant zum Nebengestein.

Über das mutmassliche Alter der Intrusion dieser Gänge lässt sich nur wenig aussagen, etwa dass sie jünger als jede Injektion in diesem Gebiet sind (sie schneiden etwa Pegmatite ab und queren Injektionsgneise diskordant), jedoch grossenteils von der letzten Kataklase (die z. B. von ZAWADYŃSKI der spät-insubrischen Phase zugeschrieben wird) noch ergriffen wurden.

AUSSEHEN: MAKROSKOPISCHER CHARAKTER

1. Aplitgneise (vgl. Photo 6, 12)

Sie fallen durch ihre sehr helle Farbe und ihr schlierig-fluidales, gefälteltes Aussehen auf. Die kleinen Biotitschüppchen sind lagenweise etwas angereichert und undeutlich gerichtet. Die hellen Quarz-Feldspat-lagen dazwischen können sich dann und wann klein linsenförmig erweitern, und meist sitzt im Zentrum ein kleineres ($\frac{1}{2}$ mm) bis grosses (2 cm)

Magnetikorn. (Allerdings kann Magnetit in manchen Partien der Gesamtmasse fehlen, anderseits aber — bei stark verminderter Biotitgehalt — auch praktisch der einzige dunkle GT des Gesteins sein.) Da und dort sind auch kleinste, rosaarbene Granatkörnchen eingelagert.

Die Lagerungsverhältnisse sind im Felde schwierig zu überblicken, es scheint jedoch ein grosser, uneinheitlicher Körper von massiger Beschaffenheit und demzufolge mit durchwegs gut ausgeprägter Talklüftung vorzuliegen. Im Stollenquerschnitt liess sich die Detailstruktur sehr gut studieren, wobei die uneinheitliche Zusammensetzung der Masse besonders deutlich wurde.

ZAWADYŃSKIS Legende zu den Stollenprofilen lautet gekürzt einigermassen zutreffend: „Helle, aplitische Biotitgneise ± Magnetit und Granat, mit Linsen, Keilen und Bänken von dunklerem Biotitgneis bis Biotitschiefer.“ In der Tat bestehen höchst selten mächtigere Komplexe aus hellem, fluidalem bis lagigem Gneis. Konkordant eingefaltete und gefaltete, dunklere Lagen und Bänder, durchsetzt mit schlierig-knotigem Injektionsmaterial, sind vorherrschende Einlagerungen. Photo 6 zeigt diesen gemischten Aplitgneis-Typus.

Die Kontakte dieses Gesteinskplexes mit dem Nebengestein sind sehr unterschiedlich gestaltet. Einmal besteht kontinuierlicher Übergang von grauem, lagigem Biotitgneis durch Zunahme von hellen Lagen und Bändern, andernorts wird das dunklere Gestein zunehmend nebulitisch von hellen Massen durchtränkt. Selten grenzen die Aplitgneise mit scharfer Fläche an dunklere Biotitgneise, konkordant zu deren Schieferung. Diese gerade Grenzfläche kann aber plötzlich sackartig diskordant in den Biotitgneis hineingreifen, oder es weicht die Aplitgneismasse keilförmig zurück, sich zuweilen noch mit gefalteten Quarz- oder Aplitlagen im Biotitgneis verlierend.

Dann und wann liegen auch breite, gangartige Bänder aplitischen Gneises konkordant im Nebengestein, wobei ebenfalls sackförmige Ausstülpungen der sonst geraden Grenzfläche in dasselbe eindringen (km 4,825).

Eine gewisse Sonderstellung nimmt die Aplitgneismasse um km 4,850 im Stollen ein. Mit ihrer gangartigen, diskordant das Nebengestein durchschlagenden Lagerung nähert sie sich dem Typus der Aplitgranitgänge. (Das Gestein wurde denn auch von ZAWADYŃSKI mit deren Signatur versehen.) Der grundlegende Unterschied liegt aber einmal in der fluidalen Textur, dem starken Zurücktreten von Biotit, der Magnetitführung (und ausserdem sind dann und wann kleine Häufchen von rosa Granatkörnchen eingestreut) — alles Eigenschaften, die keinem der Aplitgranit-Vorkommen zukommen! Von der gangförmigen Intrusion zweigt am

Rande eine wenig abstehende, dickptygmatisch gefaltete Lage ab, welche die Diskordanz zum feingefältelten, injizierten Biotitgneis noch stärker betont.

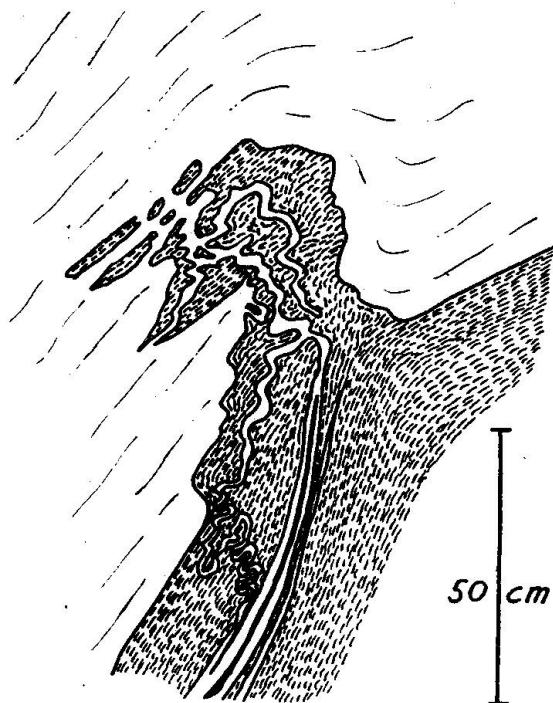


Fig. 9. Kontakt Aplitgneis-Biotitgneis. Stollen km 4,797

Kontakt von Aplitgneis zu Biotitgneis i. allg. konkordant, hier aber stößt ein Keil des dunklen Gneises in den hellen vor, durch letzteren in Schollen aufgelöst und von ptygmatisch gefältelten Adern durchsetzt. Diese stehen überdies im Zusammenhang mit hellen Lagen des Biotitgneises.

Diese Kontaktformen deuten auf ein Eindringen der hellen aplitischen Masse in plastischem bis dickflüssigem Zustand in die Biotitgneise hinein (vgl. Photo 12). Man wird an Bilder erinnert, die PREISWERK von den Apliten und Aplitgraniten im Cocco-Gebiet erwähnt. Beim Vergleich mit den Photos und Zeichnungen CASASOPRAS von den hellen Typen des Leventinagneises fällt die grosse Ähnlichkeit mit unseren Vorkommen besonders stark ins Auge.

Es zeigt sich aber, dass alle Leventinagneis-Varietäten viel grobkörniger sind als die hier anstehenden und sie daher nicht unmittelbar verglichen werden können.

2. Aplitgranitgänge

Die Aplitgranitgänge sind einheitlich hell und zeigen innerhalb des selben Ganges keine Variation ihrer Zusammensetzung. Randlich können

sie etwa mit salbandartigen, 1—2 cm dicken Lagen, die kaum mehr dunkle GT enthalten, an das Nebengestein grenzen (km 4,290).

Im Salband kann feiner Muskowit (etwas gelbbraun erscheinend) stark angereichert sein (km 5,307)¹⁷⁾. Dieses helle Salband kann in anderen Vorkommen durch ein ebenso breites, feinkörniges, graues Band (Farbe durch feinste Biotitschüppchen hervorgerufen) ersetzt sein, welches zudem stellenweise von Quarzlagen begleitet sein kann (km 5,311) (hier ist auch das lagige Nebengestein ein wenig längs des Kontaktes

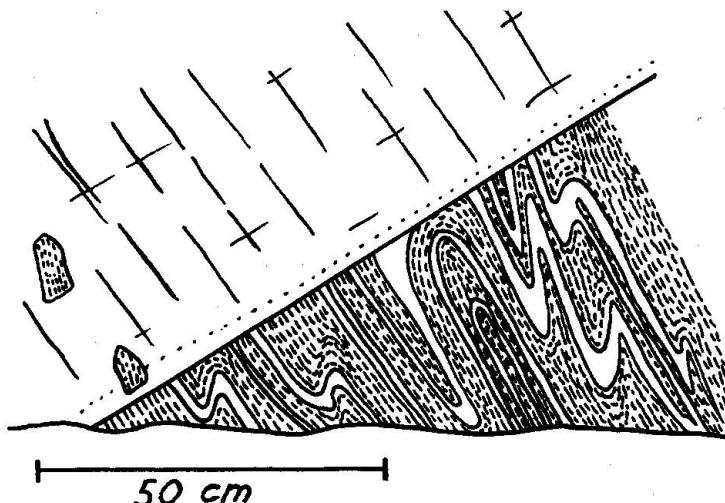


Fig. 10. Kontakt von Aplitgranit zu lagig-bänderigem Biotitgneis (Injektionsgneis), scharf diskordant, mit Schollen-Einschlüssen und hellem, feinkörnigem Salband. Stollen km 4,287.

geschleppt). An anderen Stellen (km 5,760) kann am Kontakt — ohne Salband — das Auflösen von Nebengestein (in kleinem Umfange!) erkannt werden, indem biotitreiche Lagen, etwas verworfen und abgedreht als kleinste Schollen bis etwa 1 dm vom Kontakt in der Aplitgranitmasse festgestellt werden können. Hier tritt ausnahmsweise auch eine schmale Zone pegmatitischer Ausbildung auf, in welcher Mikroklin Haupt-GT ist. Selten finden sich bis faustgrosse Schollen des Nebengesteins in grösserer Entfernung vom Kontakt. Ihre Umgrenzung ist dann nicht sehr scharf. Davon wiederum verschieden sind die grossen Nebengesteins-schollen in Gängen von geringerem Ausmass — wo der Aplitgranit eigentlich eher Füllmasse in Bruchsystemen des Nachbargesteins darstellt —; hier sind die Schollen scharf begrenzt und nie zeigt sich kontaktliche Beeinflussung.

¹⁷⁾ In der Folge wird grösstenteils nur auf die Vorkommen im Stollen eingetreten, da nur von diesen Schliffe vorhanden sind! Die oberflächlichen Aufschlüsse zeigen entsprechende Merkmale.

Die Handstücke von den verschiedenen Vorkommen zeigen nun einige Unterschiede in Textur, Struktur und prozentualer Zusammensetzung desselben Mineralbestandes. Es lassen sich aber prinzipiell keine gesonderten Typen ausscheiden, vielmehr soll in der Einzelbeschreibung nur die Gesamtvariation berücksichtigt werden.

MIKROSKOPISCHES BILD

1. Aplitgneise (der Typ wird nach Schliff 4804 charakterisiert)

Mineralbestand

Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Biotit, (Chlorit), Epidot, Erz, (Magnetit), Klinozoisit, (Granat), Titanit

Mineralien

Quarz: Mittelgrosse bis kleine Körner, rundlich bis lappig xenomorph. Nur selten einzelne verzahnte Körner in grösseren Flecken zusammen.

Plagioklas: Selten noch grössere, verzwillingte Xenoblasten (Oligoklas mit 25% An-Gehalt), teils mit undeutlich zonar wechselnder Auslöschung, doch häufig kleinere, stark angefressene Körner mit zahlreichen Myrmekiten gegenüber Mikroklin. Manchmal sind Plagioklaskörper durch und durch von Myrmekitquarzstengelchen durchsetzt und ganz von Mikroklin umschlossen. Andere Plagioklase wieder zeigen rechteckig oder beliebig begrenzte Einschlüsse von Alkalifeldspatsubstanz. Sodann besteht der Kontakt gegen Mikroklin vielfach auch aus Rändern niedrigerer Lichtbrechung.

Mikroklin: In stark xenomorphen Körnern alle übrigen Mineralien vielfach umschliessend; gegittert oder perthitisch entmischt.

Biotit: Kurze, ausgefranste, durch helle GT angefressene Blätter, z. T. in Chloritisierung (mit eingelagerten, feinen Rutil-Sagenitgeweben) übergegangen.

Epidot: Xenomorphe, etwas rundliche Körner in der Nachbarschaft des Biotites oder in ihm eingelagert, gelblich, fast ohne Pleochroismus; inmitten der hellen GT liegende Körner aber ziemlich stark pleochroitisch von blassbräunlich bis verwaschen grau-braun.

Klinozoisit: Vereinzelte, rundliche Körner.

Titanit: Wenige, sehr kleine, rundliche Körner.

Granat: Vereinzeltes, xenomorphes Korn, klein.

Erz: Magnetit, etwas reichlicher, oft mit Biotit zusammen — wohl aus ihm entstanden —, doch auch einzelne grössere, hypidiomorphe Individuen.

Struktur

Durchwegs granoblastisch. Hauptgemengteile (helle): alle in der gleichen Größenordnung und xenomorphen Ausbildung.

Textur

Durch die subparallele und diffus lagenweise Anordnung der Biotitschuppen kommt eine gewisse Richtung zustande, die allerdings erst im Handstück deutlich zum Ausdruck gelangt.

Das Übergangsglied zum Aplitgranit, also das oben erwähnte Vorkommen um km 4,845 variiert im Mineralbestand, in Struktur und Textur, in folgenden Einzelheiten:

Die Vorherrschaft von Mikroklin wird immer unbestritten. Zwischen dem wirr durcheinandergreifenden Kleinkorn liegen grosse Xenoblasten von meist perthitischem Aussehen. Die Plagioklase können ihrerseits beträchtliche Größen annehmen, sind aber dann meist ganz erfüllt von Flecken niedrigerer Lichtbrechung, so dass das Ganze oft wie ein eutektisch ausgeschiedenes Gemisch von Plagioklas und Alkalifeldspat aussieht. Myrmekite treten eher zurück, während das Phänomen der „sauren Ränder“ der Plagioklase grössere Bereiche umfasst. Biotit ist auch noch stärker chloritisiert und nur in kleinen Blättchen vorhanden. Die übrigen Akzessorien haben noch mehr abgenommen.

Im Handstück deuten grössere, aber vereinzelte Biotite die gerichtete Textur an, während 2—3 mm grosse Magnetite in grösseren Flecken von hellen GT sitzen. Im Kontakt der erwähnten dicken, ptygmatisch gefalteten Grenzlage mit dem Biotitgneis schmiegen sich die leicht angereicherten Biotite etwas diffus den sackförmigen Bogen des Aplitgneises an. Sonst auch ist der Kontakt scharf, indem der Biotitgneis beinahe keinen Mikroklin mehr führt!

Mit dem Fortschreiten gegen das Zentrum der gangförmigen Masse (etwa 5 m mächtig) wird der Plagioklas beinahe vollständig in Kornzwischenräume verdrängt, während kleinkörniger Mikroklin und ebenso licher Quarz völlig das Feld beherrschen. Diese zwei Mineralien sind wirr durcheinandergelagert. Dunkle GT sind stets als kleine Relikte zu kleinen Häufchen, Schmitzen, diffusen Lagen zusammengedrängt. Das Gestein wirkt vollkommen massig. Nur die grösseren Magnetite heben sich so stark heraus. Biotit ist vollständig chloritisiert; Granat erscheint wenig häufiger in kleinen Körnchen; Epidot und Titanit sind oft in etwas grösseren Körnern als früher beschrieben vorhanden.

Der helle, gangförmige Aplitgneis (km 4,864) ist etwas pegmatitischer; der zum Teil grobe Mikroklin drängt den Quarz und den sericitisierten Plagioklas zurück.

Der ebenfalls pegmatitische Aplitgneis (km 4,800) (mit Magnetiten von 2—3 cm Ø) zeigt dasselbe Bild. Dazu kommt, dass etwa in Plagioklasen jene skelettartigen Muskowitrelikte vorhanden sind, wie sie sonst bei den Aplitgranitgängen auftreten.

Das Charakteristikum dieser Gesteine — im Unterschied zu den Injektionsgneisen — besteht also darin, dass die — sicher zugefügte — Alkalifeldspatsubstanz durchwegs das ganze Gestein durchdrungen hat,

während sich in den Injektionsgneisen das Zugeführte in Lagen, Knoten und Schlieren gesammelt hat. Wie schon angedeutet, lässt sich annehmen, dass die gesamte Aplitgneismasse sich in einem semiplastischen Zustande befunden haben muss, was eine intensivere Durchdringung mit Alkali-feldspatsubstanz erleichterte, während wohl in den Injektionsgneisen nur vereinzelte Lagen den eindringenden Massen geringeren Widerstand entgegenbrachten und das Zwischengestein sich relativ starr verhielt. Zudem befinden sich die Vorkommen von Aplitgneisen gerade an tektonisch tiefster Stelle im Wurzelgewölbe — die mikroklinreichsten im Stollen gerade im Zentrum desselben —, so dass sich die starke magmatische Beeinflussung zwanglos erklären lässt.

2. Aplitgranitgänge

Mineralbestand

Plagioklas, Quarz, Mikroklin¹⁸⁾, Biotit, (Chlorit), Muskowit¹⁹⁾, Klinozoisit, Titanit, Epidot, Erz²⁰⁾

Mineralien

Quarz: Er fügt sich meist in rundlichen oder lappigen, stark xenomorphen Individuen, die von sehr kleinem Einzelkorn bis zu grösseren Flecken zackig verzahnter Körner variieren können, dem Feldspatgefüge ein. Er löst durchwegs stark undulös aus und erscheint überdies häufig zerbrochen. Sehr wirre und klein-körnige Varietäten (km 4,291) enthalten auch mehr Quarz in ganz ungeregelter Anordnung. Oft tritt Quarz gegenüber den Feldspäten stark zurück (km 5,311). Daneben ist in allen Varietäten stets feiner Myrmekitquarz vorhanden. In den grauen oder hellen Salbändern ist der Quarz (mit allen andern GT) kleinkörniger und Muskowit in kleinen Blättern ist reichlich. Sonst bleiben die relativen Mengenverhältnisse dieselben.

Plagioklas: In den meisten Vorkommen ist er in weitaus grösseren Individuen als alle übrigen GT vorhanden. Die Körner können beinahe vollständige Idiomorphie erreichen, sind aber doch zumeist deutlich hypidiomorph oder nehmen seltener stark xenomorphe Gestalt an, wenn sie in Reaktion mit Nachbarkörnern treten (Myrmekite) oder randlich kataklasiert sind (?), (km 4,290). Ein besonderes Merkmal ist die deutliche bis teils verschwommene, zonar wechselnde Auslöschung fast aller Plagioklase. (Randlich, oder bei nicht zonaren Körnern, handelt es sich durchwegs um Oligoklas, 25% An.) Dabei sind die einzelnen Zonen verschieden frisch erhalten. Immer ist der Kern stärker von Umwandlungsprodukten erfüllt als die Ränder. Manchmal ist er von einem unregelmässigen Netz von Adern tiefer-lichtbrechenden Materials durchzogen (Alkalifeldspat?). Dazu können sich vereinzelte

¹⁸⁾ Quarz und Mikroklin können oft auch in umgekehrter Folge notiert werden, doch ist jedenfalls ihr Anteil kleiner als derjenige von Plagioklas! (Vgl. Bemerkung über Pegmatit-Anteil bei km 5,760.)

¹⁹⁾ Je nach Vorkommen kann Muskowit auch vor Biotit stehen.

²⁰⁾ Letzte vier Mineralien äusserst untergeordnet.

Calcitfetzchen gesellen, und da und dort sind auch Fetzen eines farblosen Glimmerminerals vorhanden. Dieselben sind aber nicht an den Kern des Kornes gebunden, sondern können gar (besonders wenn es sich um grössere, xenomorphe Blätter handelt) über den Rand hinauswachsen. Viele der Porphyroblasten enthalten solche ausgefranste Glimmerblätter im Innern. Es kann teils Sammelfestillation von ausgeschiedenen Sericitschüppchen vorliegen. Es scheint weniger wahrscheinlich, dass grössere Muskowitblätter durch Plagioklas ringsum verdrängt wurden (so dass sich nunmehr lediglich Relikte davon im Zentrum vorfinden, wie dies BEARTH (1952) von Albtschiefern aus dem Mte-Rosa-Gebiet erwähnt, wo Muskowit durch Albit verdrängt wird — siehe unter Muskowit). Selten (km 5,307) treffen wir Plagioklasporphyroblasten, welche zahlreiche Flecken von deutlich gegittertem Mikroklin im Innern enthalten. Nur teilweise sind diese parallel dem Spaltriss-System des Wirtkristalls begrenzt, viel eher sind es unregelmässige Flecken, die insgesamt über 30% der ursprünglichen Plagioklasflächen ausmachen können. Nie zeigen sich Myrmekitreaktionen zwischen beiden! Aber es können gleichzeitig dieselben, Mikroklinflecken enthaltenden Plagioklase weit in benachbarte Mikrokline hineinwachsen unter Myrmekitbildung. Relativ häufig besteht die Reaktion zwischen Plagioklas und Mikroklin auch in der Ausbildung von „sauren Rändern“ im ersteren.

Alkalifeldspat: Mikroklin: Mit Ausnahme des genannten pegmatitischen Anteils (km 5,760) erscheint Mikroklin eher in kleineren, stark xenomorphen Individuen, welche überall zwischen die andern GT hineindringen und sie teilweise

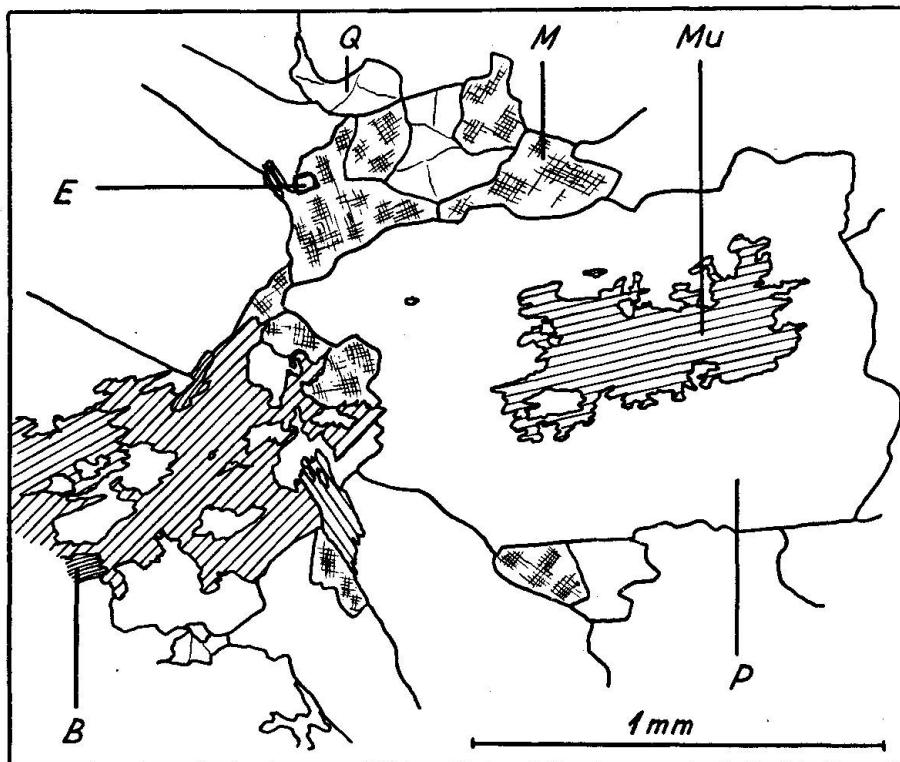


Fig. 11. Muskowitbildung in Plagioklasen.

P = Plagioklas, Q = Quarz, M = Mikroklin, Mu = Muskowit, B = Biotit, E = Epidot.

verdrängen (Biotit unter Chloritisierung, Muskowit vollständig resorbierend, Plagioklas unter Myrmekitbildung). Die meisten Alkalifeldspäte sind scharf bis flau gegittert; nur wenige zeigen ein schönes Spaltriss-System im homogenen Mineral.

Bei km 5,760 nehmen die intensiv gegitterten Mikrokline die Hauptfläche ein, indem sie in grossem Ausmass Plagioklas und Quarz verdrängen und teils einschliessen.

Biotit: Die verschiedenen Vorkommen unterscheiden sich meistens im Gehalt an Glimmermineralien. So beeinflusst besonders die Grösse der Biotitblätter die Helligkeitstönung des Gesteins sowie dessen Textur. Mit sehr kleinen Biotitfetzen — die überdies wirr angeordnet sind — wird das Gestein feinkörnig und massig (km 4,290), während es mit grösseren Biotiten stets einigermassen gerichtet und grobkörnig erscheint (alle übrigen). Der Biotit ist immer fetzenförmig ausgebildet. Mit der Resorption durch andere GT geht stets eine Umkristallisation einher. An einigen Stellen tritt die Umwandlung in Chlorit mit ausgeprägtem Sagenitgewebe von feinen Rutilnadeln hervor; anderseits (besonders km 5,311) geht die Umwandlung weiter, vom Chlorit mit Sagenitgewebe durch Ausbleichung (und Verschwinden des Rutils) in denselben farblosen Glimmer, wie er unter Plagioklas erwähnt wurde (siehe auch unter Muskowit). Die Verwandlung von Biotit in farblosen Glimmer kann auch direkt vor sich gehen. Zur Chloritisierung kommt etwa noch die Ausscheidung von kleineren Erzkörnchen.

Muskowit: Im Gestein bei km 5,311 lassen sich also mehrere Entstehungsarten desselben (?) farblosen Glimmers verfolgen; einerseits aus dem Kern von Plagioklasen (Sammelkristallisation von Sericit — siehe unter Plagioklas), anderseits durch Umwandlung von Biotit (siehe unter Biotit). Eine dritte Möglichkeit, dass Muskowit schon zum ursprünglichen Mineralbestand gehörte, ist in bezug auf die häufigen hypidiomorphen Blätter, die nur etwa an den Enden ausgefranst sind, durchaus in Betracht zu ziehen (entsprechend einem Zweiglimmer-Orthogneis). Die Muskowite des hellen Salbandes (km 5,307) scheinen durch Wiederausscheidung von durch K-Zufuhr umgewandelter Plagioklassubstanz aus dem Innern der Aplitgranitmasse am Rand derselben (unter anderen Bedingungen und zusammen mit andern zirkulierenden Lösungen) entstanden und angereichert worden zu sein.

Epidot, Klinozoisit, Titanit, Erz: Sind nur in sehr kleinen Körnern und selten vorhanden. Ob es sich bei den farblosen Körnchen von oft gut hexagonalem Umriss und hoher Lichtbrechung auch um Apatit handelt, ist fraglich (wegen der Kleinheit der Körner nicht bestimmbar), gaben doch die Analysen einen minimen Gehalt an P_2O_5 !

Struktur

Sie ist durchwegs granoblastisch. Plagioklas tritt fast überall in grösseren Porphyroblasten aus eher kleinkörnigen andern GT hervor. Das wirre Kleinkorn im Gestein km 4,290 ist wohl z. T. auf intensive Kataklase und Durchbewegung (besonders in Randbereichen des Ganges) zurückführbar.

Textur

Ist stets richtungslos massig (im mikroskopischen Bereich). Im Handstück zeigt sich besonders bei biotitreicher Typen eine deutliche Schieferung. Sie zeigt, dass selbst diese letzten Intrusivmassen immer noch vor Ende der alpinen Bewegungen eingedrungen und erstarrt sind.

Aplitgranit (Maggia-Werk, Freilaufstollen, km 4,291)

Chemische Analyse

| | | NIGGLI-Normen | | | |
|--------------------------------|--------|---------------|------|-------------------|------|
| | | Basis | | Standard-Katanorm | |
| SiO ₂ | 73,09 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 13,20 | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,91 | Kp | 16,7 | Or | 27,8 |
| FeO | 0,39 | Ne | 26,3 | Ab | 43,7 |
| MnO | 0,03 | Ns | 1,0 | En | 0,8 |
| MgO | 0,34 | Cs | 2,5 | Fns | 0,4 |
| CaO | 1,69 | Fs | 1,0 | Ns | 0,8 |
| Na ₂ O | 5,25 | Fa | 0,4 | Wo | 3,3 |
| K ₂ O | 4,77 | Fo | 0,6 | Mt | 0,8 |
| H ₂ O + | 0,23 | Ru | 0,1 | Ru | 0,1 |
| H ₂ O - | 0,04 | Q | 51,4 | Q | 22,3 |
| TiO ₂ | 0,18 | | | | |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | | | | |
| Total | 100,15 | | | | |

Magmentypus: alkaligranit-aplitisch

NIGGLI-Werte

| | | | Integration |
|-----|------|------------|-------------|
| si | 382 | Quarz | 30,0% |
| al | 40,5 | Mikroklin | 20,0% |
| fm | 7,5 | Plagioklas | 36,0% |
| c | 9,5 | Biotit | 2,9% |
| alk | 42,5 | *Muskowit | 5,3% |
| k | 0,37 | Myrmekit | 5,8% |
| mg | 0,30 | | |
| qz | 118 | | 100,0% |

Aplitgranit (Maggia-Werk, Freilaufstollen, km 5,311)

Chemische Analyse

| | | NIGGLI-Normen | | | |
|--------------------------------|-------|---------------|------|-------------------|-------|
| | | Basis | | Standard-Katanorm | |
| SiO ₂ | 70,70 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 16,07 | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,24 | Kp | 13,4 | Or | 23,0 |
| FeO | 0,32 | Ne | 28,6 | Ab | 47,7 |
| MnO | 0,01 | Cal | 5,1 | An | 8,5 |
| MgO | 0,27 | Cs | 1,2 | En | 0,7 |
| CaO | 2,51 | Fs | 0,5 | Hy | 0,27 |
| Na ₂ O | 5,33 | Fa | 0,4 | Wo | 1,6 |
| K ₂ O | 3,94 | Fo | 0,5 | Mt | 0,5 |
| H ₂ O + | 0,33 | Ru | 0,1 | Ru | 0,1 |
| H ₂ O - | 0,02 | Q | 50,2 | Q | 17,63 |
| TiO ₂ | 0,19 | | | | |
| Total | 99,93 | | | | |

Magmentypus: trondjemit-aplitisch

| NIGGLI-Werte | | Integration | |
|--------------|------|----------------------|--------|
| si | 340 | Quarz | 20,3% |
| al | 46 | Mikroklin | 15,6% |
| fm | 4,5 | Plagioklas | 55,0% |
| c | 12,5 | Biotit | 4,5% |
| alk | 37 | Muskowit | 3,2% |
| k | 0,33 | Myrmekit | 1,2% |
| mg | 0,46 | Übrige (Calcit, Erz) | 0,2% |
| qz | 92 | | |
| | | | 100,0% |

In einem Ausschnitt des si-Variationsdiagramms ergibt sich für die zwei vorliegenden Analysen von Aplitgranitgängen folgendes Bild:

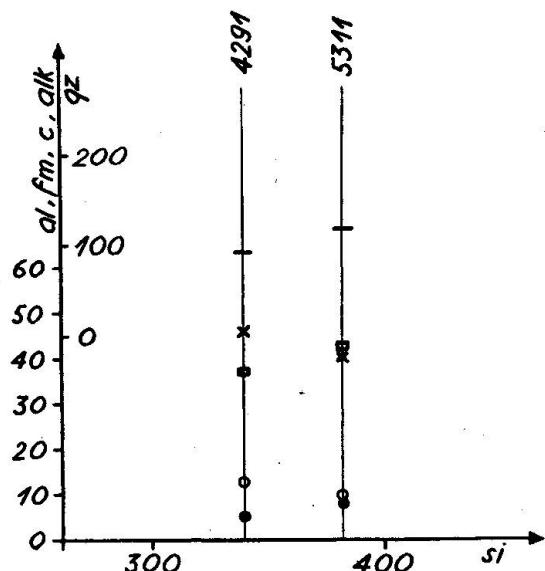


Fig. 12. Si-Variationsdiagramm von Aplitgraniten.

IV. Übrige Mischgneise

1. Bändergneise (vgl. Photo 4, 10, 11)

Typische Bändergneise werden im ganzen Untersuchungsgebiet immer wieder angetroffen. Am schönsten und in ungestörtester Lagerung steht eine ganze Zone davon im Stollen km 5,740—5,930 an. In merkwürdiger Faltung in Gross-Ghirlandenstil treffen wir solche, meist breitbänderige Gesteine auch schon ab km 5,600 (vgl. Photo 11).

Petrographisch betrachtet liegen recht einheitliche Biotit-Muskowitgneise vor, wobei sich die hellen Bänder von den dunkeln eigentlich nur durch ihren geringen oder fehlenden Biotitgehalt unterscheiden, und dass oft dann Muskowit den Biotit ersetzt. Ein allmählicher Übergang

von dunklem Biotitgneis bis zu Muskowitzgneis und wieder zu Biotitgneis in breiten (oft mehrere dm) Bändern ist ein überaus häufiger Fall.

Die Bänder können aber auch heterogen sein, indem einzelne von ihnen helle Schlieren (gleich Injektionsschlieren) enthalten können, oder gar das ganze Band aus mehr oder weniger einheitlichem, flaserigem Biotitgneis besteht. Bei den hellen Bändern ist die Variation weniger gross, nur dass Muskowitz anwesend sein kann oder fehlt, und dass oft rosa Granat in kleinen Körnchen eingestreut ist. Seltener zeigen auch die einzelnen Bänder intern schlierig verfaltete Stellen im Sinne der Aplitgneise (wie früher beschrieben).

Bezüglich der Genese dieser Varietäten von Bändergneisen möchte man den ruhig gelagerten, feinbänderigen, recht regelmässig hell-dunkel abwechselnden Biotit- bis Muskowitzgneisen ursprünglichen Para-Charakter zuschreiben. Die Bändergneise mit schlierig verfalteten, hellen Bändern oder mit knotigen Schlieren versehenen dunklen Bändern hätten Komplikationen einer einfachen Metamorphose durch vermehrten Lösungsumsatz und differentielle Bewegungen eines wohl kaum mehr durchwegs festen Substrats erlitten.

Eine auffällige Erscheinung, der man hier auf Schritt und Tritt begegnet, ist erwähnenswert:

Folgende Skizze zeigt deutlich, dass das sich einigermassen starr verhaltende helle Band (hier zufällig gerade ein Faltenknie) entzweigerissen wurde, wobei sich unter dem Gebirgsdruck die benachbarten, feinkörnigen, biotitreichen Gneisbänder in die entsprechende Fuge hineinzwängten. Für gleichzeitig zirkulierende Lösungen, welche ebenfalls den entstehenden Hohlraum sofort erfüllten, zeugt der ausgeschiedene Quarz (Zentrum der Figur).

Dass bei diesem, offenbar unter grossem Druck stattfindenden Bewegungsvorgang auch das helle Band plastisch deformiert wurde, lässt sich an den ausgebogenen Rändern bestens erkennen. Interessanterweise ist das helle Band links oben ebenfalls von derselben Erscheinung betroffen worden.

Hier sowie ebenfalls auf den Photos 4 und 10 zeigt sich schön, dass die hellen Bänder auch nur teilweise zerrissen sein können, was wiederum darauf deutet, dass innerhalb derselben differentielle Längsbewegungen stattgefunden haben.

Photo 10 zeigt ja, wie die dunkleren Lagen im hellen Band wohl auch schon vorgängig dem Aufreissen der Zerrungsfugen längs einzelnen konkordanten Flächen in Richtung von oben nach unten und umgekehrt bewegt wurden, z. T. sogar abgerissen sind.

In andern Fällen sind in den Zerrungsfugen ausser Quarz meist noch Chlorit und Pyrit (teils in idiomorphen, kubischen Formen) gefunden worden, was wiederum auf genannte, zirkulierende Lösungen schliessen lässt.

Diese ganze Erscheinung wird am ehesten mit der von verschiedenen Autoren, z. B. WEGMANN (1932) dargestellten und gedeuteten Boudinage verglichen.

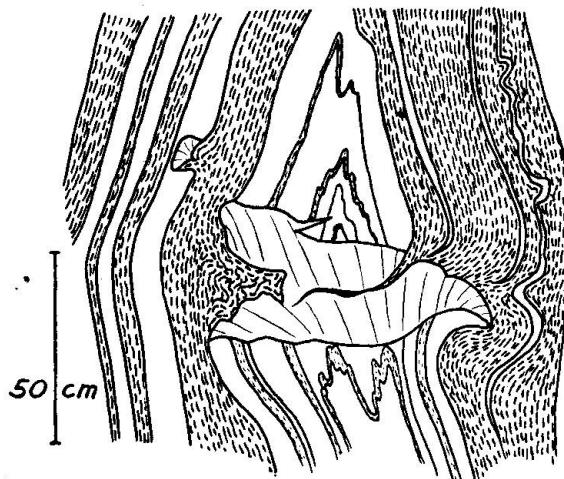


Fig. 13. Boudinage an Bändergneisen.

Die nach WEGMANN zur Bildung von Boudins erforderlichen Zustände, nämlich, dass plastischere Gesteine (in dem Falle die dunklen, biotitreichen Bänder) Bänke von starrerer Beschaffenheit umrahmen (hier helles Band), wozu eine auseinanderziehende Komponente im Sinne der Bewegung kommt (hier parallel dem Kontakt von hellem und dunklem Band), sind in unserem Fall vorhanden.

2. Biotitgneise der Vergeletto-Zone

Die Vergeletto-Zone wurde, wie im Kapitel „Tektonische Übersicht“ formuliert ist, als dem Maggia-Komplex anderer Autoren zugehörig erkannt. Die Bezeichnung „Komplex“ wurde diesem ganzen Gebilde wohl nicht nur der relativ grossen Ausdehnung dieser Einheit wegen beigelegt, sondern auch, um die Vielgestalt der sie aufbauenden Gesteine damit zusammenzufassen. Die einzelnen Gneisarten sind oft nicht ohne subjektives Ermessen voneinander abgrenzbar.

Immerhin lassen sich innerhalb der mit der Signatur der Biotitgneise der Vergeletto-Zone versehenen Fläche einmal die 2 genannten, strukturell etwas verschiedenen Typen von Vergeletto und Lodano unterscheiden sowie noch separat zu erwähnende Paraserien. Alle diese Varietäten

gehen ineinander über, sind teilweise auf kleinen Raum beschränkt und jedenfalls in dem gegebenen Maßstab nicht kartographisch ausscheidbar.

Im gesamten sind diese Gesteine im Handstück eher plattig und feinkörnig und unterscheiden sich daher einigermaßen von den immerhin mehr körnig und massig aussehenden Gesteinen aller Zonen S des Gresso-Zuges (mit Ausnahme der typischen Para-Züge). (Es sei hierzu bemerkt, dass gerade bautechnisch die Vergeletto-Gesteine insofern ungünstig sind, als sie gerne stengelig oder plattig herunterbrechen und wegen ihrer feinblätterigen Ausbildung [Biotit-Reichtum] oft in schwarzes blätteriges Pulver zerfallen.)

Im folgenden seien nun die Typen kurz charakterisiert:

Vergeletto-Typus (Schliff 159/159a)

Im Grundbestand von Plagioklas, Biotit (Epidot, Titanit) sind als Fremdkörper anmutende Bestandteile Quarz und Mikroklin eingelagert. *Plagioklas* ist oft noch mehr oder weniger hypidiomorph-polygonal ausgebildet, etwa verzwillingt und grossenteils mit kontinuierlich vom Kern zum Rand sich ändernder Auslösung. Im Vergleich der Lichtbrechung mit Quarz liegt Oligoklas vor. *Biotit* liegt in mehr oder weniger gut gerichteten, kurzen, teils fetzenartigen Blättern zwischen den Plagioklasen. Sind Mikroklinanreicherungen vorhanden, so schmiegen sich die meist nach aussen gedrängten Biotitblätter darum herum. Der Pleochroismus geht von blassgelblich bis olivgrün. *Epidot* und *Klinozoisit* sind in reichlich vorhandenen, kleinen, z. T. hypidiomorphen Körnchen anwesend; da und dort tritt im Resorptionskontakt von Epidot und Biotit gelb-pleochroitischer Pistazit auf, und in grösseren Körnern stark xenomorph Gestalt lässt sich sehr oft ein Kern von intensiv farblos-braun pleochroitischem *Orthit* erkennen. *Titanit* ist ein reichlich vorhandener Bestandteil, wobei oft grössere, xenomorphe Körner mit Tendenzen zur Idiomorphie vorkommen; meist stark resorbiert in buchtigen Formen. *Erz* in eckigen Körnchen bildet Einlagerungen im Biotit.

Dazu kommen nun in grösseren Massen Quarz und Mikroklin. Wo dieselben nicht als seltene, kleinere Körner Bestandteile des obigen Grundgewebes ausmachen, liegt *Quarz* in grossen Xenoblasten vor, die aus zackig aneinandergrenzenden Körnern bestehen und stark undulös auslöschen, *Mikroklin* aber entweder als kleinkörniges, unregelmässiges Pflaster mit Plagioklasresten an den Zonengrenzen, oder in grossen Xenoblasten, schwach perthitisch und flau gegittert. Gegenüber Plagioklas haben sich zahlreiche Myrmekite gebildet.

Struktur

Lepido-granoblastisch mit vereinzelten Tendenzen zu porphyroblastischer Ausbildung.

Textur

Geschiefert.

Wird ein Längsschnitt (Längsbruch) betrachtet, so finden sich folgende interessante strukturelle Kennzeichen: das ganze Gewebe ist aufgeteilt in mehr oder weniger gut voneinander getrennte, langgestreckte

Bezirke von plagioklasreichen, quarzreichen, mikroklinreichen Lagen, wobei sich die Biotite vorzüglich an das plagioklasreiche Substrat halten. Diese Sonderung mag durchaus einer differenzierenden Metamorphose zuzuschreiben sein, merkwürdig ist aber doch, dass der Quarz in einer Ausbildung erscheint, die — auch nach KERN (1947) — einer injizierten Phase zukommen soll, und der Mikroklin nur in gewissen Bezirken auftritt, während er z. B. im nachstehend beschriebenen Lodano-Typus fehlt, und überdies die Gesteine des Vergeletto-Typus eher am Südrand der Vergeletto-Zone auftreten, also in Nachbarschaft der sicher mit Quarz- und Alkalifeldspatsubstanz injizierten Gesteine der Zone von Mergoscia.

Lodano-Typus: Durch ihre lagig-bänderige Ausbildung ausgezeichnet, nehmen die Gesteine vom Lodano-Typus den Hauptraum der Zone von Vergeletto ein.

Ein feinbänderiges Stück, das als einigermassen typisch betrachtet werden kann, sei beschrieben (Schliff 22/7/5).

Die dunklen Bänder enthalten folgende Mineralien: *Quarz*: rundliche oder lappige, xenomorphe Körner, selten, klein, teils runde Einschlüsse im Plagioklas. *Plagioklas*: neben Biotit vorherrschender GT, Lichtbrechung ähnlich Quarz, deutet auf *Oligoklas*. Panxenomorph, oft verzwillingt, buchtig in Biotit hineinreibend. Oft zonare Auslöschung, diffus vom Kern zum Rand wechselnd. Vereinzelt sind Plättchen von niedriger lichtbrechender Substanz eingelagert. *Biotit*: grössere Blättchen, teils hypidiomorph, meist aber ausgefranst oder abgerundet, durch Umwandlung in Feldspatsubstanz resorbiert, seltener in einzelnen Fasern chloritisirt. Selten gibt es pleochroitische Höfe um kleine Epidot- und Zirkon(?)körnchen. Der Eigenpleochroismus des Biotits geht von blassgelblich bis zu leicht grünlichem Braun. Die Orientierung der Grosszahl der Biotitblätter ist etwas schief zur Bänderung des Gesteins, doch ist diese Richtung nur undeutlich ausgesprägt.

Bezüglich der Umwandlung von Biotit sei hier folgende Präzisierung angebracht: bei starker Vergrösserung konnte festgestellt werden, dass vor allem senkrecht (001), also auf der Längsseite der Blätter, dieselben in Umwandlung begriffen sind. Es bildet sich an unregelmässig eingefressenen Partien Feldspatsubstanz (mit der scharfen Grenze des ursprünglichen Biotitumfanges), die noch einzelne Fäserchen des ursprünglichen Biotites enthält und im übrigen eine niedrigere Lichtbrechung als der angrenzende Plagioklas (Oligoklas) aufweist. Ganz selten zeigt sich eine fleckige Zeichnung darin, welche aber sehr undeutlich hervortritt und nicht unbedingt auf Mikroklin-Charakter schliessen lässt. Fig. 14 zeigt die Ausbildung dieser Resorptionszonen:

Epidot: bildet sich sehr selten durch Umwandlung von Biotit, hat oft einen pleochroitischen Kern und zeigt manchmal randliche *Pistazit*-Auswüchse in den Biotit hinein. *Klinozoisit* ist weitaus häufiger, in rundlichen bis recht gut idiomorphen Körnern, teils ebenfalls buchtig in Biotit eindringend, doch stets ohne sichtbare Umwandlungszone zwischen beiden. Entstehung des Klinozoisits direkt

aus Biotitzerfall kann nicht erwiesen werden. *Titanit* nur in seltenen, kleinen Körnchen. *Limonit*: vereinzelte braunrote Körnchen. *Zirkon*(?): kleinste Körnchen mit pleochroitischem Hof in Biotit.

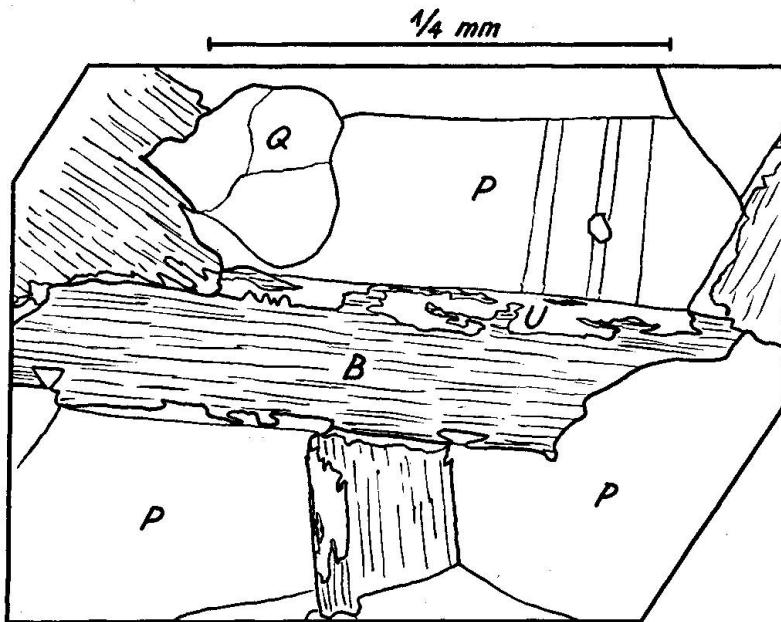


Fig. 14. Umwandlung von Biotit in Feldspatsubstanz.

Q = Quarz, P = Plagioklas, B = Biotit, U = Umwandlungsprodukt aus Biotit.

Die hellen Bänder enthalten folgende Mineralien:

Quarz: meist rundliche, xenomorphe Körner, teils etwas lappig (nie zackig) ineinandergreifend zu zusammenhängenden, lagigen Komplexen. Quarz ist hier die Hauptmasse. Stark undulös auslöschen.

Plagioklas, Biotit, Klinozoisit: dieselbe Ausbildung wie in den dunklen Bändern, nur seltener und kleiner.

Andere GT sind nicht vorhanden.

Eine Integration ergab für die dunklen Bänder folgenden prozentualen Mineralbestand:

| | |
|------------|-------|
| Plagioklas | 47,4% |
| Biotit | 40,0% |
| Quarz | 11,6% |
| Epidot | 1,0% |

und für die hellen Bänder:

| | |
|---------------|-------|
| Plagioklas | 54,7% |
| Quarz | 41,2% |
| Biotit | 3,6% |
| Epidot | 0,5% |
| (Klinozoisit) | |

Nach den Anzeichen der Quarzausbildung (rundlich lappig, nicht zackig) und der Biotitfarbe: braun (doch noch nicht so intensiv rotbraun wie in den typischen Biotitgneisen der eigentlichen Paragesteinszüge) möchte durchaus ein ursprüngliches Paragestein vorliegen, das quarzreiche Lagen enthielt. Es bestehen überdies keine strukturellen Unterschiede zwischen den zwei verschieden getönten Bändern, so dass eine Annahme der Entstehung der hellen Bänder etwa durch Injektion unwahrscheinlich erscheint.

Interessant ist wiederum, dass in diesen Gneisen solche mit kleinaugiger Textur eingeschaltet sein können (Schliff 21 R), welche eigentlich dem Vergeletto-Typ äußerst ähnlich sehen, aber nun den Biotit des Lodano-Typus enthalten. Auch ist der Gneis feinkörniger als der beschriebene vom Vergeletto-Typus und zeigt schmale, helle Lagen mit knotigen Erweiterungen von Mikroklin-Individuen.

Ähnliche Gesteine sind auch in den typischen Paragesteinszügen gefunden worden.

Eine interessante Strukturform ist den Biotitgneisen vom Lodano-Typus eigen, die aber (wie der Aufnahmeort der Photo 5 zeigt) auch in Nachbargesteinen anzutreffen ist. Genannte Photo zeigt die Fältelung einzelner heller Lagen zwischen absolut gerade verlaufenden benachbarten. Ein Blick auf das Handstück zeigt, dass die teilweise sogar extrem bis zum Reissen der Lage geführte Beanspruchung in kurzem Abstand von derselben rasch abnimmt und feine (auf der Photo nicht sichtbare) Lagen sich bald den geradeverlaufenden angleichen. Es wurde also jeweils nur ein recht schmales Band des Gesteins, resp. besonders eine helle Lage (oder in andern Beispielen weiter entfernt auch 2—3 Lagen konform) gefaltet, zusammengestaucht. Dieses Phänomen ist vergleichbar mit den Bruch- oder Boudinage-Erscheinungen an Bändergneisen, welche in jenem Kapitel besprochen werden. Es muss eine differenzierte Durchbewegung stattgefunden haben. Eine andere Erklärungsmöglichkeit, das zeitlich auseinanderliegende Eindringen von Injektionsmaterial in Lagen, wobei das Produkt der früheren Injektion bereits gefältelt vorlag beim Eindringen von jüngeren Injektionslagen, kann durch mangelnde Beweise nicht angenommen werden. (Auch scheint nach vorher Gesagtem ja überhaupt keine Injektion vorzuliegen!)

3. Braune Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneise der Zone von Vergeletto

Diese Gneise, welche mit der entsprechenden Signatur von den Biotitgneisen der Vergeletto-Zone abgetrennt wurden, sind in der folgenden Weise zu charakterisieren:

Der *grobflaserige Typ* (Schliff 22/7/2a) enthält Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskowit, Epidot, Klinozoisit, Titanit und Zirkon (?).

Die Verteilung dieser Mineralien im Schliff zeigt die Ausbildung von riesigen Flasern von xenomorphem Mikroklin mit reliktischem Plagioklas-Quarzgefüge dazwischen, wobei letzteres auch feinkörnig die Mikroklin-Flecken umsäumt. Mikroklin kann aber auch ein beinahe monomineralisches, unregelmässig polygonalkörniges Pflaster bilden. Diesen Flecken fehlen fast durchwegs dunkle GT! Anderseits finden sich unregelmässige Lagen von kleinkörnigem Plagioklas-Quarzpflaster. Auch Quarz allein kann sich in xenomorphen, grösseren Individuen und Ansammlungen anreichern. Zwischen diesen Bereichen winden sich die Biotit- und Muskowitblätter durch. Beide Glimmer sind in oft grösseren, doch schmalen Blättern vorhanden. Biotit hat einen Pleochroismus von blassgelblich bis intensiv rotbraun und enthält reichlich kleinste xenomorphe Körnchen (Zirkon?) mit stark pleochroitischen Höfen.

Klinozoisit ist ein häufiger Bestandteil, welcher sich in rundlichen Körnern gerne an die Glimmerlagen hält. Titanit und Epidot sind selten in kleinen Körnchen vorhanden.

Die Struktur ist lerido-porphyrblastisch, während das Gestein texturell gut gerichtet bis geschiefert erscheint.

Die grobflaserigen Zweiglimmergneise können in schieferige Gesteine, vorerst noch mit Mikroklin, später ohne Mikroklin, übergehen.

Sie sehen im Felde meist braun verrostet aus und sind so schon von weitem erkenntlich. Interessant und merkwürdig erscheint mir die Feststellung, dass etwas N des Untersuchungsgebietes, bei Tremossa, $1\frac{1}{2}$ km SW Lodano, laut Tessiner-Karte Nr. 116 ein Gesteinsvorkommen anzutreffen sein sollte, welches nach Legende folgenden Charakter hätte: „Aplitgneis und Granulitgneis, meist saure, mittelkörnige, oft schieferige Gesteine, vorwiegend Orthogesteine, z. T. auch Mischgesteine.“

An eben jener Stelle befindet sich eine mächtige Einlagerung von den besprochenen Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisen. Es ist kaum vorzustellen, dass diese Orthomaterial sein sollten! Mischgesteine schon eher, indem Quarz und Mikroklin in den flaserigen Anreicherungen tatsächlich den Eindruck von Fremdbestandteilen erwecken.

Anderseits bestehen an einigen Orten alle Übergänge zu den unter Paragesteinen beschriebenen Biotit- oder Zweiglimmergneisen mit braunem Biotit, indem Granat und Magnetit hinzukommen können. Doch ist Granat nur an einer Stelle gefunden worden, wo ohnehin die Nachbargesteine Paracharakter aufwiesen.

V. Paragesteine

1. Biotitgneis mit braunem Biotit

(Schliff 5775/1)

Quarz: Meist kleinere, rundliche Körner, etwa undulös.

Plagioklas: Stets xenomorph, oft mit runden Quarzeinschlüssen, Biotitfetzen eingeschlossen, diffus zonar und oft verzwillingt. Sicher nachträgliche Blastese unter Resorption des Biotites (n kleiner als Quarz, entspricht Oligoklas). Einzelne Plättchen von Mikroklin im Zentrum.

Biotit: Sehr gut eingeregelt, doch nur fetzenförmig, ausgefranst. Pleochroismus blassgelblich bis dunkelrotbraun. Pleochroitische Höfe um eingelagerten Epidot (?).

Epidot, Klinozoisit, Titanit: Rundliche Körner, alle nicht sehr häufig. Epidot z. T. recht xenomorph (nachträglich resorbiert) und fleckig auslöschend.

Erz (Pyrit, Magnetit): Recht häufige Körner, stets miteinander verwachsen.

Struktur

Granoblastisch.

Textur

Gut gerichtet bis schieferig.

Dazu kann kommen (Schliff 6398/1)

Muskowit: In kurzen Blättchen, kreuz und quer eingelagert, in meist klein-unregelmässig-polygonales Plagioklas-Quarzpflaster, aber auch in ähnlicher Ausbildung wie der braune Biotit (in breiteren Lagen mehr oder weniger gut eingeregelt), eng mit diesem ineinandergewachsen.

Quarz: In diesem Fall meist in riesigen Xenoblasten (lagenweise) durch das übrige Gestein dringend, undulöse, zackig verzahnte Individuen.

Erz: Reichlicher.

(Schliff 6398/2)

Granat: Grössere Xenoblasten, mit Biotiteinschlüssen, scheinen auf Kosten anderer GT zu wachsen. Speziell greifen sie Biotit an, resorbieren ihn unter Abscheidung von z. T. schön sagenitmässig eingelagertem *Rutil* (?).

Disthen: In kleineren, stengeligen Individuen, zu breiteren Lagen gesammelt, oft eng vergesellschaftet mit Granatkörnchen.

Rutil und *Zirkon*: Kleinere Stengelchen, letztere deutliche, pleochroitische Höfe im Biotit erzeugend.

Plagioklas: Blastese sowie Ausbildung von schön polygonalem Pflaster.

Mikroklin: Dürfte wirklich erst später hinzugekommen sein; entweder in Lagen oder dann in einzelnen grossen Xenoblasten (mit Myrmekiten gegen Plagioklase) oder unregelmässig homöoblastisch-polygonalkörniges Pflaster. Sonst kaum ein Einzelkorn zwischen dem übrigen Gefüge!

Diese Biotitgneise vom Paratypus können auch mit quarzitischen Bändern alternieren, die etwa die gleichen Mineralien enthalten, nur dass Plagioklas fast ganz zurücktritt, die übrigen GT in Lagen ausgerichtet sind (bes. Sillimanit) und Quarz die absolute Vormacht innehat.

2. Amphibolite

Bezüglich der Ausbildung der Amphibolite in den genannten Paragesteinszügen darf auf die Arbeit von FORSTER hingewiesen werden.

Es ist einleuchtend, dass der Charakter dieser Gesteine in unserem Gebiet derselbe ist wie dort beschrieben, bilden doch unsere Paragesteinszüge die unmittelbare Fortsetzung der von FORSTER östlich der Maggia kartierten.

3. Kalksilikatgesteine

Kalksilikatgesteine der variationsreichsten Prägung machen einen Grossteil der Paragesteinszüge aus. Im Rahmen dieser Arbeit kann auf die Beschreibung dieser Gesteine nicht eingegangen werden. Die Kombination folgender Mineralien führt zu unzähligen verschiedenen Gesteinen: Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Epidot, Klinozoisit, Vesuvian, Skapolith, Calcit, Diopsid, strahlsteinartige Hornblende, Cummingtonit-Hornblende, Chrysotil, Titanit, Rutil, Granat, Pyrit, Magnetit, Chlorit, Sillimanit, Biotit (z. T. braun), Muskowit, Zirkon, Apatit.

Die Mineralumwandlungen sind sehr vielgestaltig und einer eingehenden Untersuchung wert. Dabei wäre nicht nur der Einfluss der Metamorphose zu berücksichtigen, sondern ebenso sehr die Veränderungen, welche durch den teils lagenweise zugeführten Quarz hervorgerufen wurden.

Ferner wären zu untersuchen die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse von Paragneisen, Amphiboliten, Kalksilikatgesteinen und Marmor, die alle cm um cm lagig abwechseln können oder da und dort in ausgeprägten Linsen eingelagert sind (besonders Amphibolite und deren Umwandlungsprodukte).

Auch die Kalksilikatgesteine können in quarzitische Glieder übergehen, so dass Gesteine mit Quarz, Epidot, Granat, Chlorit, Titanit, Klinozoisit — bei Vorherrschaft der erstgenannten Mineralien — entstehen.

Hier ist — im Gegensatz zu den Biotit-Paragneisen — der Granat nicht mehr beständig und wandelt sich grösstenteils in Chlorit und Calcit um.

4. Marmore

Sie sind stets grobkörnig. Grob xenomorpher Calcit bildet die Hauptmasse mit zahlreichen Druckzwillingslamellen, die sehr oft verbogen sind. In einem Beispiel (Marmor in der Vergeletto-Zone, E Pian della Crosa) sind die Körner z. T. ausserordentlich stark ausgewalzt, so dass makroskopisch ein dichter, grauer Kalk resultiert.

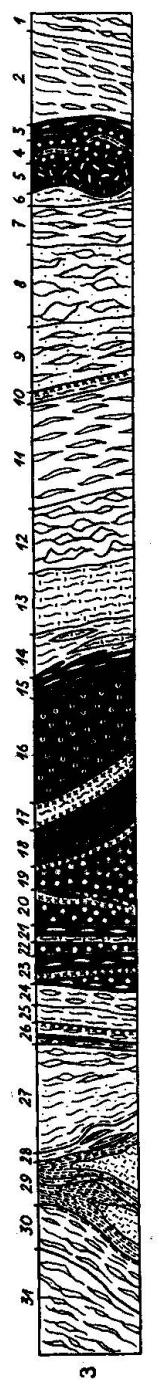
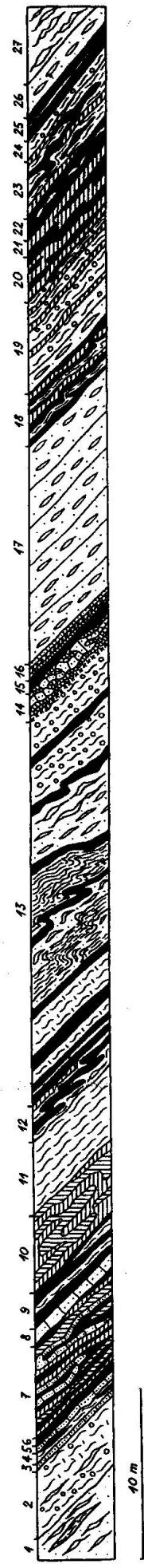


Fig. 15.

Indessen haben die verschiedenen Vorkommen doch auch recht verschiedenes Aussehen, meist durch die Anordnung und Art der Verunreinigungen (Kalksilikat- und andere Mineralien) bedingt.

Der Marmor des P. della Croce-Zuges im Bordione zeigt einmal makroskopisch überall eingesprengte Knötchen von grünen Mineralien (Tremolit und Diopsid), vergesellschaftet mit Pyrit. Diese Knötchen können in Lagen angeordnet sein, und dann sieht man oft, wie diese Lagen eine deutliche Faltungstextur abzeichnen. Die Grundmineralien sind Quarz, Diopsid, strahlsteinartige Hornblende (diese beiden innig miteinander verwachsen, das eine aus dem andern entstehend — in Nachbarschaft von Calcit), Granat (meist stark zersetzt), Titanit.

Der Marmor von Gresso enthält mehr lagenförmig eingelagerte Verunreinigungen. Im reinen Marmor sehr grobkörnig, werden die Individuen kleiner, sobald flecken- oder lagenweise Fremdmineralien dazukommen. Hier treffen wir typisch den Phlogopit in Lagen und lose verteilten kleinen Blättern an. Die übrigen Mineralien sind sehr kleinkörnig und dieselben wie oben, dazu kommt ein farblos bis orange-braun pleochroitisches epidotähnliches Mineral.

Zur Ausbildung des Marmors des Gresso-Zuges im Bordione noch folgende Ergänzung: Recht schmale Lagen (mm-cm) groben Calcits wechseln mit Lagen von Kalksilikatmineralien ab. Dies in der Breite von mehreren m.

Marmor km 6,430 (Stollen), entsprechend Schliff S 1, ist innig mit Kalksilikatgesteinen vergesellschaftet, wobei besonders am Rande von breiteren, grobkörnigen Marmorlagen Vesuvian grosse Individuen ausbildet, die bald gegen aussen durch Epidot aufgefressen und in kleines Schollenwerk zerlegt werden.

Detailprofile von Paragesteinszügen (vgl. Fig. 15)

Zur Darstellung der Vielgestalt der Ausbildung der Paragesteinszüge im unteren Onsernone seien drei genau ausgemessene und charakterisierte Profile beigegeben.

1. Profil des Zuges von Gresso, aufgenommen am W-Ufer des Rivo W der Strassenkehren unterhalb Gresso.
2. Profil des Zuges von P. della Croce, aufgenommen am W-Ufer des Bordione oberhalb Berzona.
3. Profil des Zuges von Cardada, aufgenommen längs der Onsernone-Poststrasse zwischen Cresmino und Auressio.

Gresso-Zug (Legende zum Profil 1)

1. Lagige, aplitische Gneise mit Injektionsadern. Gegen Grenze zum Gresso-Zug auch Linsen von Hornblende-Biotitgneis.
2. Rostige Granat-Biotitgneise, etwa mit Injektionslagen, dunkle Hornblende-Biotitgneise mit Epidot.
3. Heller, schlierig-lagiger Quarzit mit Hornblende und Granat.
4. Rostige Biotitschiefer und plattige Amphibolite.
5. Helle, harte, quarzitische Bank mit Hornblende und Granat in schlierigen Lagen.
6. Rostige Amphibolite.
7. Amphibolite mit vielen Kalksilikatlagen und zahlreichen dünnen Marmorlagen. Dazwischen verfaltete, dicke Bänder von Hornblende-Granatquarzit, hell.
8. Verrostete, schlierig verfaltete Hornblende-Granatquarzite.
9. Dunkle, verrostete Amphibolite, teils mit Biotitlagen.
10. Lagige, stark verfaltete Kalksilikatgesteine mit Marmorlagen.
11. Stark verrostete, plattige Biotitgneise.
12. Stark schlierig verfalteter, feinkörniger Biotitgneis und feinkörnige Amphibolite, teils mit knotigen Injektionsschnüren. Zuoberst dünne Marmorlagen.
13. Plättige, rostige Amphibolite, dazwischen Hornblende-Biotitgneise, relativ ruhig gelagert.
Stark verfaltete Serie von hellem Biotitgneis, bänderig mit dunklem, rostigem, feinkörnigem Biotitschiefer und Amphibolitlagen. Schlierige Quarzinjektionen. Gegen N plattige, ruhig gelagerte Granat-Biotitgneise.
14. Zone von verfalteten und stark mylonitisierten, hellen Quarziten und karbonatreichem Gestein (teils weiss, teils graubraun mit Granat).
15. Plättige Amphibolite, verrostet.
16. Stark mylonitisierte Zone (ähnlich 14).
17. Nach Dislokationsfläche (diskordant) aplitische Gneise.
18. Amphibolite, lagig mit Biotitgneisen und zahlreichen Marmorlagen, gefältelt, auch dicke, oft hell injizierte Amphibolite mit grober, fluidal angeordneter Hornblende.
19. Hellere, bankige, lagige Granat-Biotitgneise mit einzelnen Marmorlagen.
20. Amphibolite mit Marmorlagen.
21. Dicke Marmorbank mit eingefältelten Lagen von dunklen GT.
22. Schlierige, plattige, verrostete Amphibolite mit Injektionslagen und Schlieren.
23. Gefältelte Biotitgneise mit Marmorlagen und eingefälteten Amphibolitlinsen.
24. Rostige Bank von Granat-Biotitgneis.
25. Lagige, feinkörnige Amphibolite.
26. Heller, lagiger Biotitgneis, aplitisch werdend.
27. Nach Grenze Gresso-Zug grobbankiger Injektionsgneis.

Zug von Forcola-P. della Croce (Legende zum Profil 2)

1. Feinkörnige, lagig injizierte Biotitgneise, oft bänderig.
2. Plättige, oft gefältelte, feinkörnige, dunkle Zweiglimmergneise mit Granat.
3. Grobflaserige Granat-Biotitgneise (Granatporphyroblasten, bis 2 cm Ø) mit hornfelsartigen Lagen und Linsen.

4. Granat-Biotitgneise mit zunehmender Anzahl von Amphibolitbändern, Marmorlagen und -linsen (bis 25 cm mächtig).
5. Granat-Biotitgneise, gefältelt.
6. Amphibolit, bänderig bis linsig, abwechselnd mit Biotitgneis- und Kalksilikatbändern mit aplitischen Lagen.
7. Biotitgneise mit Hornblende, oft lagig injiziert. Feinkörnige Biotitgneise.
8. Bänderiger Amphibolit.
9. Bänderige Biotitgneise, zuerst schmal-, dann breitbänderig (bis mehrere dm).

Zug von Cardada (Legende zum Profil 3)

1. Lagige bis bänderige Injektionsgneise.
2. Lagige Injektionsgneise und Biotitgneise mit Mikroklinaugen.
3. Lagiger Amphibolit.
4. Nach grossgewellter Schichtfläche fleckiger Amphibolit.
5. Nach Grenzfläche von Chlorit-Plagioklasschiefer schlierig-fleckiger Amphibolit, ohne Grenze übergehend in Granatamphibolit und Eklogitamphibolit, dann Fleckenamphibolit, dessen Flecken meist verrosteten Biotit enthalten, schieferig werdend.
6. Heller, feinkörniger Biotitgneis, mit hellen Schlieren.
7. Plattiger, lagiger Injektionsgneis.
8. Heller, dick-knotig injizierter Gneis.
9. Heller, lagiger Injektionsgneis.
10. Nach Ruschelzone (gelbbrauner Staub) lagiger Biotitgneis.
11. Lagiger Injektionsgneis.
12. Stark schlieriger, knotiger Injektionsgneis.
13. Grauer, lagig-bänderiger Biotitgneis, Bänder teils Hornblende führend.
14. Graue Biotitgneise, etwas bänderig, vereinzelte helle Flecken, durchsetzt mit Biotit-Hornblendeschieferlagen und Linsen.
15. Mit verkeilter Grenze übergehend in lagigen Amphibolit.
16. Fleckiger Amphibolit mit Epidot in den Flecken, dann Biotit-Fleckenamphibolit.
17. Scharfe Abscherungsgrenze gegen hornblendeführenden Biotitschiefer, ganz zu Sand zerrieben.
18. Amphibolit mit schlierigen, epidotführenden Flecken, teils in Bändern, sehr feinkörnig, schwarz, randlich verschiefert.
19. Nach Ruschelzone mit verrostetem Biotit massiger Granatamphibolit, teils Flecken auch ohne Granat. Anschliessend Ruschelzone mit kompakten Amphibolitlinsen.
20. Fleckenamphibolit.
21. Grauer Biotitgneis, plattig, mit Hornblende und Epidot. Feinkörniger Amphibolit mit epidotführenden Schlieren.
22. Fleckenamphibolit.
23. Schlieriger Amphibolit mit Epidotlagen, Ruschelzone, Fleckenamphibolit mit chloritisiertem Biotit, bänderiger Amphibolit.
24. Grauer, plattiger Biotitgneis mit hellen Augen.
25. Grauer, plattiger Biotitgneis.
26. Nach Ruschelzone grauer Biotitgneis mit hellen Augen und vereinzelten Amphibolitbändern.

27. Augiger Injektionsgneis, z. T. auch nebulitisch. Lagig werdend und recht hell. Dann stark verbogen.
28. Einlagerungen von Biotitschieferlagen, grobblätterig und verrostet.
29. Biotitschiefer (ganz weich) verrostet, dann feiner, strohgelber Glimmer. Darin eingelagert Lagen von lauchgrüner Hornblende. Dann dicke Linse von zähem, kurzstengeligem Anthophyllitfels; 10 cm dickes Band aus schwarzem Biotitschiefer, Chlorit-Plagioklasfels, Amphibolit; dann wieder der strohgelbe, feinblätterige Glimmerschiefer mit Einlagerung von feinfaserigem Gestein. Randzone wieder grobblätteriger, rostiger Biotitschiefer mit lauchgrüner Hornblende in Lagen.
30. Mit schwarzen, groben Biotitschieferlagen Grenze gegen graue, plattige Biotitgneise, augig-schlierig bis lagig injiziert.
31. Injektionsgneise (Typ Mergoscia).

VI. Basische und ultrabasische Metamorphite

Da basische und ultrabasische Metamorphite aus der Wurzelzone in ihrer Vielfalt der metamorphen Produkte ja schon sehr eingehend beschrieben und gedeutet wurden (WANG, WALTER, FORSTER, DAL VESCO, VENKAYYA), soll hier nicht nochmals darauf eingegangen werden, obwohl besonders die basischen Glieder, die Amphibolite und ihre Gesellschaft einen erheblichen Anteil an den Gesteinen der Paragesteinszüge ausmachen. (Es geben die Detailprofile, besonders dasjenige des Zuges von Cardada, einen Einblick in die Lagerungsweise und schematisch in die Variabilität dieser Gesteine.)

Über die Verteilung der Varietäten ist zu sagen, dass die olivinhaltigen Glieder sämtlich auf die lokal in den Injektionsgneisen der Zone von Mergoscia liegenden stock-linsenförmigen Körper (Capoli, Brusate, Salmone N-Grat, Salmone W-Flanke) beschränkt sind. Ein Beispiel freilich bildet eine Ausnahme, nämlich der Anthophyllitfels am N-Rand des Cardada-Zuges, der wohl aus einem Peridotitkörper entstanden gedacht werden muss. Seine Form und Kontaktverhältnisse lassen eine gewisse Ähnlichkeit mit dem von DAL VESCO (1953, S. 343 f.) beschriebenen Serpentinstock von A. Aspra voraussagen.

Die olivenreichen Gesteine von Capoli und Brusate lassen sich durchaus mit den von DAL VESCO von A. Alai und A. Arami ausführlich beschriebenen Vorkommen vergleichen, und ebenso zeigen die Eklogite vom S-Rand des Zuges von Cardada bis in Einzelheiten dieselben Metamorphosestadien, wie sie dort von Eklogiten, Granat- und Kelyphit-amphiboliten dargestellt werden.

Die Vorkommen von Campo und Forcola (E Campo) sind denen aus dem Zug von Cardada zu vergleichen, ebenso Gesteine aus dem Zug

von Forcola-P. della Croce, S der Strassenbrücke über den Ribo zwischen Pte Oscuro und Coletta.

D. SCHLUSSSTEIL

Schlusswort

In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse geologisch-petrographischer Geländeaufnahmen im Gebiet zwischen Vergeletto-Onsernone–Valle Maggia dargestellt. Die Karte füllt eine bestehende Lücke zwischen den 1947–1952 erschienenen Aufnahmen von Schülern des Zürcher Institutes aus. Es gelang, die einzelnen Gebiete durch die Verfolgung wichtiger zonentrennender Paragesteinszüge untereinander zu verbinden. Zugleich konnte der strukturelle Bau dieses Abschnittes der Wurzelzone abgeklärt werden. Dem Gewölbe des Onsernone überlagert sich im N der breite Trog der Zone von Vergeletto. Die Wurzel der letzteren, und damit des ganzen, ihr äquivalent zu setzenden Maggia-Komplexes dürfte trotzdem nicht im S, etwa in der Zone von Vosa-Croppi, zu suchen sein, sondern eher jenseits der Maggia in der N-Zone von Gordevio und den nördlich anschliessenden Coccogneiszonen. Das Gewölbe des Onsernone (im Kern der Zone von Mergoscia) setzt sich — bei parallel gepressten Schenkeln — ebenfalls E der Maggia fort. Seine tektonische Stellung lässt dann in auffallender Weise die vorläufige Annahme WENKS (1955) vom Vorhandensein von parautochthonen Wurzelmassiven in dieser Gegend wahrscheinlich werden. Die Zuordnung einzelner Zonen zu Deckensystemen begegnet reichlichen Schwierigkeiten, indem noch über grössere Gebiete Detailkartierungen fehlen.

Grossen Einfluss auf den Verlauf einzelner Zonen haben junge Bruch- und Verwerfungssysteme, deren wichtigstes N-S bis NNE-SSW verläuft. Es versetzt die Gneise in mehreren Abschnitten um je 100–700 m nach N.

Abgesehen von diesen tektonisch-geologischen Beobachtungen wurden im petrographischen Teil der Arbeit aus diesem Gebiet bisher noch nicht bekannte Gesteine quarzdioritischer bis granitischer Zusammensetzung näher untersucht. Diese, auf die Zone von Vergeletto beschränkt, lassen sich in der Art ihres Auftretens einigermassen mit den andern «Kerngesteinen» des Maggia-Komplexes vergleichen, doch weicht ihr Chemismus ab.

Trotzdem nur knappes Untersuchungsmaterial vorlag (durch die Inbetriebnahme des Stollens der Maggia-Kraftwerke lange vor Abschluss

dieser Arbeiten wurden leider weitere Erhebungen verunmöglicht), schien sich zu ergeben, dass es sich hier um anatektisch beeinflusste, teils palingen gewordene frühere Amphibolite handelt, die zudem in Spätphase unter Zufuhr von Quarz und Alkalifeldspatsubstanz zu granitischen bis pegmatitischen Gesteinen umgewandelt wurden.

Die Injektion dieser letztgenannten Substanzen ist auch verantwortlich für die Ausbildung der vielgestaltigen Injektionsgneise der Zone von Mergoscia.

Die spezielle tektonische Lage der Gesteine des Untersuchungsgebietes im tiefsten Penninikum führte zu einzigartigen „migmatischen“ Strukturbildern, führte zur Ausbildung der schlierig-fluidalen Aplitgneise sowie der Aplitgranitgänge, die wohl auch Erstarrungsprodukte palingener Schmelzen darstellen.

Alle übrigen Gesteine wurden nur erwähnt, indem sie grossenteils von den Bearbeitern der Nachbargebiete eine eingehende Darstellung erfuhren.

Es ist klar, dass diese Beobachtungen nur einen einführenden Charakter haben können, da die Hauptarbeit in der Kartierung lag. Doch wird hoffentlich später noch Gelegenheit sein, darauf zurückzukommen und einzelne Probleme näher zu beleuchten.

Considerazione conclusiva

L'opera presente contiene i risultati delle ricerche geologiche-petrografiche nella regione tra Vergeletto-Onsernone e Valle Maggia.

La nostra carta sostituisce la lacuna tra le carte rilevate da studenti dell'istituto zurighese 1947/52. Fu possibile riunire le regioni separate seguendo relativamente esili zone importanti di paragneiss (che separano le larghe zone principali).

Nello stesso tempo fu chiarito la struttura tettonica di questa parte della Zona delle radici. All'anticlinale dell'Onsernone è sovrapposta in direzione settentrionale la sinclinale della Zona di Vergeletto. Ciononostante la radice dell'ultima — incluso tutto il Complesso Maggia — non sarebbe da cercare nella Zona di Vosa-Croppi, ma piuttosto all'est della Maggia, nella Zone-N di Gordevio e nelle Zone di Cocco-Gneiss attaccandosene al nord. La continuazione dell'anticlinale dell'Onsernone si trova nel centro della Zona di Mergoscia con lati paralleli anche all'est della Maggia. La sua posizione tettonica sembra confermare (in modo sorprendente) la supposizione provvisoria di WENK (1955) sulla probabilità dell'esistenza di massicci parautochtone nella Zona delle radici.

Cercando di aggiungere singole zone a sistemi di ricoprimenti, si urta nella difficoltà che mancano ancora rilevamenti particolari di vaste regioni.

Ciò che ha molta influenza sul corso di varie zone sono certi sistemi di fratture, il più importante dei quali ha la direzione N-S a NNE-SSW. Da ovest ad est traspone i complessi di gneiss in blocchi verso N.

Oltre a queste osservazioni geologiche-tettoniche furono descritti nella parte petrografica del lavoro sassi di composizione quarzo-dioritica a granitica finora sconosciuti per la regione studiata. Riguardo al modo degli affioramenti si può confrontarli (sono limitati alla Zona di Vergeletto) più o meno cogli altri „Kerngesteine“ del Complesso Maggia, intanto il loro chimismo differisce sensibilmente. Malgrado la presenza di materiale abbastanza stretto (a causa della messa in attività della galleria delle Officine Idroelettriche della Maggia S. A. lungo tempo prima della terminazione di questo lavoro, fu impossibile fare osservazioni complete), tutto fa credere che si tratta di rocce prima in forma di anfiboliti rifusi nello stato anatectico e messo parzialmente in movimento in forma di residui palingeni, raggiungendo finalmente sotto l'influsso di iniezione di quarzo e sostanze di feldispato potassico lo stato di sassi granitici e pegmatitici.

All'iniezione di dette sostanze si deve anche la formazione di gneiss d'iniezione della Zona di Mergoscia colla loro enorme variabilità.

La posizione tettonica speciale dei sassi della regione studiata (pen-nidico inferiore) cagionava lo sviluppo di forme strutturali di migmatiti e condusse alla genesi di gneiss aplitici a tessitura fluidale. Coloro sono probabilmente parzialmente anche prodotti di intirizzimento di residui palingeni. (Ciò è quasi sicuro per la genesi dei filoni di granito aplitico.)

Tutte le altre varietà o di gneiss o di rocce di carattere para o delle rocce basiche e ultrabasiche sono soltanto menzionate, poichè furono trattate essenzialmente degli autori di studi sulle regioni vicine.

E chiaro che le nostre osservazioni non possono essere che di carattere introduttivo, perchè il lavoro principale è stato il rilevamento della carta. Speriamo trovare più tardi l'occasione di riprendere lo studio di questi problemi e di chiarirne l'uno o l'altro fra i più interessanti.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- ANGEL, F. (1930): Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitt. Nat. Ver. f. Steiermark, Bd. 67.
BEARTH, P. (1939): Über den Zusammenhang von Mte-Rosa- und Bernhard-Decke. Eclogae geol. Helvet. Vol. 32.

- BEARTH, P. (1952 a): Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 32.
- (1952 b): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. 96. Liefg.
- BLUMENTHAL, M. (1952): Beobachtungen über den Verlauf der Muldenzone von Antrona. Eclogae geol. Helvet. Vol. 45.
- BUCHMANN, H. (1946): Aus dem Leben der Gesteine. Die Alpen.
- (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggiatales zwischen Fusio und Broglie im NW-Tessin. Diss., Basel.
- BURCKHARDT, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 22.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945/1949): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I und II. Zürich.
- CASASOPRA, S. (1940): Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina. Boll. svizz. min. petr. 19.
- (1947): Brevisimo cenno sulla geologia del Ticino occidentale. Guida P.T.T. „Locarno e le sue valli.“
- DAL VESCO, E. (1953 a): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico; studio geologico-petrografico della catena Gaggio-Basal. Boll. svizz. min. petr. 33.
- (1953 b): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. gemeinsam mit der Schweiz. Min. Petr. Ges. im Südtessin, in der Umgebung von Locarno und im oberen Valle Maggia. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 33.
- FORSTER, R. (1948): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 27.
- GÜNTHER, A. (1953): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. gemeinsam mit der Schweiz. Min. Petr. Ges. im Südtessin, in der Umgebung von Locarno und im oberen Valle Maggia. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 33.
- (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 34.
- GRÜTTER, O. (1929): Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia). Verh. Natf. Ges. Basel, XL.
- HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 29.
- HOTZ, W. und Bureau der Geol. Kommission (1931): Die geologischen und tektonischen Karten der Schweiz. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. NF. 62. Liefg.
- JAFFÉ, F. C. (1955): Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35.
- JAKOB, J. (1952): Chemische Analyse der Gesteine und silikatischen Mineralien. Basel.
- KERN, R. (1947): Zur Petrographie des Centovalli. Diss. ETH. Helsinki.
- KNOBLAUCH, P. und REINHARD, M. (1939): Erläuterungen zu Blatt 516, IORIO des Geol. Atlas der Schweiz. Bern.
- KOBE, H. (1954): Vorl. Mitteilungen über den Verlauf wichtiger Paragesteinszüge zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia. Eclog. geol. Helvet. Vol. 47.
- LAVES, F. (1955): Remarks on a paper by V. Marmo: „On the Microcline of the Granitic Rocks of Sierra Leone“. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35.

- MARMO, V. (1955): On the Microcline of the Granitic Rocks of Central Sierra Leone I. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35.
- MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L., KÜNDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner-Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal (Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte Nr. 116). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF 71.
- PARASKEVOPOULOS, G. M. (1953): Beitrag zur Kenntnis der Feldspäte der Tessiner Pegmatite. Tscherm. Min. Petr. Mitt. (dritte Folge), 3.
- PREISWERK, H. (1925): Vom Gestein im Tessin. Die Alpen.
- (1931): Der Quarzdiorit des Cocomassives und seine Beziehungen zum Verzascagneis. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11.
- REINHARD, M. (1931): Universaldrehtischmethoden. Basel.
- (1935): Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. Jaarb. Mijnbouwkundige Ver. te Delft.
- STAUB, R. (1951): Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. Eclogae geol. Helvet. 44.
- WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 30.
- WANG, H. S. (1939): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 19.
- WEGMANN, C. E. (1932): Note sur le Boudinage. SA. Bull. Soc. Géol. France.
- (1935): Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau 26.
- WENK, E. (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23.
- (1953): Prinzipielle zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. Eclogae geol. Helvet. Vol. 46.
- (1955): Ergebnisse einer Rekognosierung im Gebirgsdreieck Domodossola-Camedo-P. Porcarescio (Lepontin. Alpen). Eclogae geol. Helvet. Vol. 48.
- ZAWADYŃSKI, L. (1952): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 32.
- (1951): Gesteinsbeschreibung zum Profil des Stollens Mosogno, km 4,200 bis 6,800 der Maggia-KW. (unveröffentlichter Bericht im Besitz der Maggia-KW. AG., Locarno).

Geologische Karten

Neuere Karten und Kartenskizzen (ab 1930), welche das Dissertationsgebiet berühren oder enthalten, welche beim Studium berücksichtigt wurden oder welche in folgenden Werken vorhanden sind:

- NIGGLI, P., PREISWERK, H. u. a. (1934): Geol. Karte der Tessiner-Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal, 1 : 50 000, sowie die Serie von 11 darin enthaltenen tektonischen Übersichtskärtchen, 1 : 750 000.
- CASASOPRA, S. (1947).
- KERN, R. (1947).
- FORSTER, R. (1948).
- WALTER, P. (1950).

- ZAWADYŃSKI, L. (1952).
 BLUMENTHAL, M. (1952).
 WENK, E. (1953).
 GÜNTHERT, A. (1953).
 LEUPOLD, W. (1949): Geol. Übersichtskarte der Wasserkräfte des Maggiatales
 (unveröffentlicht), 1 : 50 000.
 Geol. Generalkarte der Schweiz, Blatt Ticino (1955), 1 : 200 000.

Topographische Karten

- Siegfried-Atlas, Blatt 514, Locarno, 1 : 50 000 (1936).
 Landeskarte der Schweiz, Blatt 552, V. Verzasca-W., 1 : 50 000 (1943).
 Landeskarte der Schweiz, Blatt 551, V. d'Antigorio-E., 1 : 50 000 (1947).
 Schweizer Alpenposten, „Locarno und seine Täler“, Übersichtskarte 1 : 75 000
 (1951).

Weitere Unterlagen

Die im Kapitel 3 b des Geologischen Teiles, „Verwerfungs- und Bruchsysteme, Klüftungen“, genannten
 Flugaufnahmen der Eidg. Landestopographie sowie
 Stollenprofile 1 : 500 der Maggia-KW AG., Locarno (von Palagnedra-Centovalli
 über 15 km bis nördlich der Zuleitung Soladino-Valle Maggia).
 (Beiden Institutionen sei für die Überlassung des genannten Studienmaterials
 bestens gedankt.)

Erläuterungen zu den Phototafeln I—VI

Tafel I

Photo 1: Stollen, km 5,114, E-Wand.

Injektionsgneis, grau, mit sehr stark verfältelten Injektionslagen. Solche Bilder deuten auf starke Durchbewegung während der Injektion der hellen Bestandesmassen hin. (1 cm : 20 cm*.)

Photo 2: Stollen, km 4,454, E-Wand.

Injektionsgneis, recht grob injizierte, graue Biotitgneise. Injektion lagig, knotig-schlierig (pegmatitisch) und nebulitisch auf schmalem Raum neben- und durcheinander. (1,2 cm : 20 cm.)

Photo 3: Onsernonestrassse, 300 m von Loco talwärts.

Injektionsgneis, knotig-schlierig, Typ Mergoscia; in der schlierigen Textur ist von der unteren Mitte nach oben links Bewegung angedeutet. (Hammerkopf 14 cm lang.)

Tafel II

Photo 4: Stollen, km 5,664, E-Wand.

Bändergneis, in gross gefaltetem Stil. Rechts unterhalb des runden Holzpflockes Boudinage (vgl. Photo 10, vergrösserter Ausschnitt). (1 cm : 25 cm.)

Photo 5: Stollen, km 7,040, E-Wand.

Lagig-bänderiger Biotitgneis, mit seinen auch für den Lodano-Typus charakteristischen verfältelten, hellen Bändern. Zur Erklärung der Faltung des mittleren Bandes in bezug auf die begleitenden Bänder kann keine andere Deutung als differentielle Durchbewegung angenommen werden. (Es lässt sich kein Altersunterschied der verschiedenen Bänder nachweisen.) (1 cm : 10 cm.)

Photo 6: Stollen, km 4,670, E-Wand.

Aplitgneise mit eingefalteten, dunklen Gneispartien, z. T. sind beide Gneisarten konkordant verfaltet. Hauptsächlich an den Faltenumbiegungen, aber auch längs den Schenkeln ist helle, pegmatitische Bestandesmasse mobilisiert und angereichert worden. (1 cm : 20 cm.)

*) Als Masstabbezeichnung gilt die erste Zahl für ein Mass auf der Photo, die zweite Zahl für ein entsprechendes Mass in der Natur.

Beispiel: Photo 1; 1 cm auf der Photo entspricht 20 cm in der Natur.

Photo 7: Stollen, km 4,450, E-Wand.

Hornblende-Titanitpegmatit, neben Injektionsgneis. Die Textur ist schlierig und im ganzen hellen Bereich gehen aplitische und pegmatitische Partien fluidal ineinander über. Die dunklen Flecken sind durchwegs Hornblende, die stets poikilitisch von Quarz und von Titanit durchsetzt ist. (1,2 cm : 30 cm.)

Photo 8: Stollen, km 9,186, W-Wand.

Hornblende-Quarzdiorit, enthält hier nur schmale, kleine, dunkle Schollen (mehr oder weniger konkordant) und stösst mit Salband diskordant an grosse, dunkle Scholle. Rechts unten ein Pegmatit. (1 cm : 10 cm.)

Photo 9: Stollen, km 8,976, E-Wand.

Pegmatitischer Granitgneis. Die intrudierte Kalifeldspatmasse durchtränkt den dunklen Biotitgneis (Typ Lodano) unter grober „Augen“-Bildung. (1,5 cm : 20 cm.)

Tafel III

Photo 10: Stollen, km 5,664, E-Wand.

Detail von Photo 4. Boudinage, die in einer ganzen Partie breitbänderiger Gneise in analoger Weise auftritt, lässt sich hier in Einzelheiten verfolgen. Innerhalb des hellen Bandes (ganze linke Bildhälfte) haben schon verschiedene Bewegungen in (im Bilde) vertikaler Richtung stattgefunden. So möchte das äusserste Band der — sich einigermassen starr zu denkenden — helleren Masse gerissen sein und der schwarze, feinkörnige Biotitgneis wurde in die entstehende Lücke gepresst. An andern Stellen ist die Zerrfuge mit Quarz ausgefüllt (Fig. 13). (1,6 cm : 10 cm.)

Photo 11*): Stollen, km 5,698, E-Wand.

Bändergneise aus der gross verfalteten Zone. Biotitgneise mit breiten, feinkörnigen, schwarzen und hellen, Quarz- und auch Muskowit-reichen, aplitisch-feinkörnigen Bändern sind in Gross-Ghirlandenstil verfaltet (rechts anschliessend). (1 cm : 25 cm.)

Photo 12: Stollen, km 4,845, E-Wand.

Aplitgneis, mit Randslage ptygmatisch diskordant gegen den (an sich auch fein gefältelten) schlierig injizierten Biotitgneis grenzend. Infolge der schlierigen Textur, des Magnetitgehaltes (hellste Stelle in linker Mitte des Bildes) und minimen Granatgehaltes gehört dieses Vorkommen zu den Aplitgneisen und trotz der Diskordanz nicht zu den Aplitgranitgängen (nach ZAWADYŃSKI). (1,5 cm : 30 cm.)

Photo 13*): Stollen, km 4,926, E-Wand.

Flaseriger Biotitgneis, geht kontinuierlich in lagigen bis dickbänderig injizierten Gneis über. (1,3 cm : 10 cm.)

*) Photos 11 und 13 wurden aus technischen Gründen um 90° aus ihrer natürlichen Stellung abgedreht.

Tafel IV

- Photo 14: Im Bach P. della Croce-S-Wand gegen Barione, Höhe über 1000 m. Grobflaseriger Hornblende-Biotitgneis. Die Hornblende sticht knotenförmig heraus; an verschiedenen Stellen bemerkt man die typische Querstellung der Hornblendestengel. (Größenvergleich: Thommen-Altimeter mit unterer Kantenlänge von 6 cm.)
- Photo 15: Riale di Vergeletto, NW-Ecke des Studiengebietes (vgl. Karte; Quarz-Diorit-Stock.)
(Detail zu den folgenden Bildern, Photo 16 und 17.) Im feinkörnigen Hornblendegneis liegen ringförmige und kugelige Flecken von Quarzdiorit-Material, die vom Kontakt herstammen. (Ungefähr $\frac{2}{3}$ natürliche Grösse.)
- Photo 16: Ort wie Photo 15.
Den rechten und unteren Teil des Bildes nimmt die etwas fluidale Quarzdiorit-Masse ein, die am Kontakt zum dunklen Hornblendegneis ringförmige und kugelige Flecken heller Bestandesmasse in diesen aussendet. (Hammerkopf = 14 cm lang.)
- Photo 17: Ort wie Photo 15.
Andere Stelle des Kontaktes, wo zwischen Quarzdiorit und „injiziertem“ Hornblendegneis sich ein feinkörniges, aplitisches „Salband“ befindet. Grösse und Anzahl der Flecken nimmt allgemein mit der Entfernung vom Kontakt ab.

Tafel V

- Photo 18: Handstück aus Stollen, km 9,250, Schliffbild.
Hornblende-Quarzdiorit. Im polygonalkörnigen Plagioklasplaster liegen Xenoblasten von Hornblende und Quarz sowie kleine Epidotkörner (X Nicols). (Vergrösserung 52,5×.)
- Photo 19: Handstück aus Stollen, Partie der quarzdioritischen Gesteine, Schliffbild.
Kleine, dunkle Scholle im Hornblende-Quarzdiorit. Das polygonalkörnige Plagioklasplaster, durchsetzt von kurzen Biotitblättern, enthält gleichkörnige Hornblende, wenig Epidot und sozusagen keinen Quarz. Die Biotite deuten eine Richtung an (// Nicols). (Vergrösserung 52,5×.).
- Photo 20: Handstück vom Quarzdiorit-Vorkommen ob Madruna SSW Moghegno (Valle Maggia), Schliffbild.
Epidot-Plagioklaslinse im Hornblende-Quarzdiorit. Umrahmt von Biotit (und Quarz) heben sich einzelne Linsen von Plagioklasplaster mit Epidotkörnern heraus. Bei diesem Beispiel erkennt man gut das gröbere Plagioklastkorn am Rand, das feinere im Zentrum der Linse. Der Epidot konzentriert sich auf das Zentrum (X Nicols). (Vergrösserung 52,5×.)

Photo 21: Dasselbe wie Photo 20, bei // Nicols. Man erkennt so die Linsenform der Ansammlung heller GT sowie die Sammlung des Epidots gegen das Zentrum. (Vergrösserung 52,5×).

Tafel VI

Photo 22: Handstück aus Stollen, km 9,264, Schliffbild.

Pegmatitischer Granitgneis. Das ursprüngliche Plagioklasplaster wird fast vollständig von Quarz und Mikroklin überwuchert. Plagioklasüberreste liegen noch fleckig im Mikroklin. (X Nicols) (Vergrösserung 43,5×.)

Photo 23: Handstück aus Stollen, km 6,217, Schliffbild.

In grobflaserigen Gneisen liegen die Hornblenden oft etwas quer zur angedeuteten Schieferung. (Letztere wird durch die Biotite am unteren Rand der Photo angedeutet.) Die S-förmige Hornblendefigur besteht aus zwei Individuen, die anhand der Anordnung der Spaltrisse gut auseinandergehalten werden können. Die S-förmige Anordnung wird nur durch die Lage der Einschlüsse gegeben, nicht aber durch eine Verbiegung der Hornblende (// Nicols). (Vergrösserung 10,9×.)

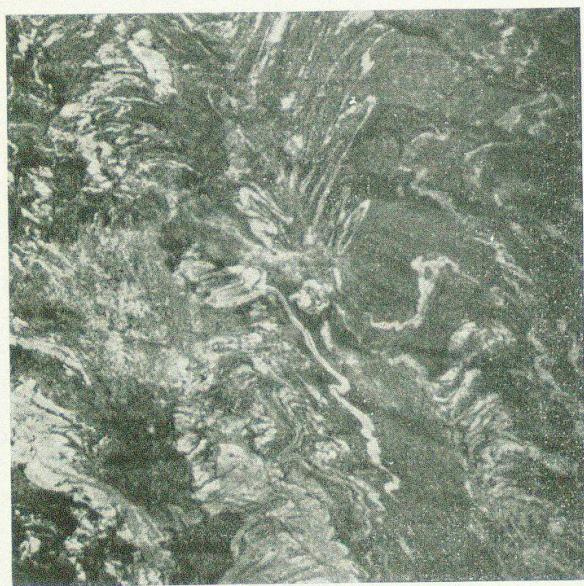


Photo 1

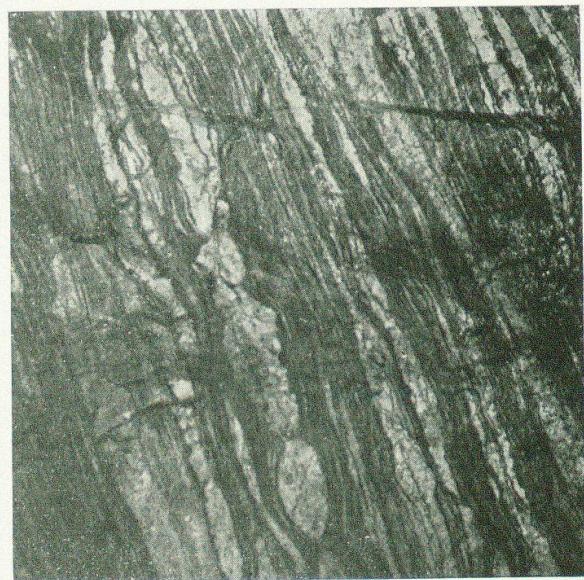


Photo 2



Photo 3

Tafel II

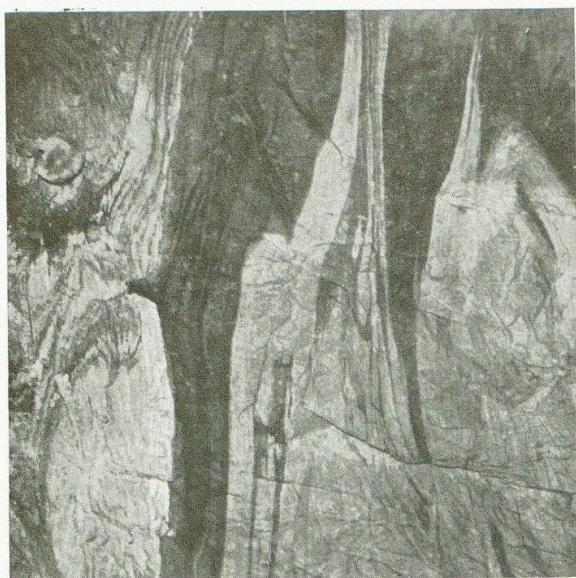


Photo 4



Photo 5

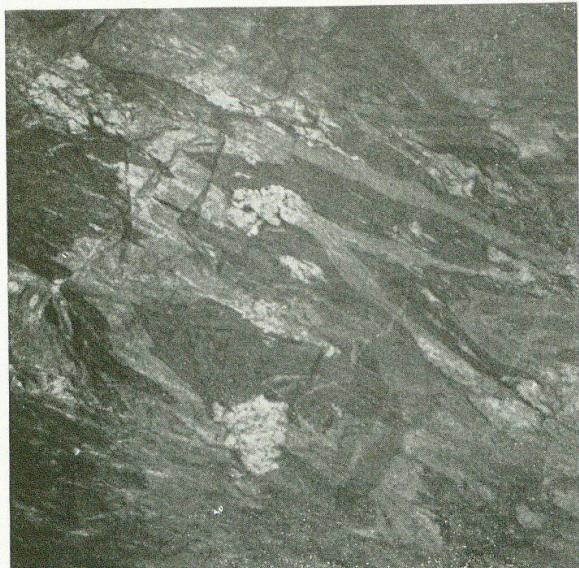


Photo 6

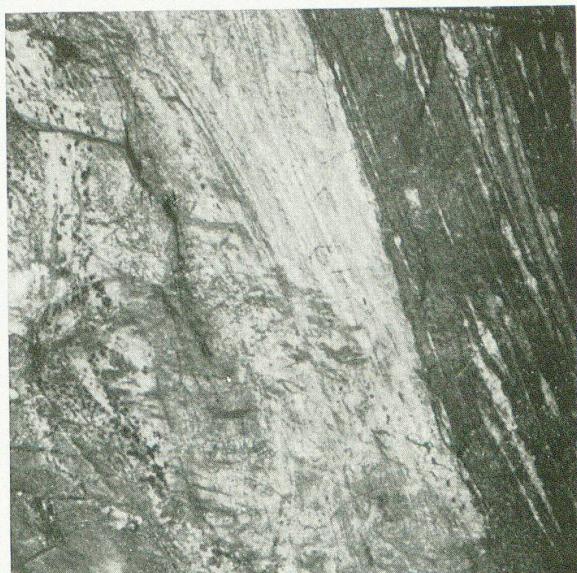


Photo 7

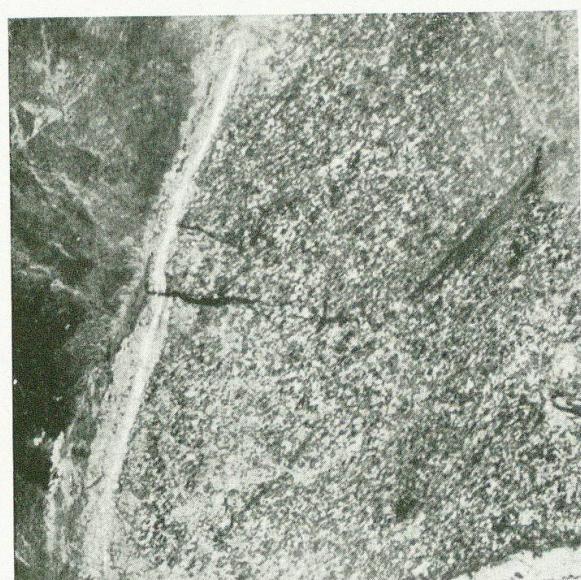


Photo 8

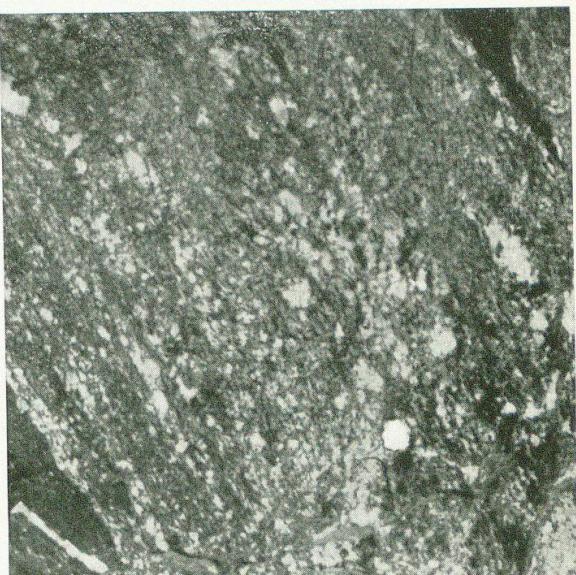


Photo 9

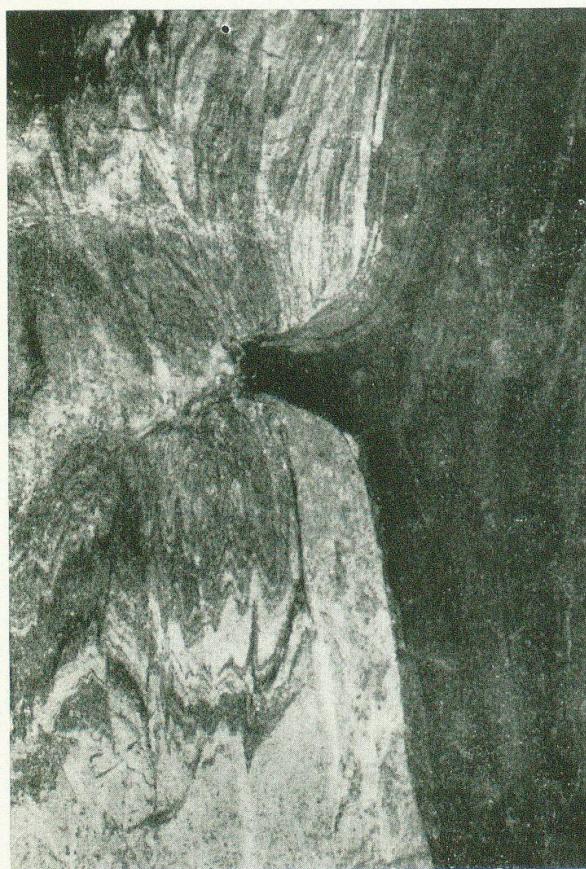


Photo 10

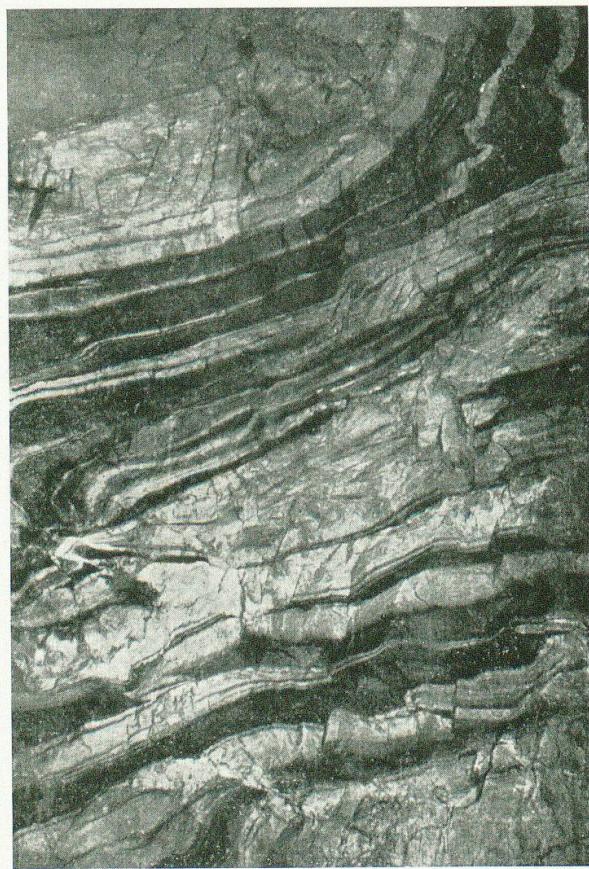


Photo 11



Photo 12

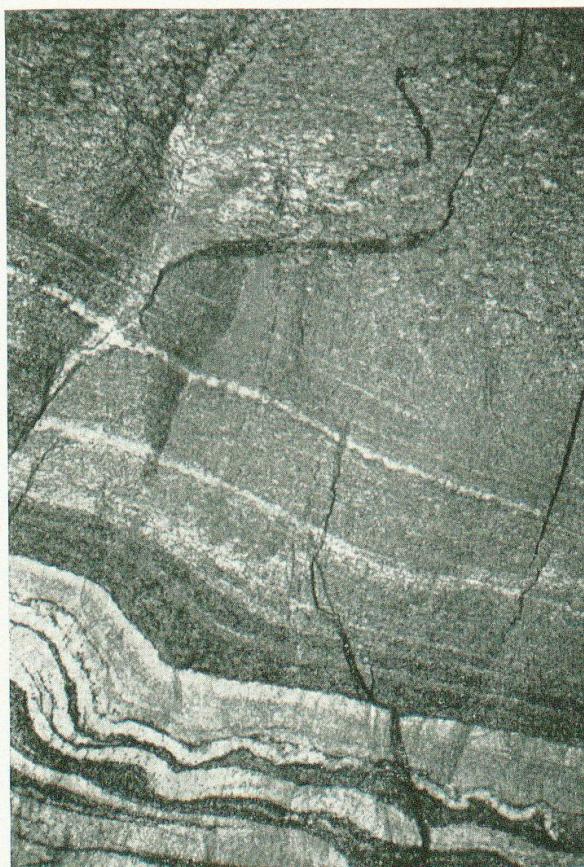


Photo 13

Tafel IV

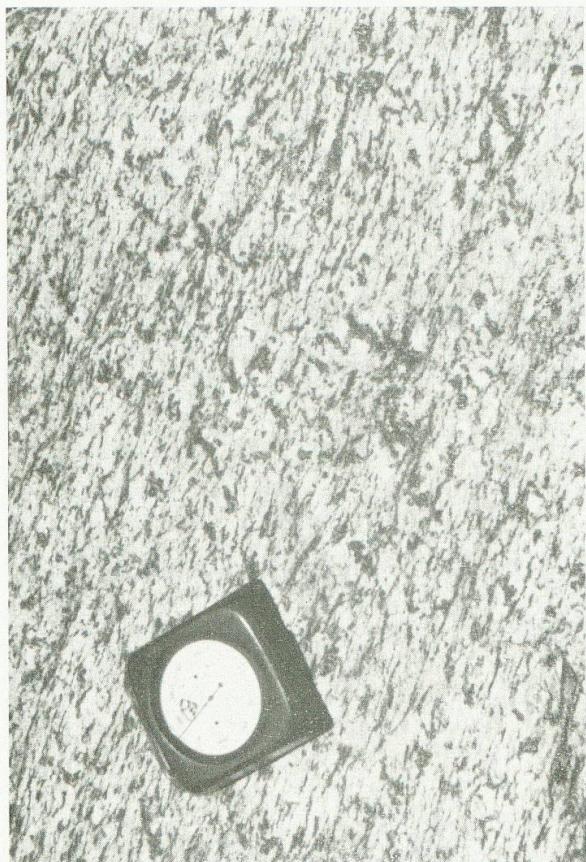


Photo 14



Photo 15

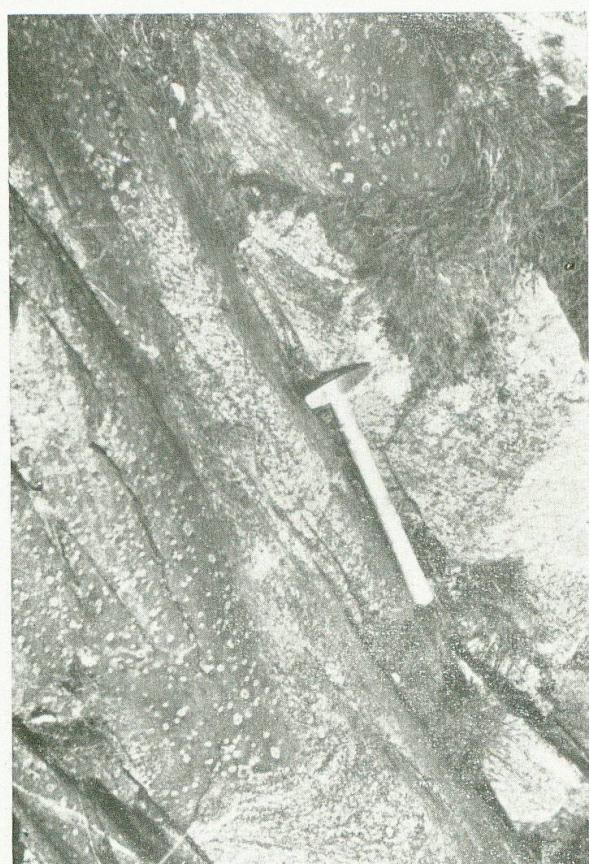


Photo 16

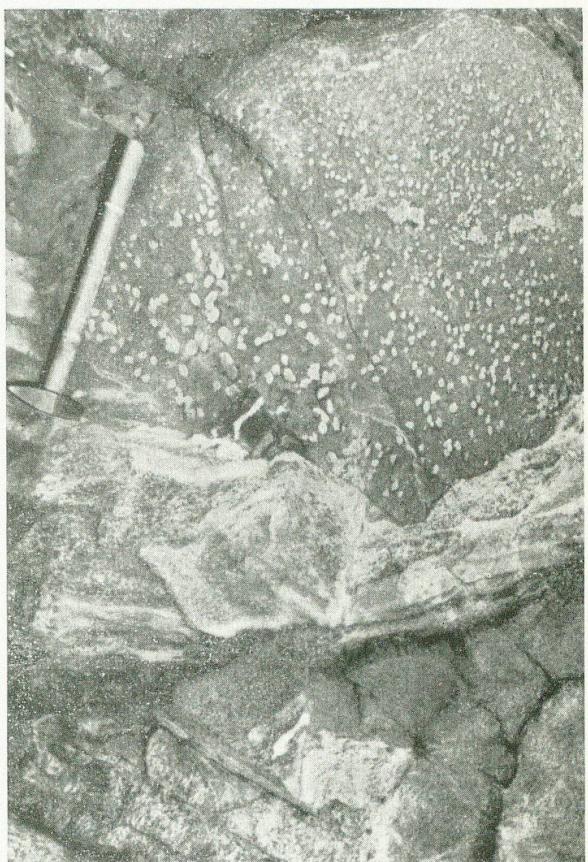


Photo 17



Photo 18



Photo 19



Photo 20



Photo 21

Tafel VI



Photo 22

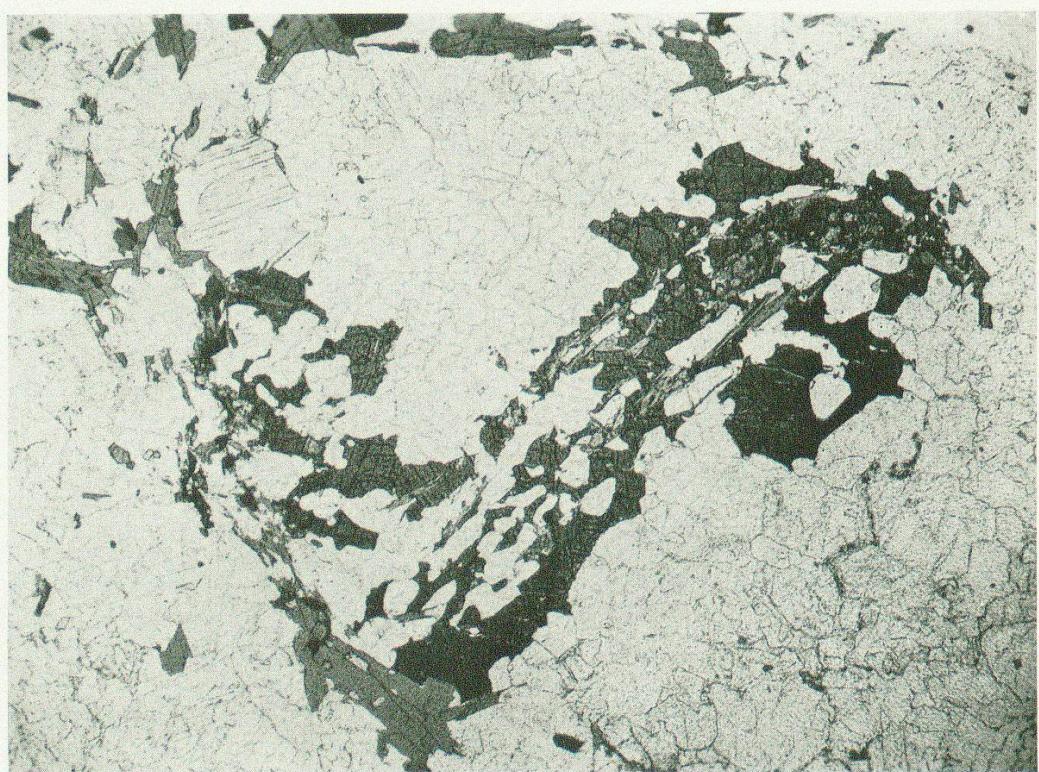


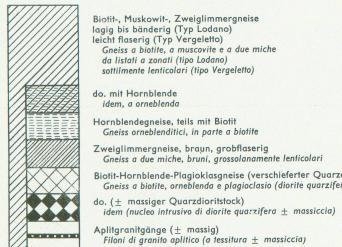
Photo 23

Tafel VII

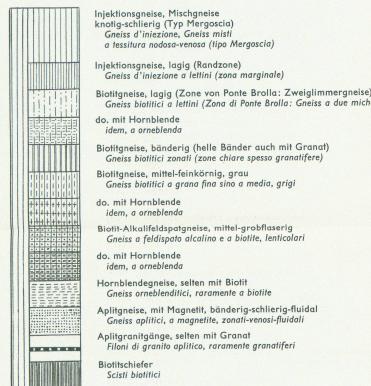
Legende — Leggenda

Kristallin — Cristallino

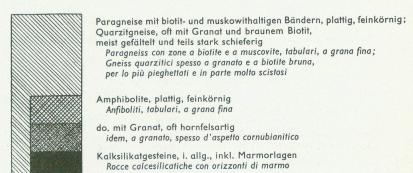
Zone von Vergeletto, Maggia-Komplex
Zone di Vergeletto, Complesso Maggia



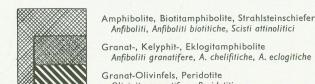
Zonen von Mergoscia, Onsernone, Vosa-Croppi, Ponte Brolla
Zone di Mergoscia, Onsernone, Vosa-Croppi, Ponte Brolla



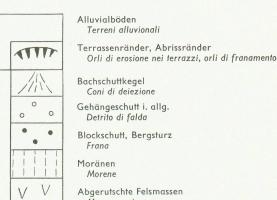
Züge von Gresso, Croce, Pte Oscuro, Cardada, Contra
Zone di Gresso, Croce, Pte Oscuro, Cardada, Contra



Ultrabasische Metamorphe von Capoli und Campo
Rocce ultrabasiche metamorfiche di Capoli e di Campo



Quartär — Quaternario

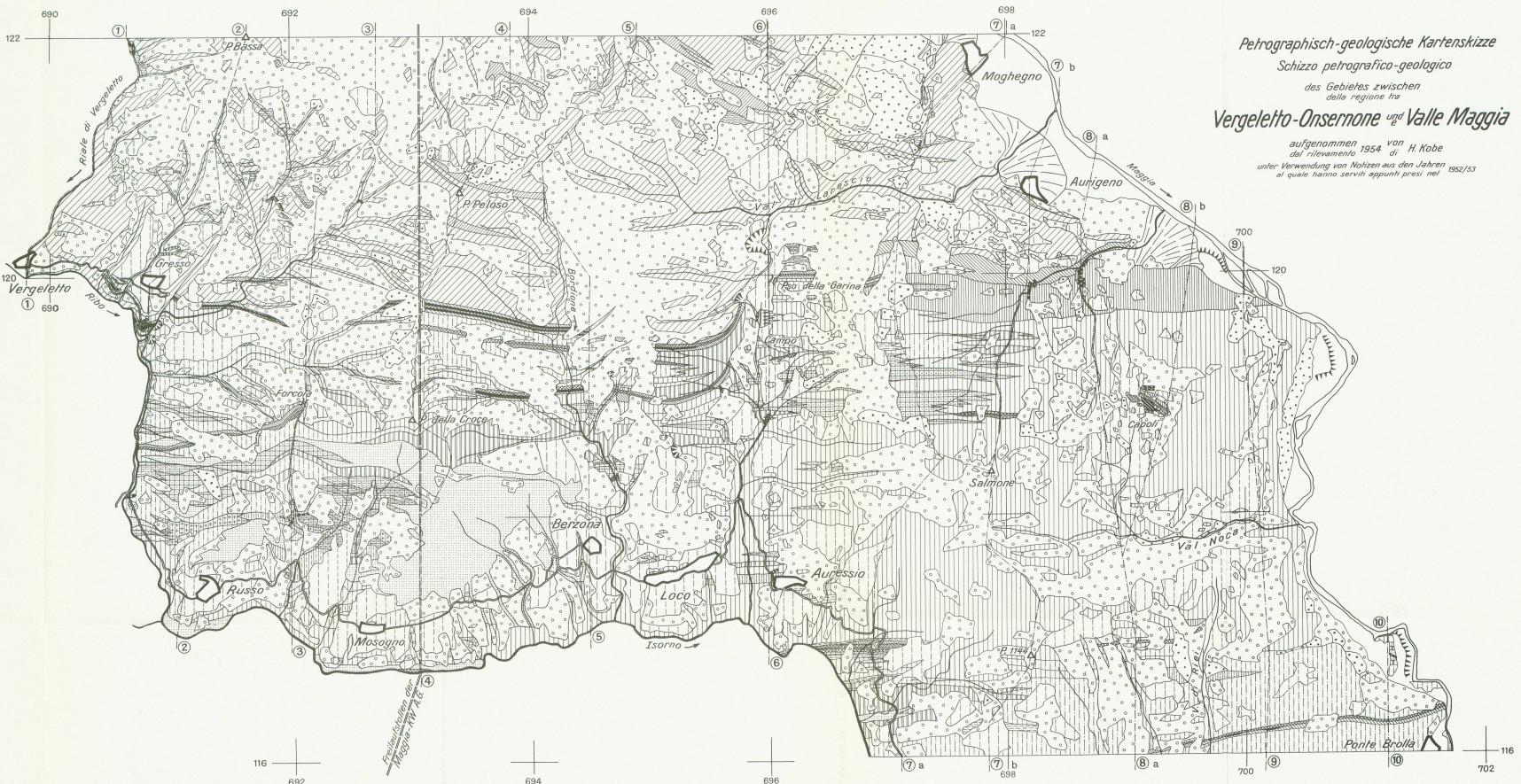


Petrographisch-geologische Kartenskizze
Schizzo petrografico-geologico

des Gebietes zwischen
della regione tra

Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia

aufgenommen 1954 von H. Kobe
unter Verwendung von Notizen aus den Jahren
1952/53
untere Gebiete sono serviti appunti presi nel



Zeichen — Segni

①—⑩ Profiltracen — Tracce dei profili geologici

Massstab - Scala 1: 25 000



Leere Seite
Blank page
Page vide

Profile zur Petrographisch-Geologischen Kartenskizze
des Gebietes zwischen
Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia

*Profili geologici per lo Schizzo petrografico-geologico
della regione tra
Vergeletto-Onsernone e Valle Maggia*

The figure consists of five geological cross-sections labeled ⑥ through ⑨, each showing a vertical profile of the Earth's crust with different rock types indicated by hatching patterns.

- Section ⑥:** Shows profiles from Isorno (200m) to Auressio (612m), Campo (1074m), Pso. della Garina (1074m), Vdi Larescio, Taciallo (2278m), and Piano (2278m). A scale bar indicates 400 meters.
- Section ⑦a:** Shows profiles from Cresmino (300m) to Salmone (1560m), Brusate, Costa Madrana, V. di Larescio, Moghegno (319m), and Maggia (200m). A scale bar indicates 400 meters.
- Section ⑦b:** Shows profiles from Nebbio (600m) to Brusate, Caneggio, Aurigeno (341m), and Maggia (200m). A scale bar indicates 400 meters.
- Section ⑧a:** Shows profiles from Monda (200m) to P. 307, Val Noca, Prada, Capoli, Terra di fuori, and Maggia (200m). A scale bar indicates 400 meters.
- Section ⑨:** Shows profiles from Madonna Scalare (200m) to Colma (794m), V. Noca, Dunzio, Costa (702m), Vald (305m), Maggia (200m), and Maggia (0m). A scale bar indicates 400 meters.

A legend at the bottom right identifies the hatching patterns:

- Biotischiefere**
- Sassi biotitici**

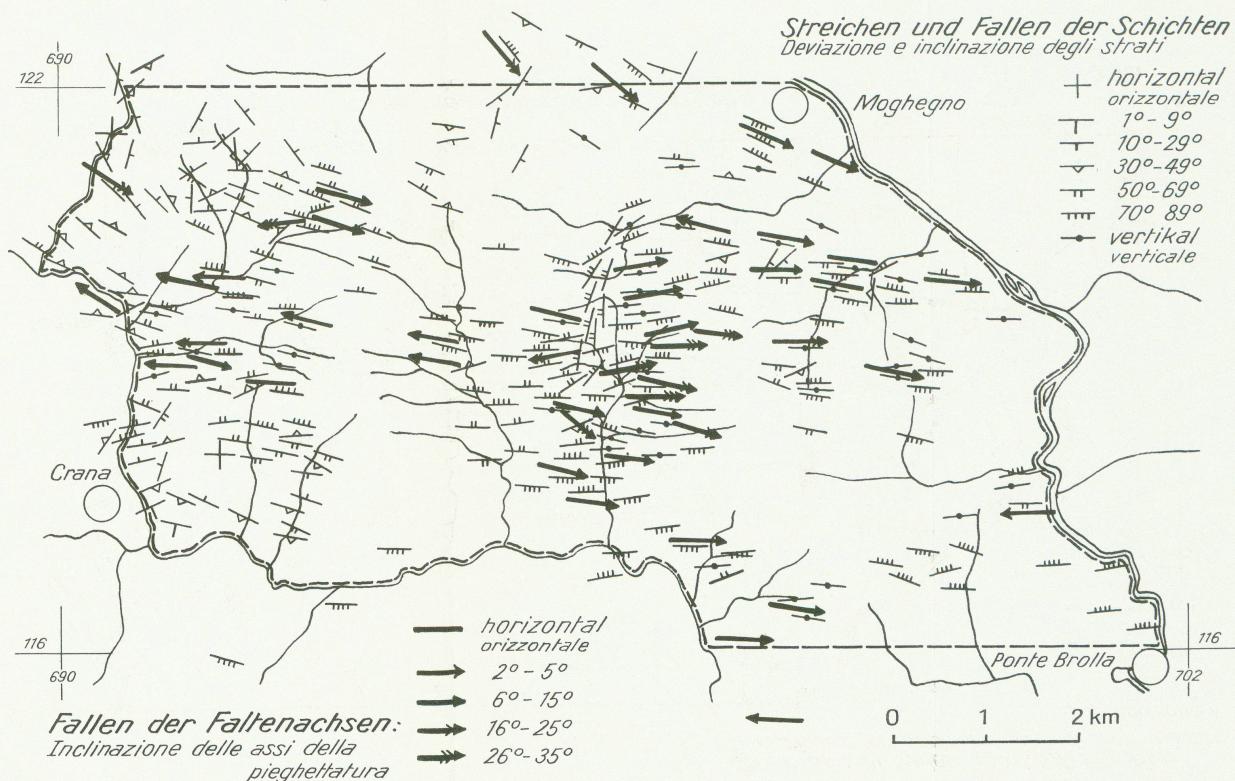
Legende - Leggenda



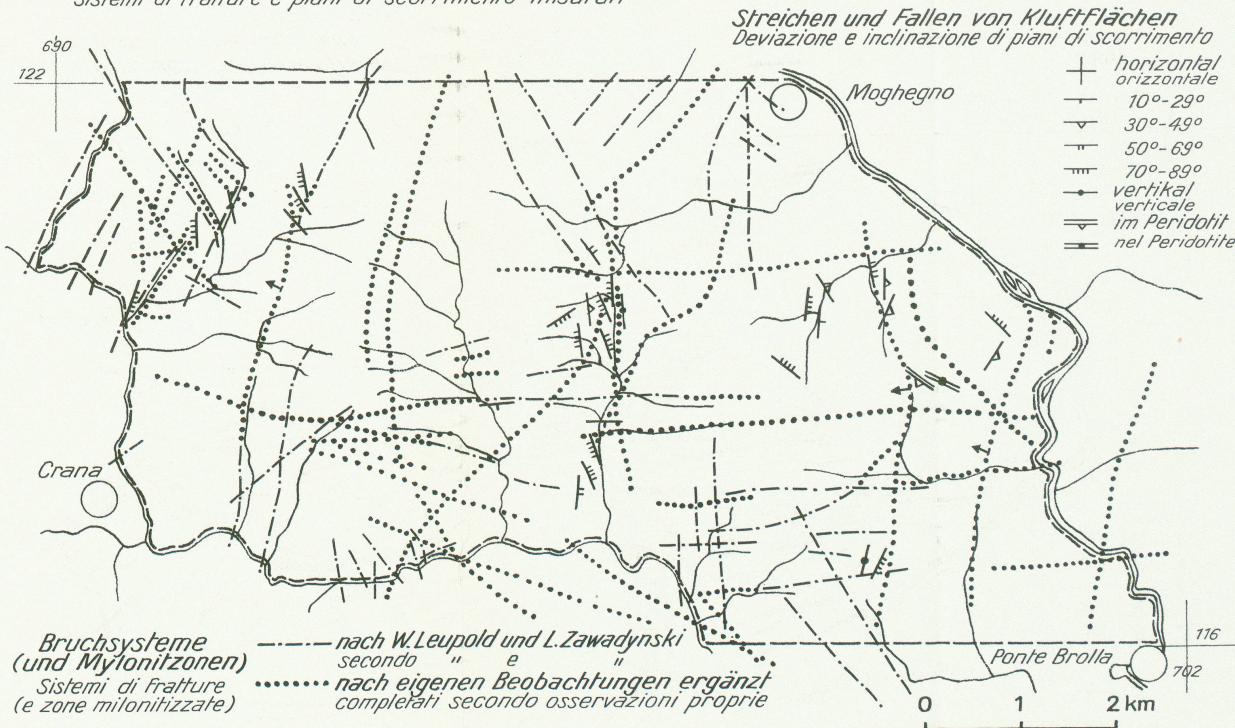
^{a)} gezeichnet nach den Stollenprofilen 1:500, km 4.000 - 9.500, mit Bewilligung der Maggia-Kraftwerke A.G., Locarno
^{b)} disegnato secondo i profili di galleria 1:500, km 4.000 - 9.500, coll'autorizzazione delle Officine Idroelettriche della Maggia S.A., Locarno

Leere Seite
Blank page
Page vide

Tafel IXa Eingemessene Schichten und Faltenachsen 1:50 000 H. Kobe
Strati e assi della pieghettatura misurati



Tafel IXb Bruchsysteme und eingemessene Kluftflächen 1:50 000 H. Kobe
Sistemi di fratture e piani di scorrimento misurati



Leere Seite
Blank page
Page vide

Tektonische Übersicht – *Cartina tettonica*

1:100 000

von
di

H. KOBE

