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

Band: 41 (1961)

Heft: 1

Artikel: Marmore und Kalksilikatfelse der Zone Ivrea-Verbano zwischen Ascona und Candoglia

Autor: Papageorgakis, Jean

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-31899

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: 19.10.2025

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

Marmore und Kalksilikatfelse der Zone Ivrea-Verbano zwischen Ascona und Candoglia

Von *Jean Papageorgakis* (Basel)[1])

Mit 9 Textfiguren, 7 Phototafeln und 2 Karten- und Profiltafeln

Abstract

The pre-Hercynian marbles and calc-silicate felses of the kinzigite zone between Ascona and Candoglia (Switzerland-Italy) have been investigated. The constituent minerals and mineral assemblages are described and their properties discussed. Some new data concerning the barium feldspars are given. From the mineral transformations and the mineral assemblages the metamorphic facies and the metamorphic history of the rocks are deduced.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 159
Einleitung 159
Geologischer Überblick 161
Marmore und Kalksilikatfelse der Zone Ivrea-Verbano zwischen Ascona und Candoglia 164

1. Beschreibung der Vorkommen 164
   Allgemeines 164
   A. Gebiet zwischen Ascona und Gridone 165
      1. Ascona-Ronco 165
      2. Val Sacro Monte 167
      3. Oberste Valle di Bordei 169
      4. Gridone 171
      5. Valle del Boschetto 171
   B. Gebiet zwischen Gridone und Velina 171
      1. Alpe Niva 171
      2. Rio Orasso-Monte Cotto 172
      3. Rio Cannobino 173
      4. Nogeri-Daila 176

[1]) Gegenwärtige Adresse: Dr. Jean Papageorgakis, Mineralogisches Laboratorium, Ethnikon M. Polytechneion, Athen.

5. Alpe Balmo-Alpe Terza 178
6. Alpe Marsciei 178
7. Alpe Belmello 180
8. Velina 181

C. Gebiet von Candoglia 182

2. Mineralogischer Teil 190

A. Karbonate 191

B. Silikate 194
1. Quarz 194
2. Kalifeldspäte 195
3. Plagioklase 196
4. Ba-Feldspäte 198
5. Pyroxene 204
6. Amphibole 207
7. Zoisit-Klinozoisit-Pistazit 211
8. Glimmer 214
9. Forsterit 217
10. Klinohumit 218
11. Serpentine 219
12. Chlorite 221
13. Skapolith 222
14. Granat 223
15. Titanit 224
16. Selten vorkommende Silikate 224
17. Mineralogische Seltenheiten von Candoglia 226

C. Sulfate und Phosphate 227
1. Baryt 227
2. Apatit 229

D. Oxyde 229
1. Spinell und Rutil 229
2. Eisenoxyde 230

E. Sulfide und Sulfosalze 231
Pyrit, Magnetkies und Kupferkies 231

F. Elemente 233
Graphit 233

3. Petrographischer Teil 233
1. Kalzit-, Dolomit- und Silikatmarmore 233
2. Die Deformation der Marmore und ihre Produkte 239
3. Kalksilikatfelse und ihre Entstehung 241
4. Amphibolite in den Marmoren 243
5. Mineralassoziationen und metamorphe Fazies 245
6. Zur Geschichte der Kinzigitzone 248

Zusammenfassung 250
Riassunto 250
Literaturverzeichnis 251

Vorwort

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit erhielt ich von Herrn Prof. E. Wenk im Frühjahr 1956. Die Feldaufnahmen wurden während der Sommer 1956 und 1957 ausgeführt. Die Bearbeitung des gesammelten Materials erfolgte im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel, musste aber im Sommer 1958 infolge meiner Teilnahme an einer Grönland-Expedition und anschliessenden Rückkehr nach Athen unterbrochen werden. Im Jahre 1959 konnte ich noch zwei, 1960 vier Sommermonate in Basel verbringen und die Arbeit abschliessen.

Herrn Prof. Wenk spreche ich meinen herzlichen Dank aus für das fördernde Interesse, das er jederzeit meiner Arbeit angedeihen liess. Ebenso bin ich Herrn Prof. P. Bearth für seine vielen wertvollen Hinweise zu Dank verpflichtet. Herrn Dr. O. Grütter danke ich aufrichtig für seine bereitwillige Hilfe bei der Durchführung der Laboruntersuchungen. Ferner bin ich Herrn Dr. H. Schwander für zwei chemische Analysen und Herrn Dr. J. Haller für wichtige Hinweise sehr dankbar.

Meinen Studienaufenthalt in Basel ermöglichte der griechische Staatsstipendien-Fonds. Seinem Präsidenten, Herrn K. T. Dimaras, sei auch an dieser Stelle mein Dank ausgesprochen.

Herrn Professor M. K. Mitzopoulos, welcher sich als mein Vorgesetzter immer bemüht hat, meine Studien in der Schweiz zu fördern, bin ich ebenfalls sehr zu Dank verpflichtet.

Schliesslich danke ich der Direktion der Fabbrica del Duomo di Milano für die Erlaubnis, die Marmorbrüche von Candoglia begehen zu dürfen.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den bis jetzt nur teilweise und ungenau bekannten Marmor- und Kalksilikatvorkommen im Seengebirge nördlich des Lago Maggiore, die sich von Ascona bis Candoglia in der unteren Val d'Ossola verfolgen lassen. Diese Vorkommen befinden sich in einer schmalen Zone, die in der Kinzigitzone liegt und den basischen Gesteinszug Ivrea-Verbano auf dessen Südostseite begleitet.

Die Aufgabe meiner Felduntersuchungen bestand darin, den nördlichen Rand der Kinzigitzone zu begehen, um die dort auftretenden Marmore und Kalksilikatfelse zu kartieren, ihre geologischen Verbands-Verhältnisse abzuklären und Gesteinsproben für die mineralogisch-petrographische Laboruntersuchung zu sammeln. Mit den erwähnten

Gesteinen haben sich bisher wenige Autoren, und diese stets nur mit einzelnen Vorkommen befasst. Am besten bekannt sind die Marmore von Candoglia, denn sie treten in grösserer Ausdehnung auf, werden seit langer Zeit abgebaut und weisen einen grossen Reichtum an interessanten und zum Teil sehr seltenen Mineralarten auf. So wurden einzelne Mineralien aus dieser Lokalität schon im letzten Jahrhundert von manchen Autoren erwähnt und beschrieben, zum Beispiel von BARELLI (1835), JERVIS (1873) und BOERIS (1890). Die Lagerungsverhältnisse und den Mineralbestand dieser Marmore haben erstmals 1895 TRAVERSO und später 1904 LINDEMANN sehr schematisch und ungenau untersucht. TACCONI hat 1905 einen Bariumfeldspat, 1908 ein Eisen- und Bariumsilikat, das er Taramellit nannte, gefunden und beschrieben und 1911 eine ausführlichere Arbeit über die Marmore und Calciphyre[2]) von Candoglia veröffentlicht. CAMISASCA befasst sich 1941 mit den gleichen Gesteinen, beschreibt ihre Mineralien und ihre chemische Beschaffenheit und diskutiert die Probleme der Genese und des Alters. Die Autorin nimmt eine ausgedehnte Regionalmetamorphose an, die alle Gesteine dieser Zone erfasste, und stellt die Marmore zwischen oberes Archaikum und unteres Paläozoikum. In einer im Jahre 1957 erschienenen Arbeit über die Geologie und Petrographie der unteren Val d'Ossola befasst sich SCHILLING mit der Entstehung der in den Marmoren von Candoglia enthaltenen basischen Gänge und der Einwirkung der Metamorphose. 1958 hat PAGLIANI PEYRONEL sowohl die Bariumfeldspäte als auch die basischen Gänge dieser Lokalität näher untersucht.

Über das Gebiet zwischen Candoglia und der schweizerisch-italienischen Grenze hat die Literatur ganz wenig zu berichten. Das Vorkommen von Kalkeinlagerungen in der Nachbarschaft der basischen Zone von Varallo bis Locarno wird bereits von GERLACH (1883) in den Erläuterungen zu seiner Karte beschrieben. PORRO gibt 1896 in seiner Dissertation eine Beschreibung der Gesteine des Peridotitstockes von Finero und hat in seiner geologischen Karte Marmoraufschlüsse sowohl in der Kinzigitzone, als auch in der Canavesezone und den nördlich angrenzenden Gneiszonen eingetragen und einigermassen beschrieben.

Auf Schweizerboden hat sich erstmals 1915 RADEFF mit den Marmoren zwischen Centovalli und Lago Maggiore befasst. ALB. HEIM nahm damals eine Mulde an, welche als „Mulde von Locarno" bezeichnet wurde. RADEFF wollte diese Mulde erforschen und verfolgte die dort

---

[2]) Als Calciphyre bezeichnen viele Autoren Marmore mit hohem Silikatgehalt, in denen aber das Karbonat immer noch vorherrscht.

auftretenden Marmore, ohne jedoch zu einem befriedigenden Resultat zu kommen. In seiner Karte gibt er sehr schematisch die Karbonatgesteinsvorkommen der Canavese- und der Kinzigitzone an. MITTELHOLZER hat 1936 in seiner Arbeit über die Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone auch den Pegmatitkontakt im Marmor von San Michele bei Ascona eingehend untersucht. WALTER (1950) notiert in seiner detaillierten Karte viele sehr kleine Marmoraufschlüsse, die in seiner „Kontaktzone" am Nordrand zwischen Ascona und Gridone vorkommen; er gibt auch eine kurze Beschreibung derselben sowie einiger sehr dünner Marmor- und Kalksilikatfelslinsen aus der basischen Zone. Schliesslich beschreibt VENKAYYA 1956 aus dem Stollenprofil des Zuleitungsstollens der Maggiakraftwerke die Gesteinstypen der Kinzigit- und Ivreazone, worunter auch einige Kalksilikatfelseinlagerungen.

Geologischer Überblick

Geologisch lassen sich das untersuchte Gebiet und sein Rahmen von Norden nach Süden folgendermassen gliedern:

1. Die Zone des Canavese: Sie besteht aus schiefrigen, feinkörnigen Serizit-Chlorit- oder Zweiglimmergneisen und -schiefern, dunklen Kalken und Marmoren, Dolomiten, Alkalifeldspatgneisen, ophiolitartigen, basischen Intrusiva, Graniten, Porphyriten und Porphyrittuffen.

2. Die Zone von Ivrea: Sie besteht aus basischen Gesteinen mit Einlagerungen von Granat-Biotitgneisen, Biotitgneisen, Kalksilikatfelsen, Marmoren und Pegmatiten. Dieser Zone gehört nach vielen Autoren auch der Peridotitstock von Finero an, der neben Peridotit und Serpentin auch gabbroide Gesteine enthält.

3. Die Kinzigitzone: Sie besteht aus Biotit-, Sillimanit- und Zweiglimmergneisen und -schiefern, Marmoren, Kalksilikatfelsen mit Einlagerungen saurer und basischer Eruptivgesteine.

4. Die Stronazone: Sie besteht aus Biotitschiefern, Gneisen (Cenerigneis) und Quarzdioriten.

Die Canavesezone gehört der eigentlichen alpinen Wurzelzone an und begleitet den bogenförmigen nördlichen Aussenrand der Ivreazone mit einigen Unterbrüchen in einer schwankenden Mächtigkeit von maximal 3 km. Sie weist eine gänzlich andersgeartete Gesteinszusammensetzung auf als die Ivreazone. Ihre Gesteine sind sehr chlorit- und serizitreich, gehören also der epimetamorphen Grünschieferfazies von ESKOLA an.

Tektonisch ist sie stark zusammengestaucht und verschuppt. Gegen SW nimmt der Grad der Metamorphose ab; es wurden hier auch Fossilien gefunden, welche ein permisch-mesozoisches Alter belegen.

Der basische Gesteinszug der Ivreazone taucht in der Gegend von Ivrea aus den Alluvionen der Poebene auf und zieht dann in NE-Richtung zur Val Sesia mit einer Mächtigkeit von 4—9 km. Zwischen der Val Mastallone und der Val d'Ossola wird er weitgehend durch die Gesteine der Kinzigitzone ersetzt. Auf der Ostflanke der Val d'Ossola treten die basischen Gesteine wieder geschlossen und mächtig auf. Ostwärts verschmälert sich der Gesteinszug mehr und mehr. An der Schweizergrenze ist er noch 3 km breit und östlich von Ascona verschwindet er unter den Alluvionen des Maggiadeltas. Seine Gesteine zeigen eine metamorphe Struktur und Textur; trotzdem hat ihnen WALTER, der diese Zone eingehend untersucht hat, Eruptivgesteinsnamen gegeben, da nach seiner Ansicht der ganze Komplex eruptiv und autometamorph ist. So erwähnt dieser Autor Hornblendediorite, Hornblendegabbros, Hornblendepyroxengabbrodiorite, Hornblendenorite, Peridotite, Serpentine und dazu Einlagerungen von Gesteinen der Kinzigitzone. Andere Autoren betrachten einen grossen Anteil des Komplexes als hochmetamorphe, basische Paragesteine, wie zum Beispiel HUTTENLOCHER (1942), der die gabbroiden Gesteine von Anzola untersuchte.

Die Kinzigitzone begleitet den basischen Gesteinszug auf seiner Südostseite und ist vom Lago Maggiore bis gegen Biella aufgeschlossen. Ihre Breite schwankt normalerweise zwischen 2 und 5 km. Nach NOVARESE (1931) besteht sie aus metamorphen Paragesteinen, wie Kinzigiten, Gneisen, Glimmerschiefern und sogenannten Stronalithen, zwischen denen gabbroide, aplitische und pegmatitische Gesteine, Marmore und Kalksilikatgesteine eingelagert sind. *Kinzigite* sind im allgemeinen (nach NOVARESE) metamorphe Gesteine mit Granat, Sillimanit, Biotit, Graphit, Plagioklas und Quarz. Ein *Kinzigitgneis* enthält vorwiegend Biotit und Quarz. Bei den *Stronalithen* herrschen Sillimanit und Granat vor, der Biotit tritt zurück oder fehlt.

Der basische Gesteinszug und die Kinzigitzone gehen ohne scharfe Grenze ineinander über. In der zwischen ihnen liegenden, als Kontaktzone bezeichneten Grenzregion wechseln die Hauptgesteine beider Zonen lagenweise miteinander ab. Zwischen der Val Mastallone und der Val d'Ossola werden, wie gesagt, die Gesteine der Ivreazone weitgehend durch jene der Kinzigitzone ersetzt. Aus diesen Gründen wurden beide Zonen von FRANCHI (1905) und NOVARESE (1906) zur „formazione o zona dioritokinzigitica Ivrea-Verbano" zusammengefasst. Die ganze Formation wird

von den italienischen und vielen Schweizer Geologen mit den südlich anschliessenden Gneis- und Schieferformationen zum südalpinen Seenmassiv (Massicio dei Laghi) gestellt. Sie wird durch eine Störungslinie, die sogenannte „Insubrische Linie", von der eigentlichen alpinen Wurzelzone getrennt. Andererseits ist zum Beispiel STAUB (1924, 1949) der Auffassung, dass auch die Ivrea-Verbano-Zone und die Stronazone noch der alpinen Wurzelzone angehören und dass die Grenze zwischen südalpinen und alpinen Elementen in einer Quetschzone südlich Brissago zu suchen sei.

E. NIGGLI (1946) untersuchte den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und den Gesteinen der Ivreazone und stellte in deren Bereich einen Schwereüberschuss gegenüber den nördlichen Gebieten fest. Er nimmt an, dass hierfür die relativ schweren Gesteine und der massivartige Bau der Ivreazone unter Zunahme ihrer Breite und ihres peridotitischen Charakters nach der Tiefe verantwortlich seien.

Im Süden gehen die Gesteine der Kinzigitzone allmählich in die der Stronazone über, so dass keine scharfe Grenzlinie zwischen den beiden Zonen gezogen werden kann. Sie sind dadurch unterschieden, dass die Stronazone auch den Cenerigneis (BÄCHLIN, 1937) und Quarzdiorite (NOVARESE, 1906) enthält, die der Kinzigitzone fehlen. Andererseits hat die Stronazone im Gegensatz zur Kinzigitzone keine grösseren Marmoreinschaltungen. Somit bestehen zwischen den Glimmerschiefern der südlichen Kinzigitzone und denen der Stronazone keine wesentlichen lithologischen Unterschiede.

Die Stronazone wird von den Graniten des Lago Maggiore durchbrochen. Nach NOVARESE soll das Alter dieser Granite spätherzynisch sein. Das wird daraus geschlossen, dass die die Südgrenze der Stronazone markierenden Quarzporphyre die Granite von Lago di Orta bis in die Gegend von Biella begleiten und stellenweise durchsetzen. Demnach soll das Alter der Strona- und Kinzigitzone präkarbonisch sein. Diese Frage ist durch die 1960 publizierten, absoluten Altersbestimmungen der Granite von Baveno und Mont Orfano durch JÄGER und FAUL entschieden worden. Die Autoren beweisen, dass diese Granite 290 Millionen Jahre alt sind, was nach neuerer Auffassung vielleicht der Grenze Karbon/Perm entspricht. Somit ist auch das präpermische Alter der Gesteine des Seengebirges bewiesen.

Auch für die Metamorphose dieser beiden Zonen wird ein präkarbonisches Alter angenommen, so dass sie während der Intrusion der sauren und basischen Magmen die Rolle eines Altkristallins gespielt haben.

Nun bleibt aber die Frage des Alters der basischen Intrusionen der Ivreazone noch offen. FRANCHI nimmt an, dass sie prätriadisch seien, weil die basischen Gesteine bei Biella von „Amphibolporphyriten" intrudiert werden, die er als Abkömmlinge des Syenites von Biella betrachtet. Nach WALTER intrudierten die basischen Magmen während der alpinen Orogenese, und zwar früh- bis synorogen und stehen in Beziehung zu den ophiolithischen Gesteinen in anderen Teilen der Alpen. Die Intrusion erfolgte längs einer Diskontinuität zwischen der Kinzigit- und der Canavesezone, die später die Insubrische Linie bildete. SCHILLING stellt die basischen Intrusionen in den herzynischen orogenetischen Zyklus, also in die gleiche Gefolgschaft wie die Granite der Stronazone und ihre zugehörigen Pegmatite.

Die Zone Ivrea-Verbano folgt in ihrem Streichen der allgemeinen Richtung des Westalpenbogens. Ihre Gesteinsschichten sind steilgestellt, fast senkrecht, gegen Norden oder seltener gegen Süden einfallend.

Unsere Untersuchung der Marmore und Kalksilikatfelse der Kinzigitzone hat ausser der mineralogischen und feldgeologischen Beschreibung auch zum Ziel, zur Abklärung der geologischen und petrogenetischen Probleme des Gebietes beizutragen.

Marmore und Kalksilikatfelse der Zone Ivrea-Verbano zwischen Ascona und Candoglia

1. BESCHREIBUNG DER VORKOMMEN

Allgemeines

Die Marmore und Kalksilikatfelse der Ivreazone sind fast ausschliesslich auf die Kinzigitzone beschränkt. Im basischen Gesteinszug sind sie ausserordentlich selten und müssen als Bestandteile der Kinzigiteinlagerungen angesehen werden. Im untersuchten Gebiet bilden sie einen ganz untergeordneten Anteil der Zone, werden aber von Candoglia aus gegen SW viel häufiger, in oft mächtigen Linsen einzeln oder gruppenweise. Augenfällig sind drei Gruppen von Linsen. Die erste ist die von Candoglia-Ornavasso, die zweite jene von Luzzogno in der Val Strona, und die dritte liegt zwischen Varallo und Rocca in der Val Sesia. Zwischen Val Mastallone und Val d'Ossola erleidet der basische Gesteinszug, wie erwähnt, einen weitgehenden Unterbruch. In der Lücke treten Gesteine der Kinzigitzone auf, die auch Marmorlinsen führen. Diese Linsen

befinden sich nördlicher als die marmorführende Hauptzone, aber immer sind sie mit den Gesteinen der Kinzigitzone eng verbunden.

Es scheint also, dass die Marmore und Kalksilikatfelse den basischen Gesteinen der Zone irgendwie fremd sind. Auffallend ist auch, dass die Marmore und Kalksilikatfelse im untersuchten Gebiet in einer 200—300 m breiten Zone liegen, die dem NW-Rand der Kinzigitzone folgt und den basischen Gesteinszug begleitet. Von der Alpe Busarasca aus nach SW verschiebt sich diese Zone in die Mitte der Kinzigitzone.

Die Marmorzüge sind parallel zum allgemeinen Zonenstreichen und konkordant zu den Nebengesteinen eingeschaltet. Um den Gang der Beschreibung zu erleichtern, teile ich das untersuchte Gebiet in drei Teilgebiete: erstens den schweizerischen Abschnitt zwischen Ascona und Gridone; zweitens das Gebiet zwischen Gridone und Velina in der Val Grande und drittens das Gebiet von Candoglia. Die für die wichtigsten Aufschlüsse beigegebenen Nummern beziehen sich auf die dieser Arbeit beigelegte geologische Kartenskizze.

A. Gebiet zwischen Ascona und Gridone (1—11)

Hier treten die Marmore und Kalksilikatfelse immer in mehreren parallelen, wenige cm bis 13 m mächtigen Zügen auf, die linsenförmig an- und abschwellen und sich selten mehr als 100 m weit verfolgen lassen.

1. Ascona-Ronco

Der Anfang der marmorführenden Zone soll innerhalb Ascona liegen. Daselbst hat Dr. F. Moeschlin 1948 gegenüber der Post in einer Baugrube eine Gesteinsprobe gesammelt und sie dem Mineralogischen Institut Basel geschenkt. Sie stellt einen grauen Kalksilikatfels mit karbonatreicheren Schichten und vielen kleinen Sulfidkörnchen dar.

(1) Das nächste Vorkommen trifft man bei der Kapelle San Michele von Ascona. Ein etwa 13 m mächtiger Marmorzug ist in einem alten, kleinen Steinbruch an der Strasse Ascona-Brissago ausgezeichnet aufgeschlossen und setzt sich unterhalb der Strasse fort, wo er in den See taucht; er ist in dunkle, grobe Sillimanit-Biotitgneise bis -schiefer eingelagert. Er führt überwiegend massige, grobkörnige, weisse bis hellgraue Marmore, teils rein, teils reich an Silikaten, vor allem an makroskopischem Phlogopit, der in der Nähe des südlichen Kontakts dünne Schichten, Schlieren und Häute bildet. Da dieses Mineral auch mikroskopisch in grossen Mengen auftritt, dürfen wir das Gestein als Phlogopitmarmor

bezeichnen. Oft haben sich die Silikate lagenweise angereichert, was eine dunkle Bänderung des Marmors verursacht. Partienweise sind auch viele sulfidische Körnchen sichtbar. Die Korngrösse ist ausserordentlich wechselnd. In den grobkörnigen Marmoren sind feinkörnige, helle bis dichte dunkle Kalke schlierig verteilt. Beim nördlichen Kontakt verlaufen konkordant und scharenweise viele bis 4 cm dicke Lagen aus Kalksilikatfels, die oft linsenförmig anschwellen und stark verwittert sind. Zwei Amphibolitlagen, die eine 5—10 cm, die andere 1—1,5 cm dick, ziehen parallel zueinander durch die Mitte des Ganzen. Die dünnere keilt nach oben aus. In den Marmoren des Nordteils stecken einige Pegmatite. Wie schon erwähnt, wurden diese Pegmatite und ihre Kontakterscheinungen von MITTELHOLZER eingehend untersucht.

(2) Etwa 100 m westlich vom obigen Aufschluss findet sich ein zweiter Komplex. Er beginnt südlich mit einer 5 m mächtigen Wechsellagerung von sehr unreinen Silikatmarmoren, Kalksilikatfelsen resp. -gneisen und Amphiboliten. Gegen Norden zu folgt eine 4 m mächtige Serie von mylonitisierten, hellen, teils schiefrigen Marmoren, die graue bis schwarze, dünne Schlieren, Schnüre und dicke Lagen aus makroskopisch dichtem Kalk sowie Kalksilikatfelse enthält. Die unreinen Silikatmarmore sind durch viele grüne Mineralkörner gekennzeichnet; die hellen Mylonitmarmore des Nordteils sind partienweise reich an hellbraunen Phlogopitblättern. Die Kalksilikatfelse sind graugrün und massig, lassen aber manchmal eine undeutliche Schichtung erkennen. Sie bestehen aus Diopsid, Strahlstein und Hornblende und werden von weissen, ungleich dicken, verästelten Gängen und Adern von Skapolith und Klinozoisit diskordant durchsetzt. Skapolith und Klinozoisit bilden auch eine weisse Grundmasse, in der grüne Körner oder Schollen schwimmen (Tafel I, Fig. 1). Die Kalksilikatfelse führen oft ziemlich grosse Sulfidkörner, hauptsächlich Magnetkies. Quarzlinsen und -gänge scheinen mit den Kalksilikatfelsen eng verknüpft zu sein.

(3) An der Strasse zwischen Porto-Ronco und Moscia, ca. 20 m westlich vom Kilometerstein K 7 ist eine fast anderthalb Meter mächtige Marmorlinse in Gneisen eingelagert. Der Marmor beginnt unten mit einer 3—10 cm dicken phlogopit- und erzreichen Schicht. Zwischen ihr und dem Gneis ist eine 1,50 × 0,25 m grosse Kalksilikatfelslinse eingeklemmt. Makroskopisch kann man in dieser Linse graugrünen Diopsid, Klinozoisit, Kalzitrhomboeder, Quarznester, grüne Strahlsteinstengel und Erz erkennen. Pyritkristalle mit (111)-Flächen wurden beobachtet. Darüber liegt ein ca. 5 cm dickes, dunkelgraues Band aus Forsteritmarmor mit vielen kleinen Erzkörnern (vorwiegend Pyrit), dem eine ca. 15 cm dicke

Schicht aus sehr grobkörnigem, hellem Marmor mit viel Aktinolith, Chlorit und Erz sowie eine ca. 15 cm dicke, rosa gefärbte Marmorschicht mit grossen (bis 1 cm) Aktinolithstengeln und Pyritkörnern folgen. Zuletzt folgt ein ca. 1 m mächtiger Marmor, der unten sehr reich an Phlogopit, Chlorit und Erz ist, nach oben aber allmählich sehr grobkörnig, hell und ziemlich rein wird. Zwischen diesem Marmor und dem anschliessenden Gneis ist noch eine $1 \times 0{,}30$ m grosse Kalksilikatfelslinse eingeklemmt.

(4) Unterhalb der Kirche von Ronco kommt eine weitere, ungefähr 2 m mächtige Wechsellagerung von Marmor, Kalksilikatfels, stark verwittertem Gneis und Amphibolit vor. Der Marmor ist grau, kleinkörnig, sehr silikatreich, führt dünne, dunklere, fast schwarze Kalkschichten oder -schlieren und bildet höchstens 40 cm dicke Lagen. Einige 2—10 cm dünne Marmorlagen wechseln mit mächtigeren Gneisen, die teilweise in kompakte Kalksilikatfelse umgewandelt sind. Auch dünne, konkordante Quarzschichten sind in diesem Komplex eingelagert.

(5) Ungefähr 300 m westlich Fontana Martina ist folgendes Profil mit nach NEE streichenden und gegen N einfallenden Schichten aufgeschlossen:

1. Im Norden Biotitgneise mit Amphiboliteinlagerungen, Pegmatiten und Quarzlinsen.
2. Grobkörniger Silikatmarmor und Kalksilikatfelslinsen, 10—15 cm dick.
3. Biotitgneis, 10—15 cm dick.
4. Silikatmarmor, der oben schwarz, kalkähnlich ist, nach unten hell, grobkörnig wird. 40—50 cm dick.
5. Biotitgneis, 20 cm dick.
6. Heller, grobkörniger Silikatmarmor, 10—15 cm dick.
7. Biotitgneis, 25 cm dick.
8. Sehr silikatreicher, hellgrauer Marmor, in dem bis 2 cm dicke Lagen von dunkelgrauem bis schwarzem Kalk auftreten, 40—50 cm dick.
9. Biotitgneis.

2. Val Sacro Monte

(6) Längs der zwei Abzweigungen des obersten Teils der Strasse Brissago-Boredo trifft man ein paar 2—3 m mächtige und einige dünnere Einlagerungen von hell- bis dunkelgrauen Kalken, unreinen, grünlichgrauen Silikatmarmoren und Kalksilikatfelsen. Sie liegen in granatführenden Biotitgneisen und sind häufig gefaltet. Die Kalke sind bisweilen schiefrig und bilden dünne Lagen im Gegensatz zu den mächtigeren Silikatmarmoren. Eingeschaltete Amphibolite und Quarzlagen können linsenförmig anschwellen.

(7) Weiter kann man die marmorführende Zone im obersten Valle del Sacro Monte verfolgen. Das enge Tal folgt hier teils einer tektonischen Linie, teils aber auch der leicht verwitterbaren, marmorreichen Gneiszone. Schon am Fussweg Mergugno-Bedora stösst man, bevor man den Bach erreicht, auf anstehende silikatreiche und dunkle, kompakte, dichte, kalkähnliche Marmore.

Am Bach selbst gibt es einige wenig mächtige Aufschlüsse, viel häufiger sind aber verschieden grosse Brocken und Gerölle bis riesige Blöcke aus Marmor und Kalksilikatfels mit einer sehr reichen Ausbildung. An den Blöcken kann man die Gesteinsvarietäten und ihre Verhältnisse am besten studieren. Reine Marmore, Silikatmarmore, Kalke und Kalksilikatfelse sind miteinander eng verknüpft und zeigen alle möglichen Übergänge. Die feinkörnigen, dunklen und hellen Varietäten treten oft lagig und schlierig wechsellagernd auf und grenzen oft mit scharfem Kontakt aneinander. Sie bestehen, wie sich mikroskopisch erkennen lässt, aus stärker oder schwächer mylonitisierten Karbonatgesteinen. Es wurden auch Ultramylonite mit Fliessstrukturen beobachtet. Sie bilden bis 20 cm dicke Gänge, die die Kalksilikatfelse und Marmore konkordant, seltener diskordant durchsetzen. Es gibt auch stärker diskordante, dünnere Gänge aus weissem Karbonat (Tafel I, Fig. 2), das jüngere Klüfte ausfüllt.

Die Silikatmineralien können diffus im Marmor verteilt oder in Nestern, Linsen und Lagen angereichert sein. Sie bilden dann hellgraue bis grünlichgraue Kalksilikatfelseinlagerungen.

Auffallend sind die Amphiboliteinlagerungen: sie bilden Lagen, die fast immer tektonisch mehr oder weniger stark beansprucht sind. Sie schwellen linsenförmig an und ab, keilen aus, sind stark boudiniert, verfaltet, gestaucht oder in Stücke zerbrochen (Tafel II, Fig. 3 und 4). Durch metasomatische Vorgänge werden sie teilweise vom Marmor verdrängt und sehen manchmal reliktisch aus. Oft sind nur kleine, linsenförmige bis ovale, geröllartige Einschlüsse vorhanden, die Bruchstücke einer früheren Amphibolitlage darstellen. Die Amphiboliteinlagerungen haben in ihrem Innern eine dunkelgrüne Farbe (Hornblende), während sie randlich eine bis mehrere cm mächtige, graugrüne (Diopsid) Kontaktzone besitzen (Tafel II, Fig. 3 und 4). Zwischen dieser und dem Marmor ist manchmal ein weisser Skapolithsaum vorhanden. Die dünnen Amphiboliteinlagerungen sind gänzlich in das Kontaktgestein umgewandelt. Grössere Kalksilikatfelsmassen enthalten oft Reste eines Amphibolits und dürfen folglich als dessen Umwandlungsprodukte betrachtet werden. Manche Kalksilikatfelseinschlüsse scheinen umgewandelte Bio-

titgneisbruchstücke zu sein, die tektonisch in den Marmor mitgerissen wurden.

Die Nebengesteine der Marmore sind Biotitgneise, seltener Amphibolite. An den Kontakten haben sie sich oft in Kalksilikatfelse umgebildet.

3. Oberste Valle di Bordei

(8) An der Ost-Wand der obersten Valle di Bordei kommen nochmals einige Einlagerungen aus Silikatmarmor, Kalksilikatfels und Amphibolit zum Vorschein. Die grösste davon ist fast 2 m mächtig und ihr Profil wird in Fig. 1 dargestellt. Der Marmor ist grau, partienweise sehr silikatreich und enthält viele dunklere Schlieren und Lagen aus Mylonitmarmor, seltener auch feine, verästelte, diskordante, schwarze Gangmylonite. Der Amphibolit weist im Marmor eine Schar von eigenartigen, ca. 6 cm breiten und, soweit sie sichtbar sind, höchstens 80 cm langen, stumpf endenden, fast parallelen Gebilden auf, die sich verästeln können und nach unten zu konvergieren und zusammenzukommen scheinen. Dieser Amphibolit führt im Gegensatz zu jenem, der konkordant am Nordkontakt liegt, keinen Granat.

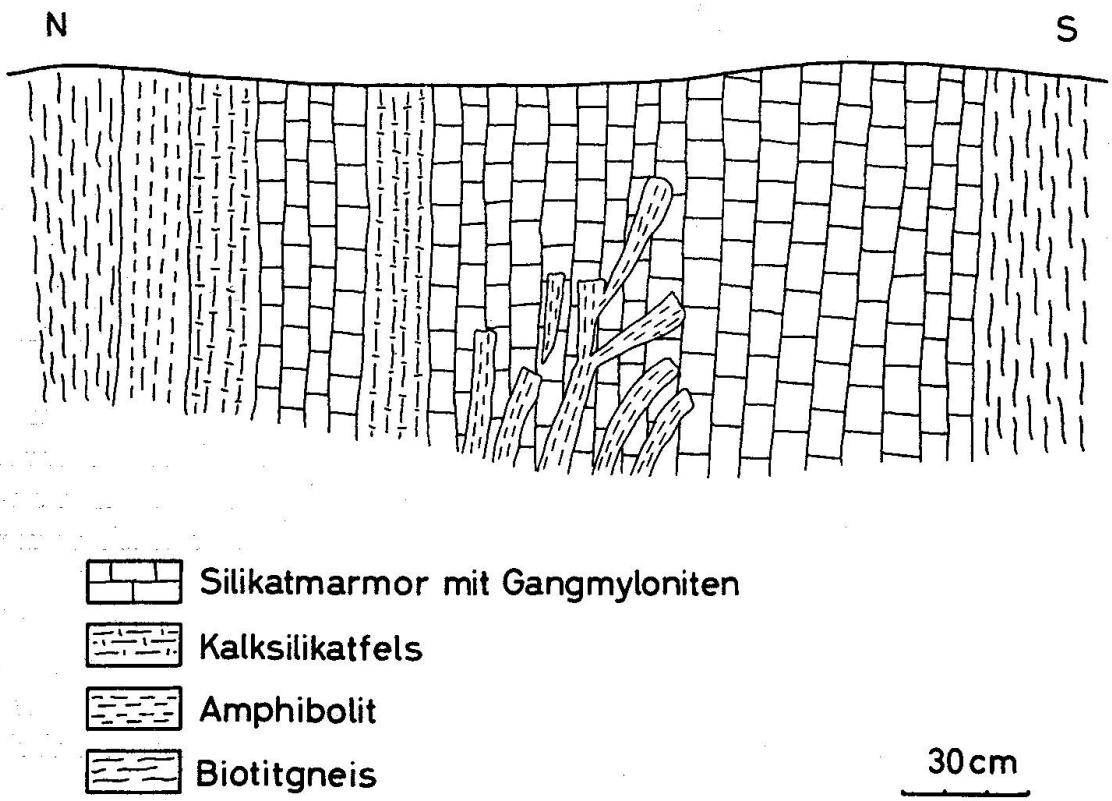


Fig. 1. Detailprofil durch das Silikatmarmorvorkommen an der östlichen Felswand in der obersten Valle di Bordei.

(9) Am Bach der obersten Valle di Bordei auf 1750 m Höhe sind sowohl ein paar winzige Aufschlüsse als auch etwa 100 m talaufwärts eine ca. 4 m mächtige, nach oben schmaler werdende Marmorlinse in den Gneisen eingeklemmt. Der Marmor ist allgemein weiss, grobkörnig, partienweise schneeweiss und plattig, wittert oft oberflächlich rostig an und ist seltener auch rosa gefärbt, was mit einigen Amphiboliteinlagerungen zusammenzuhängen scheint. Hie und da enthält er Schlieren und Lagen aus hellem, feinkörnigem bis mylonitisiertem Karbonat.

Auch hier fällt der Reichtum an Amphiboliteinlagerungen auf. Ihre Kontaktzonen sind im allgemeinen weniger breit und deutlich ausgebildet als im Valle del Sacro Monte und führen kaum Diopsid, sondern Epidot, Aktinolith, Titanit, Feldspat etc. Bisweilen kann auch keine Kontaktzone unterschieden werden, ausser einem schmalen Saum aus zersetzten Mineralien. Der Amphibolit bildet meistens 0,5—1 cm, selten bis 10 cm dicke, konkordante, schwach gefaltete oder linsenförmig anschwellende, selten gestauchte (Tafel III, Fig. 5) oder auskeilende Lagen.

Die Amphiboliteinlagerungen werden beiderseitig von einer bis 3 cm mächtigen, grobkörnigeren, kräftig grau gefärbten Karbonatzone begleitet (Tafel III, Fig. 5). Mehrere, nebeneinander verlaufende Amphibolitlagen färben den Marmor über grössere Bereiche gleichmässig grau und, wenn sie auskeilen, so setzt sich die graue Zone in gleicher Richtung fort, bis auch sie auskeilt. Die graue Färbung ist durch höheren Silikatgehalt (Klinozoisit, Grammatit, Feldspat, Titanit, Diopsid etc.) bedingt und ist, wie sich leicht erkennen lässt, älter als die Kataklase des Marmors. Graue Schlieren und Lagen im Marmor sind sicher Relikte von metasomatisch verdrängten Amphiboliteinlagerungen. Eine allfällige rosa Färbung des Karbonats kann manchmal zwischen der grauen Zone und dem weissen Marmor vorkommen.

Der Marmor führt reichlich bis 6 mm grosse, vereinzelt oder schlierig verteilte Erzkörner, hauptsächlich Pyrit, der oberflächlich schwarz, braun oder rot gefärbt ist. Sie sind besonders in den Schichtflächen angehäuft. In der Nähe einer dünnen Amphibolitlinse wurde auch wenig Kupferkies und Malachit beobachtet.

Der im N angrenzende Biotitgneis enthält viele Quarzlinsen und -lagen sowie Pegmatite und geht am Kontakt mit dem Marmor in Amphibolit über. Auf der Südseite grenzt die Marmorlinse an einen ca. 30 cm mächtigen Mikroklinquarzit bis -gneisquarzit, der kontinuierlich in Biotitgneis übergeht.

An der Felswand im W desselben Tales und auf gleicher Höhe sind wieder sowohl Silikatmarmore, Mylonitmarmore, Kalksilikatfelse, Am-

phibolite und Gneisquarzite als auch zwei spaltartige, vertikale, durch die Auflösung des Marmors entstandene Höhlen vorhanden. Ihre Wände bestehen aus Gneisquarzit und Kalksilikatfels mit Pyroxen, Epidot, Titanit etc.

4. Gridone

(10) Auf dem Grat, 200—300 m südlich des Gipfels des Gridone kommen ein paar bis 5 m mächtige Marmoreinschaltungen zum Vorschein. Der Marmor ist grobkörnig, weiss, partienweise leicht rosa gefärbt, seltener dunkel, kalkähnlich. Er enthält dünne, konkordante, manchmal linsenförmig anschwellende Amphibolitlagen, deren Kontaktzonen sich nicht stark abheben und keinen Diopsid führen. Das Karbonat wird in der Nähe davon grobkörniger, grau und silikatreich mit einem kontinuierlichen Übergang in den weissen, reinen Marmor. Es gibt auch graue Karbonatbänder, die entweder keine oder nur eine sehr dünne, schlierige, reliktische Amphibolitlage einschliessen.

5. Valle del Boschetto

(11) Schliesslich sei ein Vorkommen in diesem Tal auf ca. 1300 m Höhe erwähnt. Es befindet sich ausserhalb der eigentlichen marmorführenden Zone mitten in den basischen Ivrea-Gesteinen und besteht aus hellgrauen, mittelkörnigen Marmoren, die sehr reich an Skapolith und Titanit, besonders aber an dunkel graugrünen, bis 1 cm grossen Pyroxenkörner sind oder unregelmässige bis linsenförmige, makroskopisch ziemlich homogene Einschlüsse aus dem gleichen Pyroxen enthalten.

B. Gebiet zwischen Gridone und Velina (12—22)

Die Einlagerungen sind hier sehr ähnlich ausgebildet wie im ersten Gebiet, lassen sich aber oft auf längere Strecke verfolgen.

1. Alpe Niva

(12) Der zwischen die zwei obersten Bachrunsen von Rio Orasso bei Alpe Niva ziehende Sporn der Rocce del Gridone setzt sich aus Biotitgneisen mit Einschaltungen von Marmoren, Kalksilikatfelsen und Amphiboliten zusammen. Die Marmore sind grau und ausserordentlich reich an Silikaten, deren Anteil 40—50% des Gesteins beträgt oder gar übersteigt, so dass Übergänge zu Kalksilikatfelsen resultieren. Die Silikate sind hauptsächlich basischer Plagioklas, Mikroklin, Diopsid, Skapolith,

Aktinolith. Auch Mikroklinfelslinsen wurden beobachtet. Auf der Südseite des Felssporns an der Flussgabelung kommen 6 oder 7 Ganggesteinskörper zum Vorschein. Sie sind maximal 8 m lang und 3 m breit und in einer Reihe angeordnet. Ihre Längsachsen fallen fast zusammen, und sie lassen sich über eine etwa 80 m weite Strecke verfolgen. Es ist möglich, dass das Ganze einen Gang darstellt, der nach oben durch die Biotitgneise in einzelne schlotartige Körper getrennt wird.

Das Gestein zeigt eine deutliche porphyrische Struktur mit Einsprenglingen aus schwarzer, prismatischer Hornblende und teils zoisitisiertem Plagioklas. Sie schwimmen in einer dichten, grünlichgrauen Grundmasse. Es handelt sich wahrscheinlich um einen *Spessartit.* Die beiden Endteile dieses Ganggesteins durchschlagen zwei Marmor- und Kalksilikatfelseinlagerungen, von denen die östliche rund 90 cm mächtig ist und keine deutlichen Kontakterscheinungen aufweist. Die andere befindet sich gerade an der Flussgabelung, ist fast 3,5 m mächtig und besteht aus einer Wechsellagerung von Silikatmarmor, Kalksilikatfels, Biotitgneis und Amphibolit. Lagen, Linsen und Schlieren sowohl aus Mylonit und schwarzem Ultramylonit als auch aus Quarz sind im Silikatmarmor enthalten. Der Spessartit intrudiert in diese Gesteinsserie in der Form eines fast konkordanten, ungleich dicken, nach unten auskeilenden Ganges. Am Kontakt ist der Marmor auf 5—10 mm Breite in schwarzen Ultramylonit umgewandelt (Tafel III, Fig. 6), weiter davon ist er etwas heller, aber immer noch stark deformiert. Der Spessartit ist hier zoisitisiert und epidotisiert, zeigt keine Einsprenglinge von Hornblende, während solche aus Plagioklas völlig zersetzt aussehen.

2. Rio Orasso-Monte Cotto

Am Bach, der von M. Torriggia aus westlich der Alpe Bugnago vorbeiläuft, sieht man mehrere Marmor- und Kalksilikatfelszüge; sie treten im geschliffenen Bachbett sowie an den beiden Talflanken auf und lassen sich bis 700 m weit verfolgen. Auch östlich der Alpe Bugnago kommen sie wieder zum Vorschein. Sie verlaufen im grossen und ganzen gradlinig, zeigen aber eine leichte bis starke, lokale Fältelung. Die Kalksilikatfelse schwellen linsenförmig an oder bilden bis $1{,}50 \times 0{,}50$ m grosse Linsen. Der Marmor ist sehr reich an Silikaten, besonders an basischem Plagioklas, Mikroklin, Diopsid, Skapolith, Phlogopit, Aktinolith, Quarz und führt lagig oder schlierig verteilten kalkähnlichen Marmor, der auch diskordante Gänge bilden kann. Die angrenzenden Gesteine sind pegmatitreiche, granatführende Sillimanit-Biotitgneise bis -schiefer. An einem Kontakt wurde auch ein heller Quarzitgneis beobachtet.

Im Bachbett sind bis 10 m mächtige Komplexe sichtbar, in denen 1—20 cm dicke, felsartig ausgebildete Gneise eingelagert sind. Diese Gesteine können in Silikatmarmor übergehen und sind stark gefältelt, gestaucht oder boudiniert, während sich der Marmor bei der Deformation plastisch verhalten und die zwischen dem starren Nebengestein entstandenen Lücken ausgefüllt hat. Amphibolitlagen sind ebenfalls boudiniert, gestaucht oder zerrissen. Die Gneis- und Amphibolitlagen ragen aus dem leicht löslichen Marmor hervor (Tafel IV, Fig. 7). Aus felsartigem Gneis, der merkwürdigerweise viel Mikroklin, Pyroxen und Quarz enthält und somit einen Mikroklingneis darstellt, bestehen auch linsenförmige bis unregelmässige Einschlüsse im Marmor.

Am Fussweg Monte Cotto-Torriggia, der mit der Höhenkurve 1000 m zusammenfällt, trifft man auf einer ca. 200 m langen Strecke viele wenige cm bis einige m mächtige Einschaltungen aus weissem oder grauem, grobkörnigem bis dunklem kalkähnlichem Marmor. Er wurde früher zur Kalkgewinnung abgebaut. Mit ihm wechsellagern kompakter, oberflächlich rostig braun gefärbter Biotitgneis und Kalksilikatfels. Der letztere führt manchmal reichlich hellgrauen Diopsid. Im Marmor befinden sich linsenförmige bis unregelmässige Einschlüsse, die eine rostige Anwitterungsfarbe aufweisen und tektonisch mitgerissene Schiefer- oder Gneisschollen darstellen. Die inneren Bänder des Marmors können den Einschluss zunächst konzentrisch umschliessen, während die äusseren ihn linsenförmig umhüllen. Die Einschlüsse bestehen aus teils farblosem, teils farbigem Phlogopit, basischem Plagioklas, Grammatit, Klinozoisit-Epidot. Ihre Schieferung ist noch erhalten und verläuft der Marmorbänderung nicht immer konkordant. Die phlogopitreichen Einschlüsse scheinen eine Deformation und Durchbewegung erlitten zu haben, die härteren, phlogopitarmen hingegen bewahren ihre ursprüngliche, eckige Form. Kalksilikatfelseinschlüsse vorwiegend aus Diopsid sind ebenfalls vorhanden.

3. Rio Cannobino

(14) Am Nordufer des tief eingeschnittenen Cannobino ist eine etwa 5 m mächtige Marmorlinse sehr schön aufgeschlossen. Sie ist zwischen dunklen, schiefrigen, sillimanitführenden Biotitgneisen eingeschaltet, die reich an Pegmatiten und Quarzlinsen sind und granatreiche Lagen enthalten. Am Kontakt mit dem Marmor sind die Gneise durch die Anwesenheit von basischem Plagioklas, Hornblende und Pyroxen gekennzeichnet.

Der Marmor ist hier lagenweise mehr oder weniger dolomitreich. Wie es im Profil der Fig. 2 ersichtlich ist, kann man fünf Lagen unterscheiden, die, weil sich der Aufschluss in einer steilen, von fliessendem Wasser umspülten Runse befindet, je nach ihrer Löslichkeit verschieden stark herausragen.

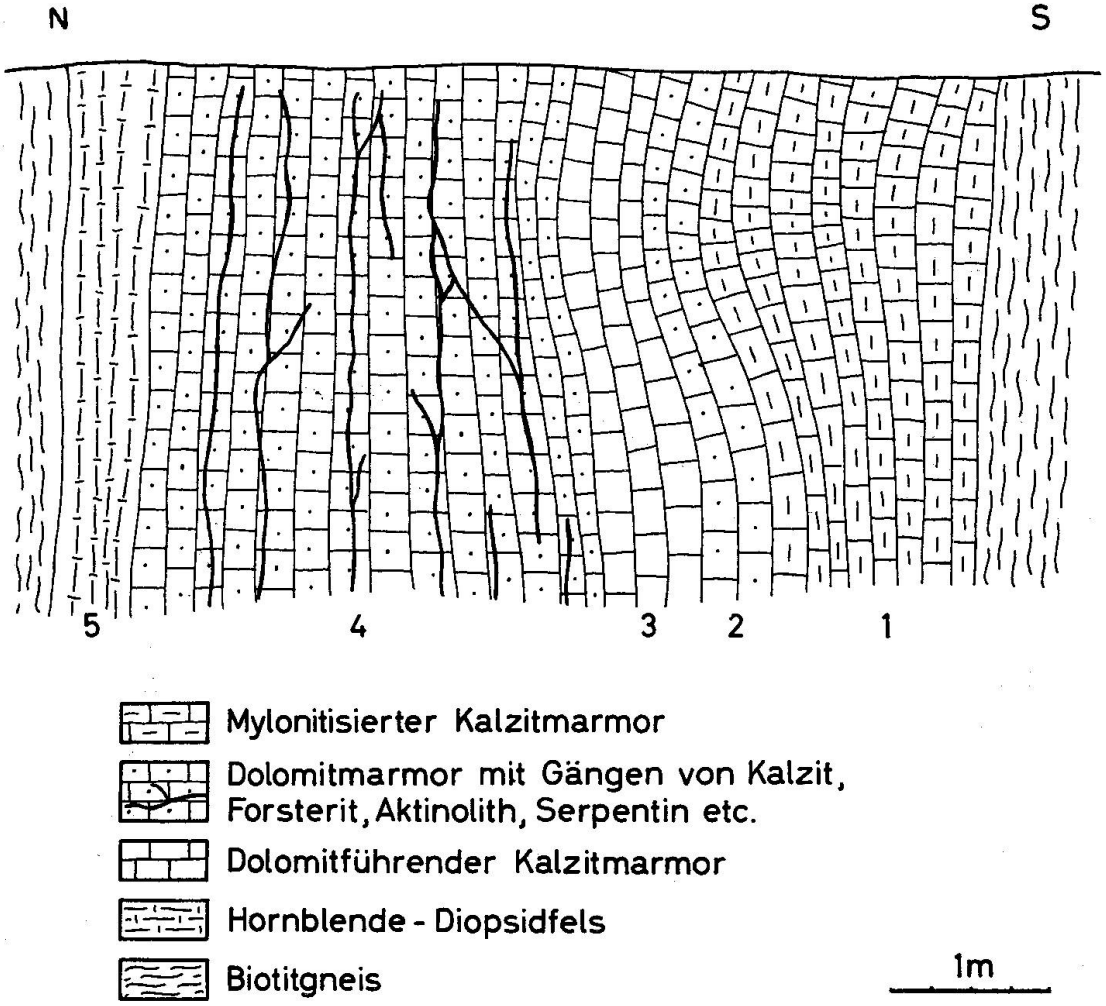


Fig. 2. Detailprofil durch das Marmorvorkommen des Rio Cannobino.

Die Lage 1 ist ein weisser bis hellgrauer, manchmal dunkel und hell gebänderter, mehr oder weniger stark mylonitisierter Kalzitmarmor. Am stärksten ist die Mylonitisierung in der Nähe des Kontaktes mit dem Biotitgneis. Der Marmor führt Quarz, Aktinolith, Diopsid, Pyrit, Skapolith, Phlogopit. Der Pyrit ist sehr häufig, zeigt hie und da würfelige Kristalle und trägt einen rötlich- bis violettbraunen Überzug. Manchmal ist er in einigen cm langen Schlieren oder Nestern angereichert, worin

mehr als 1 cm grosse Kristalle auftreten können. Der Marmor enthält viele höchstens 10 cm dicke Amphibolitlagen, die linsenförmig anschwellen, manchmal etwas diskordant verlaufen, boudiniert sein oder abrupt aufhören können. Es gibt auch vereinzelte bis 3 × 20 cm grosse Linsen oder runde bis eckige Einschlüsse. Es ist naheliegend, dass die Lagen infolge der für die Mylonitisierung des Marmors verantwortlichen Durchbewegungin Stücke zerbrachen, die gegeneinander versetzt und linsenförmig oder rund geschliffen wurden. Sie bestehen aus einem dunkelgrünen Kern mit Hornblende, basischem Plagioklas, Titanit, Kalifeldspat, Aktinolith und einer graugrünen Kontaktzone mit Diopsid, Aktinolith und basischem Plagioklas. Das Ganze wird von einem dünnen Skapolithsaum umgeben. Einige unregelmässige Einschlüsse bestehen aus Kalksilikatfels mit Diopsid, Epidot, Klinozoisit etc.

Die Lage 2 ist ein grauer, grobkörniger, harter, kompakter Dolomitmarmor, der oberflächlich rostig gelb und braun gefärbt ist. Wegen seines hohen Dolomitgehaltes ist er weniger wasserlöslich und ragt über die Lagen 1 und 3 heraus. Er zeigt schwache oder keine Kataklase. Seine nicht karbonatischen Bestandteile sind Aktinolith, Phlogopit, Chlorit, Serpentin, Forsterit, Erz (Magnetkies, Pyrit). Makroskopisch sind Magnetkiesschlieren und -gängchen, grosse, grüne Phlogopit- und Chloritblätter, würfelige Pyritkristalle und grüne Aktinolithnadeln sichtbar.

Die Lage 3 ist ein hell- bis aschgrauer, also etwas hellerer Marmor als der vorige. Meistens ist er kompakt, grobkörnig, dolomitreich. Er führt Phlogopit, Aktinolith, Chlorit, Serpentin, Pyrit (häufig Würfel). In manchen Partien sieht man grosse, mikroskopisch trübe bis zersetzte Karbonatkörner und ein feinkörniges, klares, neugebildetes Karbonat. Das letzte dringt zwischen die grossen Körner ein und bildet Nester, Lagen und Schlieren. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Kalzit. Sehr wahrscheinlich aber stellen die grossen Körner zersetzten Dolomit dar. Im Südteil der Lage stecken Linsen aus hartem, dunklem, klinohumitführendem Forsterit-Kalzitmarmor.

Die Lage 4 ist ein heller bis grauer Dolomitmarmor. Die hellen, grobkörnigen Partien sind besonders dolomitreich. Er zeigt eine schwache oder keine Kataklase, beim Kontakt mit der Lage 3 sieht man aber lagige bis schlierige Mylonitpartien, die aus Kalzit bestehen. Grosse Dolomitkörner sind partienweise in eine feine, trübe Kalzitmasse zerfallen. Im Marmor sind Aktinolith, wenig Phlogopit und viele Pyritkörner enthalten. Letztere besitzen oft eine Magnetitumhüllung. Kennzeichnend für diese Lage sind grünlichgraue, dunkelgraue bis grünlichschwarze, mehr oder weniger scharf abgegrenzte, im allgemeinen kon-

kordante, bis 4 cm dicke Gänge und Schlieren, die sich verästeln können. Die Äste keilen oft aus oder verbinden zwei benachbarte Gänge. Ein silikatreicher Marmor bildet diese Gänge und Schlieren. Seine Mineralien sind ausser dem Karbonat: Forsterit, Aktinolith, Serpentin, Erz, Chlorit, Phlogopit. Je nach dem Mineralbestand wechselt die Farbe; zum Beispiel die grünlichschwarzen Partien führen viel Serpentin, Pyrit und Magnetit. Der Forsterit bildet bis 7 mm grosse Körner, ist teilweise serpentinisiert und wird von wenig Klinohumit begleitet. Dieser Silikatmarmor ist sehr kalzitreich, also entdolomitisiert worden und zeigt eine stärkere Kataklase, wobei Volumenänderung bei der Silikatbildung eine grosse Rolle gespielt haben muss. Schlieren und Nester aus Erz und solche aus hellem Dolomitmarmor befinden sich in diesem dunklen Marmor.

Die Lage 5 besteht aus Hornblende-Diopsidfels, der auf 20 cm Breite anschwellen kann, eine starke Kataklase zeigt und basischen Plagioklas, Quarz und Mikroklin führt. Gegen den Gneis wird die Lage hornblendereicher.

Der angrenzende Biotitgneis enthält zunächst auf ca. 15 cm Breite amphibolitähnliche, lagige, linsenförmige bis schlierige Einlagerungen mit Hornblende, Pyroxen, basischem Plagioklas, Quarz, Titanit; dann wird er auf ca. 20 cm Breite quarzreich (Quarzitgneis), um nachher in den dunklen Biotitgneis überzugehen.

4. Nogeri-Daila

In den Runsen, die am Osthang des Berges Il Motto in den Rio di Calagno hinunterziehen, kommen die Einlagerungen wieder zum Vorschein.

(15) In der ersten, grossen Runse, die man am Fussweg von Nogeri nach Daila trifft, sind mehrere wenige cm bis 1 m dicke Marmor- und Kalksilikatfelslinsen in den Biotitgneisen eingeschaltet. An einer Stelle steht folgende steilgestellte Serie:

1. Im Norden Biotitgneis.
2. Heller bis dunkler, grob-, fein- oder ultramylonitisierter Marmor, der grünliche Silikateinlagerungen aus Quarz, Klinozoisit und Zeolith (?) enthält, 5—15 cm dick.
3. Biotitgneis, 40 cm dick.
4. Massige, weisse bis hellgraue, partienweise hellgrüne Kalksilikatfelslinse von Diopsid, verglimmerten Massen, Aktinolith, Titanit und Kalzit, 80 cm dick.
5. Phlogopit-Forsterit- oder Pistazitmarmor mit Einschlüssen von Pistazit-Diopsidfels, 30—80 cm dick.
6. Biotitgneis.

An nicht anstehenden, schneeweissen Marmorblöcken sieht man Amphiboliteinlagerungen, in deren Nähe keine graue Färbung des Marmors

entsteht. Andrerseits haben Silikatlagen aus serizitisiertem und zoisitisiertem saurem Plagioklas, Epidot, Aktinolith, Pyroxen, Titanit, Apatit den angrenzenden, grob rekristallisierten Marmor kräftig grau gefärbt (Tafel IV, Fig. 8). In einem Diopsidfels wurde unter anderm grüner Spinell beobachtet, am häufigsten aber tritt die Kombination weissgrauer Diopsid-Grammatit, seltener die Kombination grüngrauer Diopsid-grüner Aktinolith auf, wobei oft bis 2 cm grosse Kristalle sichtbar sind. Die grüne Nuancen zeigenden Felse sind mit Amphiboliten verknüpft. Manchmal bildet der Fels im Anschnitt fast ovale, 15×25 cm grosse Einschlüsse, deren Längsachse parallel zur Marmorschieferung steht und die sich in eine nur sehr dünne, konkordante Silikatschicht fortsetzen oder auskeilen. Die Marmorschieferung biegt linsenförmig um den Einschluss. Die ursprünglich gleich dicke Silikatlage wurde durch metasomatische Vorgänge an einem Ort verdrängt, während sie an anderen Stellen durch Stoffzufuhr und Mineralneubildung angeschwollen ist.

(16) Die zweite nördliche Runse ist ärmer an Aufschlüssen. Es handelt sich hauptsächlich um dunkle, kalkähnliche Marmore. Eine ca. 4 m mächtige Linse grenzt nördlich an quarzarmen, granatführenden Biotitgneis, südlich an Amphibolit und ist durch eine feine Wechsellagerung von hellgrauen, grauen und schwarzen Schlieren und Bändern gekennzeichnet. Die Farbtöne sind vom Grad der Mylonitisierung abhängig. In der feinkörnigen Masse schwimmen Porphyroklasten aus Karbonat, Plagioklas, Grammatit und Titanit. In seinem Nordteil enthält der Marmor einige leicht gekrümmte, ungefähr konkordante, nicht durchgehende, bis 3 cm dicke Gänge aus grünlichgrauem Plagioklasfels, der zu fast 80% aus basischem Plagioklas, 20% aus Diopsid, Aktinolith, Erz, Titanit, Klinozoisit und grobkörnigen Quarzgängchen besteht.

(17) Die dritte, noch nördlicher liegende, kleine Runse liegt an der Grenze Kinzigitzone-Ivreazone und weist eine enge Wechsellagerung von Biotitgneisen und Amphiboliten auf. Hier wurden zwei Marmorlinsen beobachtet: die eine ist 30—40 cm mächtig und viele Meter lang und besteht aus einem hellgrauen, grobkörnigen Marmor; die andere ist 2,5 m lang und 30 cm breit, befindet sich wenige Meter südlicher als die erste und liegt zwischen zwei Amphibolitlagen. Es handelt sich um einen weissen, grünlich punktierten Serpentinmarmor, der viele linsenförmig anschwellende, weissgraue Kalksilikatfelslagen aus Diopsid, Grammatit, Phlogopit, Serpentin und wenig Forsterit enthält. Der Diopsid bildet bis 1 cm grosse Kristalle, der Grammatit parallelfaserige, mehr als 1 cm lange Aggregate; die Phlogopitblätter treten manchmal in 1 cm breiten und 0,5 cm dicken Paketchen auf; der Serpentin bildet

auch Gänge, die wahrscheinlich vom Amphibolit her stammen. Zwischen dem Marmor und dem Amphibolit bzw. dem Fels (Tafel V, Fig. 9) läuft oft eine mehrere Millimeter breite, hell- bis dunkelgrüne Serpentinschicht durch. Die Serpentinisierung des Marmors ist bei dieser Schicht am stärksten und klingt allmählich mit dem Abstand aus. In der Nähe der Linse führt der angrenzende Amphibolit fast keine leukokraten Mineralien.

5. Alpe Balmo-Alpe Terza

(18) Längs dem Rio di Rovetta bis Passo delle Crocette erscheinen einige Marmor- und Kalksilikatfelszüge mit der üblichen Ausbildung.

(19) Auf der anderen Seite des Passo delle Crocette stösst man nochmals auf Einlagerungen. Am Fussweg, der von der Alpe Terza nach diesem Pass führt, befindet sich eine rund 5 m mächtige Wechsellagerung von Marmor und Kalksilikatfels, die südlich an einen 2,5 m mächtigen, kleinkörnigen Amphibolit grenzt. Der Marmor enthält dunkle, kalkähnliche Lagen und Schlieren.

Ein grosser, nicht anstehender Block zeigt eine interessante Gesteinsausbildung: er besteht aus Strahlstein-Diopsidfels, Forsteritmarmor, Pegmatit und Quarz. Diese Bestandteile sind unregelmässig gemischt. Der Diopsid ist hellgrau, bildet bis 3 cm lange Prismen. Der Strahlstein ist graugrün; es kann aber auch dunkelgrüne Hornblende vorkommen. Ihre Stengel erreichen manchmal eine Länge von 3 cm. Die Felse führen auch Klinozoisit, basischen Plagioklas, Apatit und sehr viel Graphit. Der Marmor steckt in Nestern und Linsen und enthält ausser dem häufigen Forsterit auch Chlorit, Serpentin, Magnetkies und Graphit.

6. Alpe Marsciei

(20) Am Nordufer des Rio Pogallo bei Alpe Marsciei findet sich ein interessanter Aufschluss, dessen Marmor früher zur Kalkgewinnung abgebaut wurde. Sein Profil ist in Figur 3 dargestellt und lässt folgende Gesteinstypen erkennen:

1. Dunkler, grobblättriger Biotitgneis bis -schiefer.
2. Grauer, partienweise rostiger Silikatmarmor.
3. Schneeweisser, massiger, grobkörniger Marmor. Lagenweise Anreicherung an Erz oder Silikaten, hauptsächlich Aktinolith.
4. Weisser, schiefriger bis plattiger Mylonitmarmor. In der feinkörnigen Karbonatmasse sieht man im Mikroskop neugebildetes Karbonat in Gängen oder in Porphyroblasten. In den Schieferungsflächen sind Gleitungen mit Rutschharnischen feststellbar, und es haben sich Eisenoxyde und Magnetkies angereichert. Die Erze bilden im Südteil dickere Lagen und Schlieren. Schmale, graue,

kalkähnliche Lagen und Schlieren sind hier eingelagert und werden gegen den Kontakt mit dem Gneis dunkler, mächtiger und schärfer abgegrenzt. Die Lagen können auskeilen, oder zwei von ihnen können sich zu einer vereinigen. Wenige, linsenförmige Einschlüsse aus Quarz, Klinozoisit, Titanit, Glimmer und Mikroklin wurden in diesem dunklen Marmor beobachtet. Am Kontakt wird der Marmor reich an diesen Silikaten sowie an Diopsid und Erz.

5. Schiefriger Biotitgneis. Er enthält viele Quarz- und Pegmatitlinsen und ist stark deformiert; der Biotit ist teilweise chloritisiert oder feinschuppig; der Oligoklas-Andesin erscheint zoisitisiert oder verglimmert; auch Epidot ist vorhanden; der Quarz tritt zurück. Seine an den Marmor 4 angrenzende, 5—30 cm breite Partie ist massig und grünlich und führt manchmal Pseudotachylitgänge, während er gegen SE besser erhalten und nur mechanisch deformiert zu sein scheint. In der Nähe des Marmors treten häufig auch basischer Plagioklas und Mikroklin auf. An der Basis des Aufschlusses bildet dieser Gneis einen nach SE vorspringenden, 1,5 m langen und 1,2 m hohen Höcker, der vom Marmor 5 überlappt wird. Eine oft fehlende, meist 1 mm dicke, grünlichgraue Silikatschicht kennzeichnet den SE-Kontakt und weist hie und da bis 1 cm grosse, in den Marmor hervorragende Knollen auf (Tafel V, Fig. 10). Sie besteht aus teilweise verglimmertem, basischem Plagioklas, Muskovit, Aktinolith, Klinozoisit, Titanit, Quarz und reliktischem Diopsid.

6. Weisser, grobkörniger Marmor mit unscharf abgegrenzten, grau, bräunlich, violett oder rosa gefärbten Bändern. Sein Kontakt mit dem Gneis 5 ist sehr scharf, rein tektonisch (Tafel V, Fig. 10) und umschliesst knickartig den Gneishöcker. Die Marmorschieferung folgt hier der unregelmässigen Kontaktfläche, nimmt aber nach SE die übliche, durchgehend steile Stellung wieder ein. Der Marmor zeigt eine Deformation besonders in der Nähe der Kontakte, wo das Karbonat eine Mylonitmasse mit verschuppten Porphyroklasten bildet.

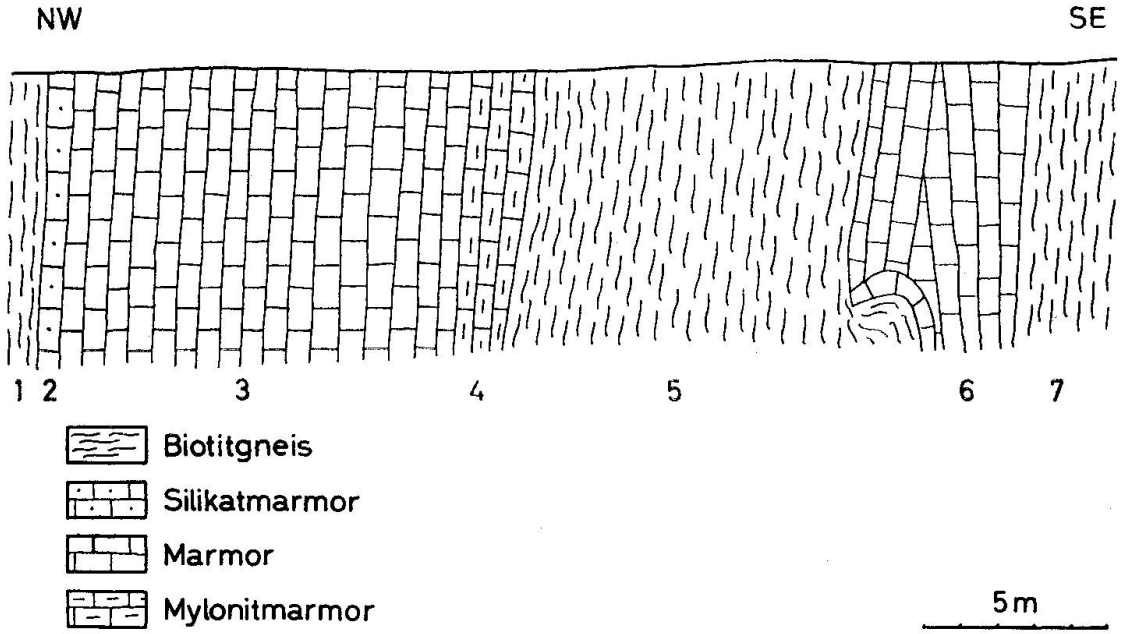


Fig. 3. Detailprofil durch das Marmorvorkommen der Alpe Marsciei.

7. Im SE folgt wieder der geschieferte Biotitgneis. Er enthält viele Pegmatite und Quarzlinsen sowie unregelmässige Einschlüsse von Marmor und Kalksilikaten. In der Nähe des Marmors ist er deformiert und teilweise chloritisiert.

Im Bachbett des Rio Pogallo finden sich viele Gerölle und Blöcke aus Marmor und Kalksilikatfels. Ihr Mineralreichtum fällt auf; es treten grüner, hedenbergitischer Diopsid, Skapolith, Klinozoisit, rosabrauner Granat, Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Grammatit, Titanit, Magnetkies, Magnetit, Albit etc. auf.

7. Alpe Belmello

(21) Auf der Alpe Belmello ragt aus den Moränen ein interessanter Aufschluss hervor, welcher sich etwa 30 m weit verfolgen lässt. Er besteht aus einem fast 5 m mächtigen, mittel- bis grobkörnigen, schneeweissen Marmor, in dem sowohl phlogopit- und aktinolithreiche Schichten als auch konkordante Amphibolitlagen sichtbar sind. Der Phlogopit bildet bis 7 mm breite und 2 mm dicke, grünlichbraune Paketchen, der Aktinolith bis 1 cm lange Stengel. Die Amphibolitlagen sind 3—6 mm dick, können linsenförmig oder boudinartig bis 3 cm mächtig anschwellen und weisen in ihrem Innern eine grünlichschwarze Farbe (Hornblende) mit hellen Schlieren, randlich eine graugrüne Kontaktzone (Diopsid) auf. Sie werden auf beiden Seiten von zwei Marmorbändern begleitet (Fig. 4): das innere Band ist 2—3 cm dick, grau gefärbt und grobkörniger als der übliche Marmor; er führt Grammatit, Phlogopit, Kalifeldspat,

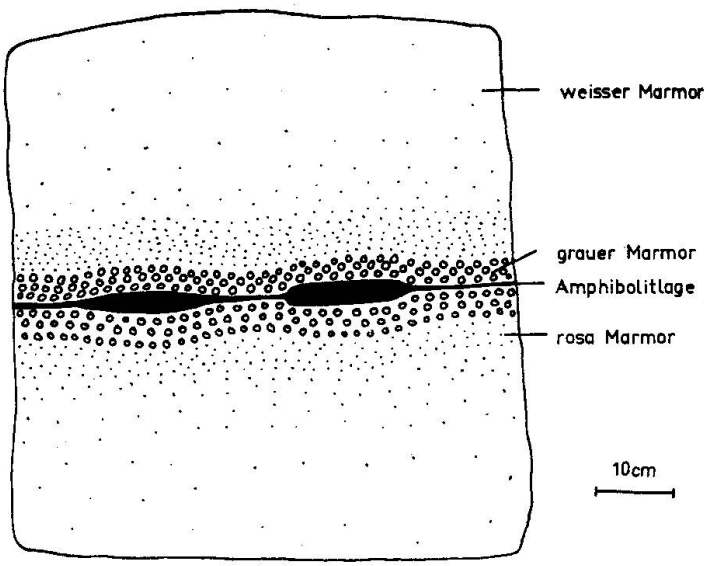


Fig. 4. Boudinierte Amphibolitlage im Marmor der Alpe Belmello.

Quarz und Titanit. Das äussere Band ist 3—8 cm mächtig, leicht rosa bis bräunlich gefärbt, ärmer an Silikaten und geht sehr unscharf in den weissen Marmor über. Die Mächtigkeit beider Bänder scheint von der Dicke der Amphibolitlage wenig abhängig zu sein. Auch sehr dünne Lagen haben fast ebenso dicke Bänder hervorgerufen.

Südöstlich dieses Marmors schliesst ein Gneisquarzit bis Epidot-Mikroklingneis an; seine Mächtigkeit beträgt ungefähr 4 m, und er führt auch Titanit, Skapolith, Muskovit, Erz, Plagioklas und Klinozoisit. Viele hellere Quarzgänge und -schlieren, in denen der Quarz grosse, stark undulöse, ineinander verzahnte Körner bildet, durchsetzen dieses Gestein. Auf einer 2—3 m breiten, an den Marmor grenzenden Zone befinden sich viele Barytlagen, welche ungleich dick sind, bisweilen linsenförmig anschwellen und höchstens 5 cm mächtig werden. Mit scharfen Kontakten verlaufen sie konkordant, hie und da aber diskordant. Am von Schutt verdeckten Kontakt mit dem Marmor steht eine durch die Verwitterung isolierte, ca. 10 cm mächtige Barytlage an. Es wurden ebenfalls dünne Barytschlieren und -gänge beobachtet, die auch in die Quarzgänge eindringen. Der Baryt ist weiss, sehr grobkörnig; seine xenomorphen Körner können eine Grösse von 2 cm erreichen. Baryt kann mehr als 95% der Lage oder des Ganges bilden; der Rest besteht aus Silikaten (hauptsächlich Muskovit) und Eisenoxyden. Im Bereich der Baryteinlagerungen wird der Kalifeldspat des Gneisquarzites teilweise durch Hyalophan ersetzt. Felsartig ausgebildete Partien bestehen hier aus Epidot, Hyalophan und wenig Quarz, Muskovit, Aktinolith und Baryt.

8. Velina

(22) Von Velina aus ziehen gegen NNE ein paar schmale, nicht kontinuierliche Züge von sehr unreinen, grauen Silikatmarmoren; sie enthalten sowohl wenige mm bis 1 m mächtige, dunkle, kalkähnliche Lagen als auch Kalksilikatfels-, Biotitgneis- und Amphibolitlagen. Am Punkt, wo der nach Alpe Vota führende Fussweg den Bach der Val Velina überquert, erreichen sie eine Mächtigkeit von rund 40 m. Manchmal zeigen sie eine starke Fältelung. Seltener sind reine, weisse oder bräunliche Marmore vorhanden. Zwischen Velina und der Ponte di Velina am Rio Val Grande stehen einige Diopsid- oder Strahlstein-Diopsidfelse an. Der Diopsid bildet hellgraue bis grünlichgraue, verschieden grosse Kristalle. Neben den kleinkörnigen Aggregaten wurden viele einige cm grosse oder sogar 8 cm lange und 3 cm breite Prismen gefunden. Es gibt reine Diopsidpartien, oft aber ist auch viel hellgrüner

Strahlstein dabei, der die Ränder der Diopsidpartien besetzt. Weitere Bestandteile dieser Felse sind Titanit, Chlorit, Apatit, Karbonat und basischer Plagioklas. Ein Block setzt sich aus sehr grobkristallinem, kompaktem und massigem Aktinolith-Diopsidfels zusammen, in dem sowohl Nester aus grauem, grobkörnigem, phlogopitführendem Marmor als auch feingeschichtete Gneisschlieren eingeschlossen sind. Die beiden letzteren Gesteine scheinen Relikte einer Auflösung durch den Diopsidfels darzustellen (Fig. 5).

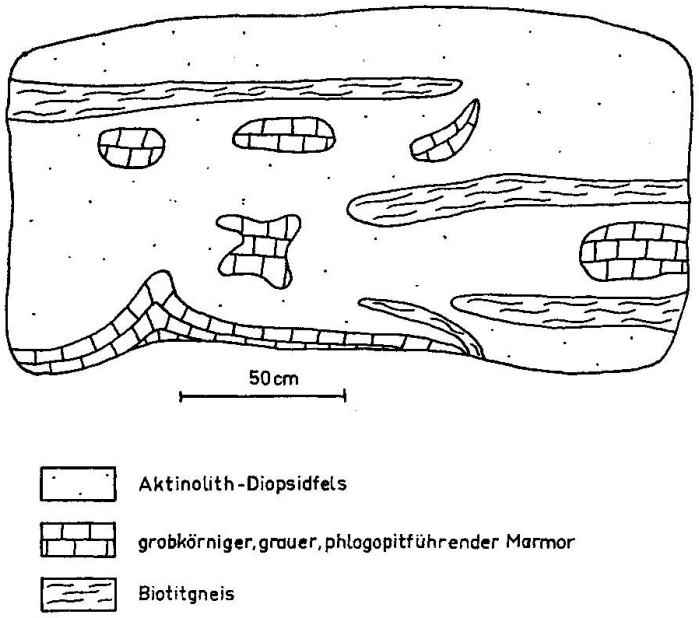


Fig. 5. Kalksilikatfels bei Velina mit reliktischen Einschlüssen von Biotitgneis und Marmor.

C. Gebiet von Candoglia (23—26)

Hier sind die Marmore und Kalksilikatfelse am meisten verbreitet. Sie sind am steilen Berghang östlich des Dorfes Candoglia längs der kurvenreichen Strasse und am schönsten in den dortigen Marmorbrüchen aufgeschlossen.

Die Marmorbrüche sind teils verlassen, teils werden sie immer noch ausgebeutet. Abbau von Marmor hat hier schon vor mehreren Jahrhunderten begonnen. Heute gehören die Brüche der Verwaltung des Mailänder Domes; sie haben den berühmten rosa und weissen Marmor für den Bau dieses Domes und anderer Bauwerke geliefert. Ausserdem

sind sie durch ihren grossen Mineralreichtum und ihre interessanten Mineralparagenesen schon längst bekannt.

Wie aus der beigegebenen geologischen Kartenskizze ersichtlich ist, begegnet man in diesem Gebiet vielen linsenförmig anschwellenden Zügen, die in den Biotitgneisen parallel dem Verlauf der Kinzigitzone eingeschaltet sind. Bei Candoglia verschwinden sie unter die Alluvionen des Tosatales und tauchen oberhalb Ornavasso auf der anderen Talflanke wieder auf.

Die Gesteine, die diese Züge aufbauen, sind weiss, rosa, grau und graugrün gefärbte Marmore, Silikatmarmore, Dolomitmarmore, Kalksilikatfelse und barythaltige Marmore. Auffallend ist ihr Reichtum an Einlagerungen von Amphibolit, Baryt oder Erz. Gneisquarzite bis quarzreiche Gneise sind in der Regel mit ihnen verknüpft.

Im SE sind die Züge mächtiger, aber einerseits ärmer an reinen Marmoren, andererseits eng mit Biotitgneisen wechsellagernd; im NW sind sie hingegen reich an reinen Marmoren, folglich abbauwürdig, und hier befinden sich die Brüche, die wunderschön aufgeschlossene Profile zeigen.

Der oberste, auf 950 m Höhe liegende, verlassene Bruch heisst Cava Mergozzoni (23) und zeigt eine axial nach NE fallende und leicht gegen NW überkippte Antiklinale (siehe Profil). Tiefer liegt die Cava Cornovo (24), deren Marmor heute abgebaut wird. Leicht erkennt man hier eine schwach gegen NW überkippte und ebenfalls nach NE abtauchende Synklinale und beiderseits je eine kleine Antiklinale (Tafel VI, Fig. 11). An der Bergstrasse, und zwar nicht weit von ihrem Ende, liegt ein kleiner, verlassener Marmorbruch (25) mit vertikal gestellten Schichten, die sich gegen NE fortsetzen und bei den Hütten östlich der Cava Mergozzoni auskeilen. Gegen SW, den steilen Hang hinab, werden sie mächtiger und können immer mit mehr oder weniger vertikal gestellten Schichten durch die verlassene Cava Carettone und die Cava Madre (26) weit hinunter verfolgt werden. In der Cava Madre wird immer noch Marmor unter Tag abgebaut.

In all diesen Brüchen konnte ich die gleiche Gesteinsfolge feststellen; sie baut sich aus drei Zonen auf:

1. Die mächtigere Zone besteht aus einem weiss, rosa und grau gebänderten Kalzitmarmor, dessen Mächtigkeit von 7 m bis 32 m schwankt und der im folgenden *Hauptmarmor* genannt sei. Viele Amphibolitgänge unterbrechen die Eintönigkeit dieses Marmors.

2. In den unteren Brüchen folgt nordwestlich eine 1—6 m mächtige, vom Hauptmarmor unscharf und unregelmässig abgegrenzte Zone aus partienweise eisenschüssigem Dolomit- bis Kalzitmarmor, der viele Mg-

Silikate führt und als *Nebenmarmor* bezeichnet sei. In der Synklinale der Cava Cornovo ummantelt diese Zone den Hauptmarmor; in der Antiklinale der Cava Mergozzoni befindet sie sich jedoch im Kern. Viele Kalksilikatfelse treten an ihrem Kontakt mit der folgenden Zone 3 auf.

3. Eine 3—20 m mächtige Serie aus Mikroklin-Gneisquarzit mit Quarzitgneis- und Biotitgneiseinlagerungen schliesst sich auf beiden Seiten des Marmorkomplexes an. Sie geht allmählich nach aussen in den grobblättrigen Biotitgneis der Kinzigitzone über.

Wie aus dem tektonischen Bild in den Brüchen und aus der gegenseitigen Lage der eben beschriebenen Zonen zu schliessen ist (siehe Profil), taucht die SE-Flanke der Antiklinale der Cava Mergozzoni in die Tiefe und erscheint wieder in der nordwestlichen kleinen Antiklinale der Cava Cornovo. Die südöstliche kleine Antiklinale des gleichen Bruches war durch eine abgetragene Antiklinale mit den steilen Schichten des kleinen, verlassenen Bruches verbunden, die sich, immer steil bleibend, durch die Cava Carettone und die Cava Madre bis in die Nähe von Candoglia fortsetzen. Eine genaue Beschreibung der wichtigsten Marmorbrüche folgt:

Cava Mergozzoni

(23) Der Marmor in diesem Bruch bildet, wie erwähnt, eine nach NE abtauchende, spitze Antiklinale. Im NW und SE grenzt er an eine Serie aus wechsellagernden Kalifeldspat-Quarziten, Biotitgneisen und ihren intermediären Typen. Gegen NE überwiegt ein heller Gneisquarzit, der in der Nähe des Marmors einige dünne, konkordante Barytlagen enthält, von denen eine 7—10 cm dick ist und viele Silikatmineralien führt. Am Kontakt mit dem Marmor verläuft oft eine bis 15 cm dicke Schicht aus Klinozoisit-Quarz-Mikroklinfels.

Der Hauptmarmor ist grobkörnig, weiss bis grauweiss oder rosa gefärbt und enthält viele Amphibolitgänge. Der an diese angrenzende Marmor hat eine graue Farbe, die, wenn man sich vom Amphibolit entfernt, allmählich durch die rosa Farbe abgelöst wird. Noch weiter davon geht die rosa Farbe in weiss über. In grossen Bereichen, wo keine Amphibolite und grauen Marmore anwesend sind, bleibt die Rosafärbung aus. Die Mächtigkeit dieses Marmors in der NW-Flanke erreicht 13 m, während sie in der SE-Flanke etwas herabgesetzt wird. Als Mineralkomponenten sind, ausser dem Kalzit, in kleinen Mengen Feldspäte, Quarz, Erz, Muskovit, Titanit, Baryt etc. enthalten. Die Amphibolite zeigen verschiedene Formen. Sie bilden konkordante oder diskordante, verzweigte Gänge und unregelmässige Nester. Viele davon besitzen eine deutliche, andere aber nur eine schwach ausgebildete Kontaktzone.

Ferner enthält dieser Marmor viele Barytlagen, Quarzgänge oder dünne Quarzlagen und viel Erz. Die Barytlagen sind bis 10 cm dick und immer an den Rand des Marmors gebunden. Das Erz (hauptsächlich Pyrit) ist in den Schichtflächen angehäuft oder diffus verteilt. Oft sieht man in der Nähe der Amphibolite viel Erz.

Gegen den Kern der Antiklinale folgt unscharf vom Hauptmarmor abgegrenzt der Nebenmarmor. Er ist 1—3 m mächtig, grobkörnig, weiss bis grau gefärbt und zeigt hie und da dunklere, feinkörnige Schlieren; er besteht in wechselnden Mengen aus Dolomit und Kalzit und führt viel Diopsid, Phlogopit, Forsterit und Baryt. Sowohl phlogopitreiche Lagen als auch Linsen, Lagen und unregelmässige Nester aus Quarz und Kalksilikatfels sind enthalten und werden gegen den Gneisquarzit häufiger. Viele graugrüne, bis 4 cm lange Strahlsteinprismen treten besonders in Bruchrissen angehäuft auf. Partienweise gibt es viel Erz, hauptsächlich Magnetit, der auch Adern bildet. Schmale Barytlagen sind ebenfalls enthalten.

Dass der Nebenmarmor zum grossen Teil stark dolomitisch und eisenhaltig ist, zeigt sich durch das schwache oder das Fehlen von Aufbrausen in verdünnter HCl und durch eine rostige, dunkelbraune Anwitterungsfarbe. Häufig sieht man Gänge, Lagen, Stöcke und Linsen aus diesem kalzitarmen Marmor, die sich durch die eben erwähnte Anwitterungsfarbe vom umgebenden Marmor abheben.

Den Kern der Antiklinale besetzt der viele Kalksilikate führende Kalifeldspat-Quarzitgneis, der mit Biotitgneisen und Gneisquarziten wechsellagert.

Cava Cornovo

(24) Die durch den Abbau des Marmors mit Drahtsäge entstandenen, glatten und ebenen Flächen des Bruches geben wunderschöne Profile, und zwar sowohl vertikale, senkrecht dem Verlauf des Marmorzuges gestellte, als auch horizontale Profile. So erkennt man leicht die schon beschriebene Faltenstruktur (Tafel VI, Fig. 11). In der unteren Partie des Aufschlusses ist nur die Synklinale vorhanden; in der obersten, wo die höher liegenden Schichten des Hauptmarmors mehrfach zusammengestaucht und verfaltet wurden, sind alle drei Strukturelemente auf einer horizontal gesägten Marmorfläche ausgezeichnet abgebildet. Die Faltenachsen fallen, wie sonst üblich nach NE,; kleine Verwerfungen sind hie und da bemerkbar.

Auch hier finden sich die gleichen Gesteinstypen: die Gneisquarzite und quarzreichen Gneise, die die Synklinale umschliessen, sind wieder

sehr kalifeldspatreich. Einschlüsse mit viel Mikroklin und Diopsid aber wenig Quarz wurden in der Nähe des Kontaktes mit dem Marmor beobachtet.

Zwischen diesen Gesteinen und dem Marmor sind Kalksilikatfelse eingeschaltet; sie können eine bis 1 m breite Zone ausmachen und sind hauptsächlich Diopsidfelse mit viel basischem Plagioklas und Kalifeldspat, wie auch Zoisit, Titanit und Karbonat.

Anschliessend kommt der graue Nebenmarmor, der vorwiegend dolomitisch ist. Seine Mächtigkeit beträgt ca. 7 m auf der NW-Flanke und ca. 3 m auf der SE-Flanke. Er ist sehr grobkörnig und enthält einige cm dicke, hellere Lagen oder Schlieren aus Kalzitmarmor. Partienweise ist er rostig braun angewittert oder in eine limonitartige Masse verwandelt. Viele Schlieren von Diopsid-Hedenbergit, Strahlstein und Phlogopit sind in ihm enthalten. In manchen Partien wurden zudem viel Forsterit, in anderen Eisenerz oder Baryt in dünnen Lagen und Schlieren beobachtet. Die Trennungsfläche zwischen dem Dolomit- und dem Hauptmarmor ist manchmal scharf, aber uneben.

Der Hauptmarmor, der den Kern der Synklinale besetzt, ist ähnlich ausgebildet wie in der Cava Mergozzoni. Seine horizontale Mächtigkeit beträgt 25 m unten und 40 m oben. Ausser dem Kalzit führt er Phlogopit, Chlorit, Strahlstein, Diopsid, Epidot, Titanit, Quarz, Feldspäte, Erz und Baryt.

Auffallend ist der Reichtum an Amphibolitgängen, die meistens konkordant und mitgefaltet, seltener diskordant sind. Sie sind oft boudiniert, gefältelt oder zerrissen (Tafel VII, Fig. 12) und können eine Mächtigkeit von 15 cm erreichen. Verwerfungen haben sie manchmal gestört, wobei die Bruchflächen oft parallel geordnet sind.

Einige Amphibolitgänge scheinen stark verdrängt zu sein. Es gibt bis 20 cm breite, graue Marmorzonen, in denen der Amphibolit entweder reliktisch in grossen, vereinzelten oder Schlieren und Nester bildenden, grünen Silikaten (hauptsächlich Hornblende, Phlogopit und Chlorit) geblieben oder gänzlich verschwunden ist. Es scheint, dass diese Verdrängung später stattfand als die graue und rosa Verfärbung des Marmors; denn direkt am reliktischen Amphibolit hat sich das Karbonat sehr grob rekristallisiert, führt reichlich Phlogopit, Hornblende und Chlorit, ist teilweise dolomitisiert und weist eine hellere Farbe auf als der zuerst rekristallisierte graue Marmor. Letzterer bleibt oft als ein schmaler Streifen am Rand des hellgrauen Marmors übrig (Fig. 6).

Das Erz bildet Gänge, die oft anschwellen und bis $80 \times 40 \times 30$ cm grosse Stöcke aufweisen können; es besteht vorwiegend aus Magnetit.

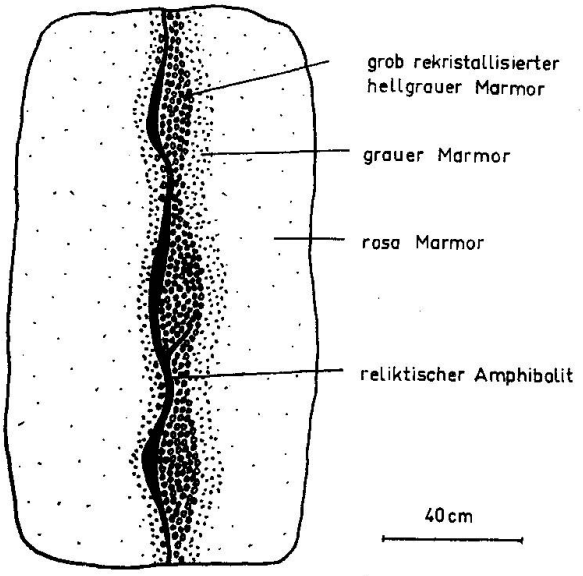


Fig. 6. Nach der Rekristallisation des grauen und des rosa Marmors erfolgte später eine Verdrängung des Amphibolites und eine erneute, gröbere Rekristallisation des angrenzenden Karbonates. Candoglia.

Pyrit und Magnetkies sind ebenfalls in grossen Mengen vorhanden; diese Sulfide treten oftmals in bis 15 cm grossen Aggregaten auf, die sich innerhalb oder an den Rändern der Magnetitgänge befinden. Karbonate und Silikate, seltener Baryt sind den Erzen beigemischt. Die Silikate (hauptsächlich Aktinolith, Chlorit und Phlogopit) sind schlierig oder unregelmässig in den Gängen verteilt. Häufig rückt das Erz in kleinen Körnern oder Aggregaten in den benachbarten Marmor vor, so dass es keine scharfen Grenzen zwischen den Gängen und dem Marmor gibt. Das Karbonat ist am Rand der Erzgänge durch Rekristallisation sehr grobkörnig und wittert dunkelbraun an. Im Gegensatz zu den Amphiboliteinlagerungen haben die Erzgänge keine oder nur selten eine schwache rosa Färbung des Marmors hervorgerufen.

Kleiner Marmorbruch

(25) Der Nebenmarmor erreicht hier eine Mächtigkeit von 6,5 m. Auf einer 2,5 m breiten, an die nördlichen Gneisquarzite angrenzenden Zone ist er in eine erdige, gelbliche Masse verwittert, in der nur einzelne, graue, silikatreiche Kalzitmarmorbänke unversehrt geblieben sind. Die Silikate sind hauptsächlich durch Aktinolith, Forsterit und Diopsid vertreten. Auch schmale Dolomitschlieren wurden beobachtet. Die übrige Zone ist auch eisenhaltig, aber nur oberflächlich braun verwittert; sie

ist lagenweise reich an Dolomit oder an Silikaten wie Phlogopit, Aktinolith, Chlorit etc. Magnetit ist ebenfalls in eigenen Lagen angereichert.

Der Hauptmarmor ist ca. 12 m mächtig und weist fast die gleichen Kennzeichen auf wie in der Cava Cornovo; er ist aber hier ärmer an Magnetitgängen und reicher an Quarz. In Scherflächen wurden kleinkörniges Karbonat, viel Pyrit und wenig Magnetit wie auch Baryt in Lagen, Schlieren und Nestern beobachtet. Die Amphibolitgänge sind sehr erzreich; einige von ihnen besitzen keine deutliche Kontaktzone und haben keine rosa, sondern nur graue Färbung des Marmors hervorgerufen.

Ein 1—3 cm dicker Aplitgang durchsetzt diskordant den Hauptmarmor (Tafel VII, Fig. 13); er ist kleinkörnig und besteht aus Quarz, Mikroklin und saurem Plagioklas. Eine konkordante Barytlage wird von diesem Aplit durchschlagen. An der Schnittstelle hat eine beachtliche Erzausscheidung stattgefunden und sich reichlich Hyalophan gebildet. Das Erz ist vorwiegend durch Hämatit, weniger durch Pyrit, Magnetit und Limonit vertreten.

Gegen den SE-Kontakt wird der Marmor auf einer ca. 2,5 m breiten Zone weiss, feingeschichtet und feinkörnig bis dicht; in den dichten Partien machen sich grössere Karbonatkörner makroskopisch bemerkbar. Unter dem Mikroskop erweist sich, dass das Karbonat dieser Zone stark zertrümmert oder mylonitisiert ist und dass die grösseren Karbonatkörner Porphyroklasten darstellen. Der Marmor hat also hier eine Durchbewegung erlitten.

Im SE grenzt der Hauptmarmor nochmals an einen Gneisquarzit, der am Kontakt von einem Quarzstock durchsetzt wird. Zwischen dem letzteren und dem Marmor hat sich eine fast 8 cm dicke Schicht von Kalksilikatfels gebildet, der grösstenteils aus Epidot wie auch aus Titanit, Alkalifeldspat, reliktischem Diopsid, Granat etc. besteht.

Cava Madre

(26) Die steilstehende Serie des kleinen, verlassenen Marmorbruches setzt sich in unverändertem tektonischen Bild durch die Cava Carettone in diesen Marmorbruch fort. Nur die Mächtigkeit des Karbonatgesteinskörpers variiert stark, indem sie nach dem Anschwellen in der Cava Carettone in der obersten Partie der Cava Madre 15 m und in der untersten auf mehr als 30 m ansteigt.

Ein grosser, im Hauptmarmor geöffneter Stollen, in dem die schönen Marmorarten gewonnen werden, bietet an seinen Wänden sehr günstige Gelegenheit zum Studium sowohl der Gesteinsvarietäten als auch der Amphibolitgänge, ihrer Kontakterscheinungen und ihrer Vererzung.

Der Hauptmarmor, der sonst ähnlich ist wie in den anderen Brüchen, unterscheidet sich hier dadurch, dass er reicher an Amphibolitgängen ist und dass letztere eine Mächtigkeit von mehr als 20 cm erreichen. Neben den konkordanten ist noch die grosse Menge der diskordanten Gänge, die sich in alle Richtungen hinziehen, auffällig.

Man kann unschwer zwei morphologisch verschiedene Gruppen von Amphibolitgängen erkennen: die erste Gruppe umfasst die älteren Gänge, die mit dem Marmor verfaltet sind; diese sind entweder gefältelt oder schwellen boudin- bis stockartig an; oft sind sie durch Verwerfungen gestört (Fig. 7). Ihre Randzonen sind in eine diopsidreiche, deutlich durch die hellere Farbe unterscheidbare Kontaktzone umgewandelt. Die Diopsidisierung hat manchmal auch innerhalb des Amphibolits schlierig eingegriffen.

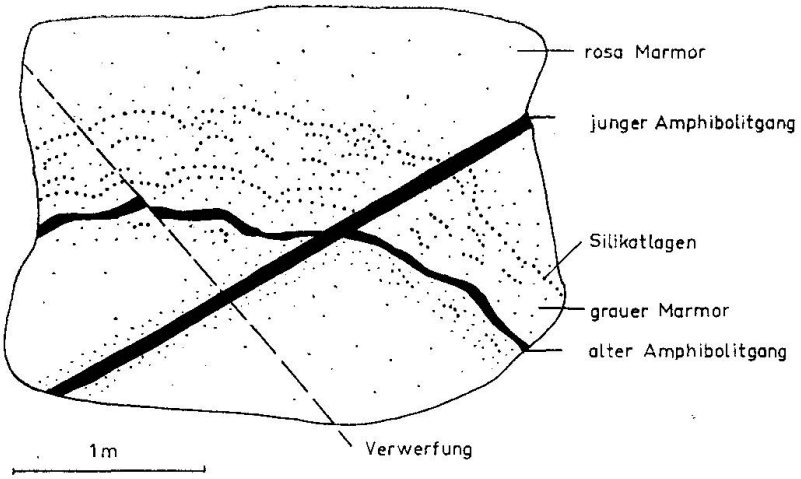


Fig. 7. Konkordante, alte Amphibolitlage und jüngerer diskordanter Amphibolitgang. Candoglia.

Der zweiten Gruppe gehören jüngere Gänge an, deren Grenzflächen im allgemeinen eben sind und zumeist parallel zueinander verlaufen; es gibt jedoch auch rasch auskeilende Gänge. Ihre Mächtigkeit ist durchschnittlich grösser als jene der ersten Gruppe. Ferner unterscheiden sich diese jüngeren Gänge durch ihr häufigeres diskordantes Verlaufen und ihre wenig deutliche, meistens schmale Kontaktzone, die vorwiegend aus verblasster Hornblende besteht.

Die Amphibolitgänge bestehen aus Hornblende, Feldspäten, Epidot, Titanit, Erz und Apatit. Die älteren Gänge führen dazu blassgrünen Pyroxen und basischen Plagioklas; ihre Kontaktzonen sind reich an

Pyroxen, Epidot, Aktinolith und basischem Plagioklas. Bei den dickeren Gängen tritt auch reichlich Biotit auf, der jedoch in der Nähe des Marmors rasch verschwindet. Auf diese Unverträglichkeit des Biotits mit dem Marmor kann die völlige Abwesenheit dieses Minerals in den dünneren Gängen zurückgeführt werden.

Die Erzeinlagerungen sind wie in der Cava Cornovo als Magnetitgänge ausgebildet, die unregelmässig oder verästelt sein und partienweise viele Sulfide oder dunkelgrüne Silikate enthalten können. Manchmal bilden sie die Enden dünner Amphibolitgänge.

Die Amphibolit- und Erzgänge haben eine weitläufige Re- und Umkristallisation des umgebenden Marmors hervorgerufen. Dieser Marmor ist hellgrau bis grauweiss, sehr grobkörnig und partienweise dolomit-, baryt-, erz- und silikatreich. Die Silikate sind durch grünen Pyroxen, Aktinolith, Phlogopit, Granat, Quarz u. a. vertreten und ordnen sich oft in Schlieren und dünnen Lagen, die sich parallel dem Verlauf der Marmorschieferung legen (Fig. 7).

Auf seiner NW-Seite wird der Hauptmarmor von der ca. 4 m mächtigen Serie des Nebenmarmors begleitet. Dieser ist partienweise limonitfarbig und enthält Kalksilikatfels- und Amphibolitgänge. Die Dolomitmarmorpartien sind kompakt, hellgrau und grobkörnig; sie führen viel Phlogopit. Die Silikatmarmorpartien sind reich an Kalzit, Diopsid, Skapolith und basischem Plagioklas, wie auch an kleineren Mengen von Strahlstein und Titanit. Einige schlierige bis linsenförmige, dunkel getüpfelte Kalzitmarmorpartien führen viel Serpentin, seltener Phlogopit und reliktische Forsteritkörner.

Im SE ist der Kontakt zwischen dem Marmor und dem Nebengestein nicht scharf. Auf einer fast 2 m breiten Zone wechsellagern quarz- und silikatreiche Marmore mit kalzitreichen Quarziten.

Die den Marmorkomplex umschliessenden quarzreichen Gesteine führen partienweise bis 80% Quarz, ferner Kalifeldspat, Klinozoisit, Muskovit, Titanit und basischen Plagioklas.

2. MINERALOGISCHER TEIL

Im folgenden wird eine Beschreibung der Mineralien gegeben, welche in den untersuchten Gesteinen vorkommen. Über die Mineralzusammensetzung der Marmore und Kalksilikatfelse geben die Tabellen 4 und 5 Auskunft. Die Prozentzahlen wurden schätzungsweise auf Grund der Untersuchung von 280 Dünnschliffen ermittelt.

A. Karbonate

Diese mengenmässig wichtigsten Bestandteile sind durch *Kalzit* und *Dolomit* vertreten, von denen der erste das weitaus häufigste Mineral ist.

Beide Karbonatarten zeigen keine Kristallformen; denn die Gesteine besitzen immer eine granoblastische, verzahntkörnige oder kataklastische Struktur. Die Korngrösse beträgt gewöhnlich einige mm. In den sehr groben, rekristallisierten Marmorvarietäten von Candoglia wurden bis 3 cm grosse Spaltrhomboeder beobachtet.

Die Karbonatkörner sind in der Regel sehr stark zwillingslamelliert, wobei sehr oft drei Lamellensysteme im gleichen Korn vorkommen können; das eine System ist bisweilen deutlicher entwickelt als die zwei übrigen, und die Lamellen sind dann mehr oder weniger gut in die S-Flächen eingeregelt. In den Lamellen und den Spaltrissen findet sich viel Erzstaub, was das Korn unter dem Mikroskop überaus trüb machen kann.

Fast immer zeigen die Karbonate Anzeichen einer mechanischen Beanspruchung, indem ausser den Zwillingslamellen, die oft einfach oder sogar S-förmig gebogen sind, auch undulöse Auslöschung, Kornrandzertrümmerung, Verschuppung, Zerkleinerung bis völlige Zerreibung der Körner auftreten. Die undulöse Auslöschung erzeugt manchmal eine anomale Zweiachsigkeit, bei der $2V_x$ bis auf 15° steigen kann.

Wird das Gestein mechanisch durchbewegt, so setzt eine Kleinkornbildung zunächst an den Kornrändern und in den Zwillingslamellen ein. Durch stärkere Kataklase entsteht eine feinkörnige Masse, in der häufig Silikat-, seltener Karbonatporphyroklasten vorhanden sind. Letztere nehmen gerne eine spindelige Form an; die Längsachsen dieser Spindeln sowie die Zwillingslamellen sind in die Scherflächen eingeregelt.

Die Karbonate verdrängen alle anderen Mineralien und rekristallisieren gerne, besonders in der Nähe eingelagerter Amphibolite und Kalksilikatfelse. Karbonatporphyroblasten wurden in manchen Mylonitmarmoren beobachtet. Das rekristallisierte Karbonat ist durch seine Klarheit, schwache Lamellierung und das Fehlen von Kornrandverzahnung gekennzeichnet.

Während der Kalzit in allen Vorkommen anwesend ist, wurde der Dolomit nur in wenigen festgestellt: in den Marmoren von San Michele (1), Valle del Sacro Monte (7) und Monte Cotto (13) sind wenige, schneeweisse, grobkörnige Lagen eingeschaltet, welche als Hauptgemengteil Dolomit enthalten. Häufiger tritt dieses Mineral im Marmor des Rio Cannobino (14) auf, wo es in den grobkörnigen, hellgrauen Lagen 2, 3

und 4 angereichert ist. Am reichlichsten aber trifft man den Dolomit im Nebenmarmor von Candoglia; in diesem gibt es oft ausgedehnte Partien, die vorwiegend aus Dolomit bestehen. Die Dolomitmarmore sind auch hier hellgrau, zeigen aber häufig eine gelbliche bis braune Anwitterungsfarbe, welche auf einen erheblichen Eisengehalt zurückzuführen ist.

Die Bestimmung beider Karbonate erfolgte durch Ermittlung des spezifischen Gewichtes und des Brechungsindexes n_0 in Na-Licht sowie durch eine chemische Analyse und durch Anwendung von Differentialfärbmethoden.

Die Resultate der an Körnern durchgeführten Bestimmung des spezifischen Gewichtes und des Brechungsindexes sind in der folgenden Tabelle 1 dargestellt:

Tabelle 1

Probe Nr.	Lokalität	Gesteine, denen die Körner entnommen wurden	d	n_0 in Na-Licht
Pa 98 a	Candoglia (Hauptmarmor)	weisser Marmor	2,72	1,658
Pa 29 i	Rio Cannobino (Lage 4)	hellgrauer Marmor	2,89	1,680
Pa 42 n	Cava Madre (Nebenmarmor)	hellgrauer Marmor	2,89	1,680
Pa 44 p	Cava Cornovo (Nebenmarmor)	braungrauer Marmor	2,91	1,682

Dem Diagramm von KENNEDY (1947) entnimmt man folgendes: Probe Pa 98a ist reiner Kalzit, Proben Pa 29i und 42n sind reiner Dolomit, Probe Pa 44p ist eisenhaltiger Dolomit mit einem Mischungsverhältnis 92,7% $CaMg(CO_3)_2$ (reiner Dolomit) und 7,3% $CaFe(CO_3)_2$ (Ferrodolomit).

Die chemische Analyse der Marmorprobe Pa 93d, die aus dem nordwestlichen Nebenmarmor der Cava Cornovo stammt, ergab durch Berechnung (vgl. Tab. 7 auf Seite 238) folgende Zusammensetzung: Dolomit, $(Ca(Mg, Fe)(CO_3)_3$, 88,3% des Gesteins; Mischungsverhältnis: 94,3% $CaMg(CO_3)_2$ und 5,7% $CaFe(CO_3)_2$.

Der Eisengehalt des Dolomites wurde auch durch die von KIRCHBERG (1940) entwickelte Reaktion nachgewiesen, die zum Erkennen

eisenreicher und eisenarmer Ankerite einerseits und reinen Dolomites bzw. Kalzites andererseits dient. Zu diesem Zwecke wurden drei kleine Proben mit einer ebenen Fläche angesägt und 2 Minuten mit 10%iger, wässriger Flussäure geätzt. Die so geätzten Flächen wurden in fliessendem Wasser gründlich gespült und mit einem Tuch getrocknet und anschliessend 1 Minute lang mit gelbem Schwefelammonium sulfidiert, wobei je nach dem Eisengehalt eine mehr oder weniger kräftige graue Farbe der Flächen erschien. Um die Färbung haltbar zu machen wurden die Proben hernach 5 Minuten in 10%ige Kupfersulfatlösung getaucht, abgewaschen, getrocknet und nochmals 1 Minute in Schwefelammonium sulfidiert. Das Versuchsergebnis war folgendes:

Probe Nr.	Lokalität	Befund
Pa 29 i	Rio Cannobino	keine Farbänderung
Pa 93 d	Cava Cornovo	schwach grau
Pa 44 p	Cava Cornovo	schwach grau, dunkler in den feinkörnigen Partien und in den Rissen

Aus diesen Versuchen kann man schliessen, dass der Dolomit von Candoglia einen Gehalt an Ferrodolomit besitzt, der ca. 7,3%, eventuell etwas mehr erreichen kann. Ein Ankerit kommt kaum in Frage, weil dieser nach SCHOKLITSCH (1935) mehr als 33% Ferrodolomit führen soll.

Um eine einwandfreie Unterscheidung zwischen dem Kalzit und dem Dolomit und die Ermittlung ihrer strukturellen Verschiedenheiten zu ermöglichen, wurde die Differentialfärbmethode von RODGERS (1940) auf jene Proben angewandt, bei welchen das schwache oder fehlende Aufbrausen in verdünnter HCl auf Dolomitgehalt hinwies. Ungedeckte Dünnschliffe dieser Proben wurden in eine Kupfernitratlösung eingetaucht. Nachdem sie etwa 6 Stunden in der Lösung geblieben waren, wurden sie, ohne abzuwaschen oder zu trocknen, in eine starke Ammoniaklösung für ein paar Sekunden eingetaucht und dann abgewaschen, abgerieben und getrocknet. Nachher wurden sie mit Deckgläsern versehen und als Dauerpräparate verwendet.

Durch das angeführte Verfahren nahm der Kalzit eine kräftig blaue Farbe an, während der Dolomit und die Silikate ungefärbt blieben.

Die Untersuchung solcher differentialgefärbter Dünnschliffe ergab, dass der Dolomit seltener und schwächer verzahntkörnig vorkommt und dass er gegen die Kataklase weniger empfindlich ist als der Kalzit. Gerne bildet der Dolomit grobe und klare Körner, die in kleinkörnigen,

trüben, netzartig ausgebildeten Kalzitpartien liegen. Der eisenhaltige Dolomit zerfällt aber leicht in trüben, feinkörnigen Kalzit und Eisenoxyde. Der Zerfall setzt an den Kornrändern, in den Zwillingslamellen und in den Spaltrissen ein. Wenn Zwillingslamellen häufig sind, entsteht im Kristallkorn ein Gerüst aus diesen Zersetzungsprodukten. Der Zerfall kann von den Balken dieses Gerüstes aus regelmässig in die noch gesunden Dolomitpartien übergreifen. Das ursprüngliche Korn wird dann entweder bis auf wenige kleine, klare, gleich auslöschende Partien oder auch vollständig zersetzt.

Auf diesen von Eisenoxydbildung begleiteten Zerfall ist die häufig gelbliche bis braune Farbe und die Entstehung der limonitfarbigen, erdigen Massen des Nebenmarmors von Candoglia zurückzuführen.

B. Silikate

1. Quarz

Er ist ein häufiger und fast ständig auftretender Bestandteil der Marmore und Kalksilikatgesteine. In den ersteren kann er bis 12%, in den letzteren bis 20% des Gesteins ausmachen. Trotzdem fehlt er in manchen Kalksilikatfelsen ganz.

Quarz kommt entweder als eigentlicher Bestandteil dieser Gesteine vor oder bildet unregelmässige, bis 20 cm breit anschwellende konkordante Lagen und diskordante Gänge. Er ist also teilweise primär sedimentogen, teilweise jedoch zugeführt. Beide Bildungsarten, in erster Linie aber die metasomatische, haben verschiedene chemische Reaktionen hervorgerufen und zur Entstehung von Silikatmineralien geführt.

Der Quarz zeigt eine wechselvolle Ausbildung. Die Korngrösse ist nicht konstant. Ab und zu steigt sie bis auf 1,5 cm ⌀. In den mechanisch schwach deformierten Marmoren gibt es viele, meist kleine Körner, die sehr klar sind, eine abgerundete, ovale oder längliche Form besitzen und bisweilen hexagonale Prismen aufweisen. Diese Körner sind in der Regel vereinzelt im Marmor verstreut und enthalten winzige Einschlüsse von Karbonat, Pyroxen, Pistazit etc. Sie gehören dem primären, sedimentogenen Mineralbestand an und sind häufig in den Marmoren von Candoglia zu finden.

Häufiger bildet der Quarz unregelmässige, vorwiegend durch Stoffzufuhr entstandene Körner, welche eine mehr oder weniger starke mechanische Deformation zeigen; sie sind oft zweiachsig mit $2V_x \rightarrow 10°$ und haben undulöse Auslöschung und Felderteilung. In den Mylonitmarmo-

ren bildet der Quarz trübe, langgestreckte Porphryoklasten, deren Längsachsen meistens mit n_E zusammenfallen und parallel den S-Flächen eingeregelt sind. Manchmal sind die Körner ausgewalzt, was zur Bildung von Systemen feiner, unscharf begrenzter Streifen führte, die stark gekrümmt sein können. An manchen Körnern wurde Böhmsche Streifung beobachtet. Meistens hat aber Quarz in den Mylonitmarmoren durch Bruch reagiert und ist grob bis fein zertrümmert, jedoch stets gröber als das Karbonat.

2. Kalifeldspäte

Es wurden sowohl *Mikroklin* als auch *Orthoklas* festgestellt. Der erste wiegt stark vor. Beide wurden bei einer Schweretrennung der durch HCl-Lösung von Karbonaten befreiten Silikatbestandteile in der Fraktion $d < 2{,}72$ gefunden.

Die beiden Arten können schwer voneinander geschieden werden, wenn das häufig auftretende, für den Mikroklin typische Spindelkreuzgitter fehlt. Ungegitterter Mikroklin kann unter dem Mikroskop von Orthoklas einzig durch die Auslöschungsschiefe in der Zone [010] unterschieden werden: stets 0° bei Orthoklas, maximal 19° bei Mikroklin.

Auf dem Drehtisch konnten folgende Daten bestimmt werden: Orthoklas: $2V_x = 70—78°$, $X \wedge a = 4—8°$, sehr gute Spaltbarkeit parallel (001) und gute parallel (010); $Z \| b$. Nach dem Diagramm von TUTTLE (1952) ist der Orthoklas mit diesen Werten reich an Na.

Mikroklin: $2V_x = 79—85°$, $Z \wedge b = 20°$, $Y \wedge c = 18°$, $X \wedge a = 17° 30'$, sehr gute Spaltbarkeit parallel (001) und gute parallel (010). Schnitte maximaler Doppelbrechung, die neben solchen von Quarz liegen, zeigen $\Delta = 0{,}007$. Schwache oder kräftige Zonarstruktur mit ziemlich scharf begrenzten Zonen ist oft vorhanden; sie kann auch unregelmässig sein oder in eine undulöse Auslöschung übergehen.

Auffallend sind die beim Mikroklin häufig auftretenden Myrmekitbildungen, die vorwiegend zwischen zwei oder drei Mikroklinkörnern, oft aber zwischen einem Mikroklinkorn und einem basischen Plagioklaskorn oder sogar Pyroxen- oder Karbonatkorn auftreten. Die Myrmekitbildungen weisen ein stärkeres Relief auf als der Mikroklin und ein schwächeres als der Plagioklas. Es ist naheliegend, dass bei diesen Bildungen hauptsächlich Stoffzufuhr eine Rolle gespielt hat. Der Mikroklin hat ebenfalls einen hohen Na-Gehalt, wie das die häufigen schnur-, ader- bis spindelförmigen Perthite erkennen lassen.

Während der Orthoklas in ungestörten Marmoren und Gneisquarziten auftritt, bevorzugt der Mikroklin die mechanisch stark beanspruchten

Gesteine, wie zum Beispiel die mylonitischen Silikatmarmore unterhalb der Kirche von Ronco, diejenigen von Fontana Martina, von der Ostwand der Valle di Bordei, von Niva und von Rio Orasso. Er kann darin bis 20% des Gesteins ausmachen, partienweise sogar noch mehr. Die die Marmore begleitenden Gneisquarzite und quarzreichen Gneise können ebenfalls sehr reich an Mikroklin bzw. Orthoklas sein und in Mikroklin-Gneisquarzite übergehen. Stellenweise steigt der Mikroklingehalt in diesen Gesteinen bis auf 50%, wobei man von Mikroklinfelsen sprechen darf. Diese Felse führen in der Regel auch viel Quarz und Epidot und wurden am NW-Kontakt des Marmors der Cava Mergozzoni und der Cava Cornovo wie auch am SE-Kontakt des Marmors der Alpe Belmello getroffen. In anderen Felsen bildet der Kalifeldspat auch Gänge und Nester und scheint die jüngste Bildung darzustellen. Die grobkörnigen, hell gefärbten und schwach oder nicht deformierten sowie die Mg-reichen Marmore sind arm an Kalifeldspäten.

Manche Amphiboliteinlagerungen enthalten reichlich Kalifeldspat. Dieser kann darin fast der einzige leukokrate Gemengteil sein oder zusammen mit saurem Plagioklas vorkommen. In den Kontaktzonen dieser Einlagerungen wird der Kalifeldspat bisweilen durch Albit ersetzt.

Die Kalifeldspäte können sehr klar und frisch sein, in vielen Fällen aber sind sie trüb oder zeigen deutliche Serizitisierung, Zoisitisierung und Epidotisierung. Ab und zu werden sie von Glimmerblättchen durchsetzt. Diese Umwandlungen können so weit fortschreiten, dass der Kalifeldspat nur noch in Relikten erhalten bleibt. In den dunklen Mylonit- und Ultramylonitmarmoren ist der Mikroklin in der Regel sehr klar und zeigt nur mechanische Deformation, also undulöse Auslöschung, verzahnte Kornränder, Kornrandzertrümmerung oder vollständige Zerkleinerung. Aber auch hier, seltener zwar, kann er stark verglimmert sein.

Bei der Kornrandzertrümmerung kommt es ab und zu vor, dass die Kataklase nur die Myrmekitbildungen angreift. In diesem Fall werden die Mikroklinkörner von kleinen, höher lichtbrechenden Körnchen aus Plagioklas und Quarz und solchen aus Mikroklin umgeben (Niva).

3. Plagioklase

Es treten sowohl saure als auch basische Plagioklase, häufiger aber die Endglieder auf. Feldspäte mit einem An-Gehalt von 40% bis 56% wurden nicht beobachtet. Die basischen Plagioklase wiegen über die sauren beträchtlich vor.

Die Plagioklase sind nicht gleichmässig verteilt. In den Marmoren von Candoglia und der Alpe Belmello treten sie, wie auch die Kalifeld-

späte, stark zurück; denn sie werden durch Ba-Feldspäte ersetzt. Einige Kalksilikatfelse führen jedoch hier reichlich basischen Plagioklas. Die Mg-reichen Marmore sind immer sehr arm an Plagioklas.

Der An-Gehalt wurde durch die Drehtischmethode bestimmt.

Albit kann, wenn er auftritt, höchstens bis 5% des Gesteins ausmachen. Er ist selten nach dem Albit-Gesetz verzwillingt und zeigt eine sehr gute Spaltbarkeit parallel (001) und eine gute parallel (010), $2V_z = 80°$, $n_y \sim 1{,}535$. Der An-Gehalt beträgt meistens 4—6%, kann aber noch mehr variieren, sogar in den Zwillingsindividuen ein und desselben Kristalls, indem das eine Individuum obige Zusammensetzung, das andere 1—2% An und $2V_z = 76°$ hat. Bisweilen steigt der An-Gehalt bis auf sauren *Oligoklas*. Zonarstruktur ist oft vorhanden; die Zonen folgen dem unregelmässigen Kornumriss. Der Albit ist meistens sehr klar, zeigt aber manchmal eine Serizitisierung, oder er ist stark in Glimmer und Epidot zersetzt. Die blättrigen Zersetzungsprodukte ordnen sich oft längs der Zwillingslamellen.

In den Mylonitmarmoren erweist sich der Albit gegen die Kataklase widerstandsfähig; er zeigt nur undulöse Auslöschung, ab und zu gebogene Zwillingslamellen und selten Zertrümmerung.

Saurer Plagioklas ist Hauptgemengteil einiger Kalksilikatfelse (Tafel IV, Fig. 8). Er ist hier stark zoisitisiert und epidotisiert.

In manchen Amphiboliteinlagerungen und amphibolitartigen Einschlüssen der Marmore ist saurer Plagioklas ebenfalls häufig. Zuweilen ist er besonders in ihren Kontaktzonen angereichert. Der An-Gehalt kann hier bis auf 30% ansteigen.

Die die Marmore durchschlagenden Aplit- und Pegmatitgänge führen basischen Albit bis Oligoklas.

Basische Plagioklase können bis 20% der Silikatmarmore ausmachen. In manchen Kalksilikatfelsen, wie zum Beispiel im Marmor (2) von San Michele und am NW-Kontakt der Cava Cornovo, kann der Anteil an basischem Plagioklas bis auf 60% ansteigen, in einigen Amphiboliteinlagerungen macht dieser oft etwa die Hälfte aus. Basischer Plagioklas tritt gerne auch in den an den Marmor grenzenden Zonen der Gneise auf, wo er den sauren Plagioklas und den Biotit teilweise ersetzt.

Der An-Gehalt variiert bei diesen Plagioklasen über einen breiteren Bereich als bei den sauren, doch ist der *Anorthit* am häufigsten, mit $2V_x = 76—79°$ und 90—96% An. Bisweilen wurden auch Werte bis $2V_x = 90°$ und 70% An, seltener bis $2V_z = 82°$ und 62% An gemessen, was einem *Bytownit*, bzw. basischem *Labradorit* entspricht.

Die basischen Plagioklase sind sowohl nach dem Periklin- als auch nach dem Albitgesetz verzwillingt; sie zeigen eine sehr gute Spaltbarkeit parallel (001) und eine gute parallel (010), $n \gg 1{,}535$ und $\Delta = 0{,}009$ bis 0,012. Normale Zonarstruktur ist häufig; inverse Zonarstruktur wurde in hellen Schlieren einer aus Bytownit, Hornblende und Diopsid bestehenden Amphiboliteinlagerung des Marmors (2) von San Michele beobachtet. Diese Schlieren bestehen aus Labradorit mit 60—64% An und wenig Quarz. Im Kern der Labradoritkörner wird der An-Gehalt bis auf 56% herabgesetzt.

In den Marmoren bildet der basische Plagioklas klare, vereinzelte Körner oder Nester, zusammen mit Diopsid, Phlogopit, Grammatit etc. und wird manchmal von saurem Plagioklas umhüllt. Hie und da zerfällt er in Klinozoisit, Serizit, Muskovit, Kalzit, Grammatit und Quarz und kann nur noch in kleinen Relikten erhalten bleiben. Die Zersetzungsprodukte bewahren gelegentlich die ursprüngliche Form des Plagioklaskorns. An anderer Stelle tritt Skapolith als Verdrängungsmaterial auf. In den Plagioklaskörnern finden sich bisweilen Einschlüsse von Diopsid, Titanit, Karbonat, seltener von Quarz, Kalifeldspat und Apatit. Die Diopsideinschlüsse sind oft mit Karbonat verknüpft oder von feinkörnigem Karbonat umsäumt.

Nur die älteren, hochmetamorphen Amphiboliteinlagerungen und amphibolitischen Einschlüsse der Marmore führen reichlich basischen Plagioklas. Dieser ist ein Labradorit bis Anorthit. Er scheint auf Kosten der Hornblende entstanden zu sein, wird aber nachträglich von Hornblende verdrängt; denn er ist hie und da von ihr umhüllt oder in ihr reliktisch eingeschlossen.

In den Mylonitmarmoren hat der basische Plagioklas die Kataklase gut überstanden; er zeigt oft undulöse Auslöschung, seltener Felderteilung und gebogene Zwillingslamellen. Manchmal wird er von Brüchen durchzogen, welche zueinander mehr oder weniger parallel verlaufen und welche die Zwillingslamellen verstellt haben können.

4. Ba-Feldspäte

Erstmals gab Tacconi (1905) die Anwesenheit eines Ba-Feldspates in den Calciphyren von Candoglia bekannt. Nach diesem Autor hat das Mineral viele Eigenschaften des Celsians (siehe Tab. 3), weicht aber von diesem durch die fehlende Spaltbarkeit und die chemische Zusammensetzung ab. Letztere soll der Formel $Ba_3Al_8Si_8O_{31}$ entsprechen. Das Mineral wurde *Paracelsian* genannt. Da die chemische Analyse sehr

wahrscheinlich mangelhaft war, muss es sich allem Anschein nach um einen Celsian handeln. 1958 hat PAGLIANI-PEYRONEL in einer Arbeit über Ba-Feldspäte der Marmore von Candoglia die optischen Eigenschaften sowohl eines richtigen *Celsians* als auch eines *Calciocelsians* und eines *Hyalophans* mitgeteilt. Die Autorin hat ausserdem Mikroröntgenaufnahmen eines Dünnschliffes und eines polierten Anschliffes durchgeführt und damit die Lokalisierung und Verteilung der sonst schwer erkennbaren Ba-Feldspäte festgestellt. Sie kommt zum Schluss, dass die Mineralien an die Amphibolitgänge gebunden seien, und zwar Celsian und Calciocelsian als Kontaktmineralien, Hyalophan als ein regelmässiger Bestandteil dieser Gesteine. Sie nimmt auch an, dass die Ba-Feldspäte nur in den älteren, konkordanten Amphibolitgängen vorkommen, während sie in den jüngeren, niedriger metamorphen fehlen.

Im Material, das mir zur Verfügung stand, konnte ich partienweise recht viel Ba-Feldspat erkennen, und zwar nicht nur im Material aus Candoglia, sondern auch aus anderen Aufschlüssen.

In der Marmorlinse (3) zwischen Porto-Ronco und Moscia tritt Hyalophan in sehr kleinen Mengen auf. Er bildet bis 3 mm grosse, meist aber kleinere, klare Körner, in denen selten eine Spaltbarkeit und keine Verzwillingung beobachtet wurden. Er ist oft mit Muskovit, Karbonat, Albit, Quarz und Baryt verwachsen und enthält einige wenige abgerundete Diopsideinschlüsse. Durch eine Schweretrennung wurden seine Körner in der Fraktion $2{,}74 < d < 2{,}84$ aufgefunden. Seine auf dem Drehtisch ermittelten Eigenschaften sind folgende: $2V_x = 76—80°$ mit einem Mittelwert von 77°48′. $X \wedge a = 10—11°$. Spaltflächen nach (001), (010), (110) und ($\bar{1}01$). Die drei letzten wurden nur in Körnerpräparaten bestimmt. Das Mineral ist monoklin mit $Z || b$, $n_y \sim 1{,}535$ und $\Delta = 0{,}005$ bis 0,006. Mit diesen Werten findet man auf dem Diagramm von WINCHELL (1951) einen Cn-Gehalt von ungefähr 20—23%.

Auf der Alpe Belmello findet sich Hyalophan etwas häufiger als im vorigen Aufschluss: er ist dort verbreitet, wo auch Baryt vorkommt, also vorwiegend in den an den Marmor angrenzenden Gneisquarziten und Kalksilikatfelsen. Die hier häufigen Quarzgänge scheinen bei der Genese des Hyalophans eine wichtige Rolle gespielt zu haben. Die Hyalophankörner sind oft ziemlich gross, bisweilen stark undulös oder zeigen Felderteilung. Eine deutliche Dispersion mit bläulichen und bräunlichen Interferenzfarben ist häufig bemerkbar. Baryt ist eng mit Hyalophan verwachsen oder füllt dessen Sprünge aus. Hie und da sind Baryt- und Muskoviteinschlüsse im Feldspat vorhanden. Die optischen Eigenschaften des Hyalophans sind: $2V_x = 76—82°$, $X \wedge a = 15—20°$,

n = 1,535—1,544, seltene, gute Spaltbarkeit nach (001), Z||b. Nach diesen Daten könnte das Mineral Cn_{25-32} haben.

Noch häufiger ist Ba-Feldspat im Gebiet der Marmorbrüche von Candoglia. Er lässt sich in fast allen Gesteinsarten treffen; sein Auftreten wird durch die Anwesenheit von Baryt bedingt. In den Barytlagen selbst kommt dieser Feldspat kaum vor, wohl aber an ihren Kontakten. Der Cn-Gehalt variiert sehr stark, so dass verschiedene Glieder der Ba-Feldspatgruppe erscheinen.

Der Hyalophan hat hier folgende Eigenschaften: $2V_x$ = 75—83°, $X \wedge a$ = 6—23°, n = 1,530—1,555. Seine Körner zeigen oft eine verschwommene Zonarstruktur oder sie sind undulös. Der Grund dazu ist auf kontinuierliche Unterschiede im optischen Verhalten bzw. in der chemischen Zusammensetzung zurückzuführen. Der Cn-Gehalt muss von ca. 10—45% schwanken. Auch hier ist der Hyalophan unverzwillingt, zeigt oft eine Dispersion und ist mehrfach mit Quarz verknüpft. Meistens ist er frisch, kann aber hie und da zum Teil oder ganz in Epidot oder Muskovit umgewandelt sein. In den Gneisquarziten, die stellenweise Ba-Feldspat führen, enthält der Hyalophan manchmal Einschlüsse von Biotitblättchen. In manchen Amphiboliteinlagerungen ist dieser Feldspat partienweise sehr reichlich vorhanden und ersetzt zum Teil oder ganz die gewöhnlichen Feldspäte. In den Kontaktzonen dieser Einlagerungen bildet der Hyalophan oft grössere, aber stärker zersetzte Körner als in der Kernzone.

Die an Hyalophan reichste Stelle habe ich im Hauptmarmor des Bruches (25), und zwar an der Schnittstelle des schon erwähnten Aplitganges mit einer Barytlage gefunden (Tafel VII, Fig. 13). Das Mineral ist hier schlierig in einem grauen bis rostig braunen, erzreichen Gestein angereichert und kann bis 90% desselben ausmachen. Es tritt zusammen mit Quarz, Hornblende, Baryt und Eisenerzen auf. Seine Körner sind mittelgross, unregelmässig, oft miteinander verzahnt, etwas länglich und von vielen Rissen durchzogen. Die Längsachsen der Körner sind parallel, die Risse senkrecht der Schieferung geregelt.

Seine Eigenschaften sind folgende: Brechungsindizes in Na-Licht:

$$n_z = 1{,}546,\ n_y = 1{,}543,\ n_x = 1{,}540,\ \Delta = 0{,}006$$

$$2V_x = 79—83° \text{ mit einem Mittelwert von } 80°24'$$
$$X \wedge a = 16—23° \text{ mit einem Mittelwert von } 19°36'$$

Z||b; gute Spaltbarkeit nach (001) und schlechte nach (010). Zonare Körner zeigen im Kern grössere Werte für $2V_x$ und $X \wedge a$ (−), sind also hier Ba-reicher als in den Randzonen.

Wegen des Reichtums an Hyalophan wurde an diesem Gestein eine Trennung mit schweren Flüssigkeiten (Bromoform mit Benzol verdünnt) vorgenommen. Das Mineral liess sich in der Fraktion zwischen den Dichten 2,795 und 2,824 gewinnen. Die chemische Analyse dieser Fraktion ergab folgendes Resultat:

Tabelle 2. *Hyalophan von Candoglia*

	Gew.%	Gew.%	Mol.	Or.	Ab.	Cn.	An.	Diff. Mol.	Diff. Gew.%
SiO_2	53,42	53,61	892	384	102	232	12	162	9,26
Al_2O_3	20,96	21,03	412	128	34	232	12	6	0,30
Fe_2O_3	0,37	—	—						0,37
MgO	0,10	—	—						0,10
CaO	0,37	0,37	6				6		
BaO	17,79	17,86	116			116			
Na_2O	1,06	1,06	34		34				
K_2O	6,02	6,07	128	128					
	100,09	100,00	1588	640	170	580	30	168	10,03

Analytiker: Dr. H. SCHWANDER

Mol. %			Rest		
Or.	45,06 →	45	SiO_2	9,26	Quarz
Ab.	11,97 →	12	Al_2O_3	0,30	Hornblende
Cn.	40,83 →	41	Fe_2O_3	0,37	Eisenerz
An.	2,11 →	2	MgO	0,10	
	99,97	100		10,03	

Somit ergibt sich für den Hyalophan die Formel:

$$Or_{45}Ab_{12}Cn_{41}An_2$$

Die beträchtliche Quarzbeimischung wurde auch mikroskopisch bestätigt. Dieser Quarz bildet viele kleine Körner, die zwischen den Hyalophankörnern eingeklemmt oder in diesen eingeschlossen sind.

Einen anderen eigenartigen Ba-Feldspat, dessen Eigenschaften von denjenigen des Hyalophans merklich abweichen, fand ich auf der Grenzfläche zwischen einem Klinozoisit-Mikroklinfels und einer Barytlage am NW-Kontakt der Cava Mergozzoni. Dieser Feldspat tritt zusammen mit einem bisher unbekannten Bariumsilikat (siehe unten) auf. Seine Körner sind meist stark zonar; die Zonen sind oft scharf voneinander abgegrenzt und folgen Kristallflächen. Die grossen Körner enthalten mehrere kleine, schwächer lichtbrechende Einschlüsse von einem anderen Feldspat, eventuell Hyalophan, seltener solche von Quarz. Die Brechungsindizes

der Zonen sind sehr verschieden, was auf einen wechselnden Ba-Gehalt hinweist; sie variieren von 1,550 bis 1,572. Die Doppelbrechung ist 0,007 bis 0,012. 2V variiert noch stärker, bleibt aber immer negativ; seine Werte schwanken von 25° bis 70° und nehmen vom Kern gegen den Rand des Kornes sprunghaft zu oder ab. Die Dispersion wechselt ebenso merkwürdig; sie ist $v > r$ in einer Zone, $r > v$ in der nächsten Zone des gleichen Kornes. Die durch die Zonarstruktur sichtbaren Kristallflächen wurden auf dem Drehtisch gemessen und als (001), (110) und (010) identifiziert. Der Winkel von (110) und $(1\bar{1}0)$ beträgt etwa 60°; die Zonenachse [001] bildet mit der Fläche (001) einen Winkel von ca. 115°, der β entsprechen dürfte. Die optische Orientierung ist häufiger derjenigen des Celsians, seltener derjenigen des Hyalophans ähnlich; die Kristalle sind aber meist triklin: Y oder Z bildet mit b einen bis 12° grossen Winkel. Die optische Orientierung variiert auch im gleichen Korn, zum Beispiel kann im Kern Y, in der Randzone Z in der Nähe von b liegen.

Sowohl die Brechungsindizes als auch das spezifische Gewicht dieses Feldspates, das bis auf 3,10 ansteigt, weisen auf intermediäre Typen der Serie $KAlSi_3O_8$-$BaAl_2Si_2O_8$ mit rasch wechselndem, von schätzungsweise 45% bis 60% variierendem Cn-Gehalt hin.

Es wurde früher angenommen, dass diese Moleküle eine monokline, kontinuierliche, isomorphe Serie bilden, in der mit steigendem Ba-Gehalt auch spezifisches Gewicht, Lichtbrechung und negative Auslöschungsschiefe ansteigen. Taylor, Darbyshire und Strunz haben jedoch 1934 durch röntgenographische Untersuchungen festgestellt, dass die K-reichen Glieder der Serie monoklin sind, Celsian aber triklin (pseudomonoklin) ist. Der Wechsel erfolgt bei ca. Cn_{45}. 1936 gab Yoshimura eine trikline Symmetrie für einen Feldspat mit $Cn_{50}(Or, Ab)_{50}$ bekannt und wies auf eine Umstellung der kristalloptischen Eigenschaften bei einer Zusammensetzung von ca. 40% Cn hin. 1953 hat auch Vermaas röntgenographisch bewiesen, dass die intermediären Glieder eine andere Kristallstruktur besitzen als die K-reichen und dass der Übergangspunkt zwischen Cn_{37} und Cn_{50} liegt; es gibt folglich zwei isomorphe Serien Cn_0-Cn_{40} und Cn_{45}-Cn_{100}.

Alle diese Befunde kommen bei den Ba-Feldspäten von Candoglia voll zur Geltung. Die isomorphe Serie des Hyalophans kann sicherlich einen Cn-Gehalt von 41%, eventuell 45% erreichen. Um die Verhältnisse übersichtlicher zu machen, wurden sowohl alle bekannten Ba-Feldspäte von Candoglia und der anderen von mir untersuchten Gebiete, als auch drei Feldspäte mit Cn_{10}, Cn_{50} und Cn_{55} aus Otjosondu, Südwest-

afrika, und der Celsian von Broken Hill, New South Wales, mit Cn_{71} (SEGNIT, 1946) in der Tabelle 3 eingetragen. Sie sind nach steigendem Brechungsindex bzw. steigendem Cn-Gehalt angeordnet. Aus dieser Tabelle ist ersichtlich, dass bei einem Cn-Gehalt von ca. 45% sowohl 2V als auch die Symmetrie sprunghaft ändern.

Tabelle 3. *Ba-Feldspäte*

Die mit * versehenen Cn-Gehalte wurden durch das Diagramm von WINCHELL ermittelt und müssen als approximativ betrachtet werden

Vorkommen	Cn_{10} Otjosondu (DE VILLIERS)	Cn_{20-23}* Porto-Ronco (PAPAGEORG.)	Cn_{25-32}* Belmello (PAPAGEORG.)	Cn_{41} Candoglia (PAPAGEORG.)
2 V	– 62°	– 77° 48′	– 79°	– 80°
n_z	1,532			1,546
n_y	1,530	1,535	1,540	1,543
n_x	1,525			1,540
Δ	0,007			0,006
System X ∧ a		Monoklin. 10° 30′	Monoklin. 18°	Monoklin. 19° 36′
Spez. Gew.		2,79		2,815
Vorkommen	Cn_{50} Otjosondu (VERMAAS)	Cn_{50}* Candoglia (PAGLIANI)	Cn_{45-60}* Candoglia (PAPAGEORG.)	Cn_{55} Otjosondu (VERMAAS)
2 V	– 43°	– 40°	– 25° bis – 70°	– 40°
n_z	1,564	1,568		1,574
n_y	1,562		1,550—1,572	1,572
n_x	1,555	1,554		1,565
Δ	0,009	0,014		0,009
System X ∧ a			Triklin	
Spez. Gew.			bis 3,10	
Vorkommen	Cn_{65-70}* Candoglia (PAGLIANI)	Cn_{71} Broken-Hill (SEGNIT)	Cn_{75-85}* Candoglia (PAGLIANI)	Cn_{80-90}* Candoglia (TACCONI)
2 V	– 74° bis – 76°	– 88°	+ 86° bis + 88°	+ 83° 39
n_z	1,584	1,588	1,590	1,592
n_y	1,578	1,583	1,582	
n_x	1,573	1,579	1,578	
Δ	0,011	0,009	0,012	
Spez. Gew.		3,10—3,20		3,325

Es ist schwierig, zuverlässige Diagramme dieser Mineralgruppe zusammenzustellen; denn einerseits gibt es zuwenig gute chemische Analysen, anderseits werden die Verhältnisse durch die Einführung von Na^+ und Ca^{++} in das Gitter recht kompliziert.

Zusammenfassend kann folgendes gesagt werden:

Im untersuchten Gebiet treten Feldspäte mit sehr verschiedenem Ba-Gehalt auf; ihre Häufigkeit und ihr Ba-Gehalt sind durch die Menge des vorhandenen Baryts und durch SiO_2-Zufuhr bedingt. Die Rolle der SiO_2-Zufuhr äussert sich darin, dass diese Mineralien gerne am Rand der Quarz- und Aplitgänge, in den quarzreichen Marmoren und Kalksilikatfelsen und in den quarzitischen Nebengesteinen auftreten, und dass sie oft mit Quarz verwachsen sind. Hyalophan ist der weitaus häufigste Vertreter dieser Mineralgruppe. Sein Cn-Gehalt reicht von ca. 10% bis 41%, eventuell noch etwas höher. Im Gebiet von Candoglia begegnet man zudem triklinen, intermediären Gliedern und Celsianen, deren Cn-Gehalte 45—60% bzw. 75—90% betragen mögen.

5. Pyroxene

Diese sind die weitaus häufigsten Silikate der untersuchten Gesteine und werden durch *Diopsid, Salit* sowie sesquioxydhaltige (eventuell *fassaitische*) Varietäten vertreten. In Candoglia treten zudem *ägirinhaltige Augite* auf. Mangels chemischer Analysen konnten nicht alle Pyroxenarten bestimmt werden. Ihre Unterscheidung beruht hier bloss auf den physikalischen Eigenschaften, die jedoch durch die Einführung von Sesquioxyden in das Gitter wenig beeinflusst werden. Nur die Glieder der Diopsidreihe liessen sich durch ihre optischen Eigenschaften einwandfrei bestimmen.

Die Pyroxene der Marmore und Kalksilikatfelse sind makro- und mikroskopisch vorwiegend farblos, seltener blass bis deutlich grün gefärbt. Sie gehören der Serie Diopsid-Hedenbergit an und führen keinen oder mässigen $CaFe^{II}$-Gehalt. Sie werden im folgenden mit dem Sammelbegriff Diopsid bezeichnet. In den älteren Amphiboliteinlagerungen und den amphibolitartigen Einschlüssen der Marmore tritt Pyroxen häufig auf, kann bis 80% der Kontaktzonen ausmachen und ist entweder farblos oder blassgrün, grün, selten braun gefärbt. Bisweilen zeigt er einen undeutlichen Pleochroismus: X = hellgraugrün bis grün, Y = hellbläulichgrün bis grün, Z = bräunlichgrün bis grünlichbraun. Die Absorption ist: $X \sim Y \sim Z$. Ab und zu ist die Farbintensität zonar verschieden, und zwar heller im Kern als am Rand, wobei die Auslöschungsschiefe ebenfalls variiert.

Die Pyroxene zeigen die gewöhnliche, vollkommene Spaltbarkeit nach (110), die vorne einen Winkel von 87° bildet, sowie gute Spaltbarkeit bzw. Absonderung nach (010) und (001). Häufig treten Zwillingslamellen nach (100) auf. Der Diopsid zeigt oft eine Art vollkommener, grober „Spaltbarkeit" nach (100), die einer Entmischung von Enstatitlamellen zuzuschreiben ist. Diese Entmischung beruht darauf, dass Diopside, die bei hohen Temperaturen verhältnismässig zu wenig Ca in ihr Gitter eingebaut hatten, bei langsamer Abkühlung eine äquivalente Menge Enstatit entmischen. Die Ausscheidung der Enstatitlamellen erfolgt parallel (100) und kann eine vollkommene Spaltbarkeit vortäuschen, wenn die Lamellen extrem dünn ausgebildet sind. Diese unselbständige Varietät hat man „Diallag" genannt; sie ist bisweilen schon makroskopisch erkennbar, zum Beispiel bei Velina (22) und Alpe Terza (19).

Der Diopsid bildet kleine, gerundete oder grosse, unregelmässige bis lappige Körner, seltener idiomorphe, kurzprismatische Kristalle. In den Kalksilikatfelsen ist er sehr wechselkörnig und gegen Quarz idiomorph mit den Flächen (100), (110), (010), (001), ($\bar{1}$01) und (hkl). Stellenweise erreichen die Kristalle beträchtliche Dimensionen, wie bei Velina, wo bis 8 cm lange und 3 cm breite, allerdings nicht gut ausgebildete Prismen gefunden wurden.

Der eben erwähnte Diopsid von Velina, der makroskopisch hellgrau, mikroskopisch farblos ist, hat folgende Eigenschaften:

$$2V_z = 58°30', Z\wedge c = 38°45', n_y = 1{,}672, d = 3{,}25.$$

Diese Werte ergeben nach dem Diagramm von Hess (1949) einen fast $CaFe^{II}$-freien Diopsid.

Ein unter dem Mikroskop kräftig blaugrüner Pyroxen aus einem Kalksilikatfels des Rio Pogallo zeigt in Na-Licht folgende Brechungsindizes:

$$n_z = 1{,}723—1{,}724, \quad n_y = 1{,}701—1{,}702, \quad n_x = 1{,}694—1{,}695, \quad \Delta = 0{,}029$$

Das spezifische Gewicht ist 3,43.

Diese Werte sprechen für einen Salit mit 45—50% $CaFe^{II}$. Viele Messungen ergaben Werte für reine oder wenig $CaFe^{II}$-führende Diopside, andere aber zeigten auf dem Diagramm Diskrepanzen, aus denen auf die Beteiligung von Sesquioxyden und Alkalien geschlossen wird.

Tacconi (1911) hat einen *Ägirinaugit* aus Candoglia beschrieben, der als eine gleichorientierte Verwachsung mit einem farblosen Pyroxen vorkommt. Ich fand ein ähnliches Mineral in manchen Amphibolitgängen der Cava Madre und der Cava Mergozzoni. Dieses Mineral ist

reichlich in der Kontaktzone, aber auch, allerdings in kleinen Mengen, in der Kernzone und im angrenzenden Marmor vorhanden. Die Pyroxenkörner sind farblos bis blassgrün, partienweise jedoch wechselnd kräftig moosgrün gefärbt. Die Verfärbung ist oft nur am Rand zu sehen oder sie greift aderartig ins Korninnere hinein und wird vor allem bei Verwachsung mit Pyrit bedeutend kräftiger. Bisweilen macht sich ein schwacher Pleochroismus bemerkbar: X = hellgrün, Y = hellgelbgrün, Z = moosgrün. Mit der Verfärbung nehmen $2V_z$ und $Z \wedge c$ zu; so haben z. B.:

ein fast farbloses Korn: $2V_z = 60°$, $Z \wedge c = 44°30'$,
ein hellgrünes Korn: $2V_z = 64°$, $Z \wedge c = 56°$;
kräftig grüne Körner: $2V_z = 73—84°$.

Diese Werte ergeben nach Trögers Diagramm ägirinhaltige Augite, deren $NaFe^{III}$-Gehalt bis auf 27% ansteigt.

Die Pyroxene werden am häufigsten in Amphibole umgewandelt. Als Nebenprodukte erscheinen Quarz, Karbonat und Erz, die oft in kleinen Körnern an der Grenze Pyroxen-Amphibolkorn liegen. Die Diopside wandeln sich gerne je nach $CaFe^{II}$-Gehalt in Grammatit bzw. Aktinolith, die Pyroxene der Amphibolitgänge in Hornblende um. Die Umwandlung greift das Korn vom Rand, von Spaltrissen und Sprüngen aus an und kann soweit fortschreiten, dass der Pyroxen nur in kleinen, gleich auslöschenden Relikten erhalten bleibt oder gänzlich verdrängt wird. Die Amphibole bilden oft Mäntel um das Pyroxenkorn, und es entstehen dadurch Pseudomorphosen nach Pyroxen (Uralitisierung).

In der Marmorlinse von Porto-Ronco (3) wurde manchmal beobachtet, dass die Grammatitumhüllung und das darin eingeschlossene Diopsidkorn ihre optischen Achsenebenen bzw. Symmetrieebenen und ihre c-Achsen parallel zueinander gestellt haben. In anderen Fällen sind zwar die optischen Achsenebenen parallel, die c-Achsen aber bilden einen bis 10° grossen Winkel.

Die Umwandlungsprodukte befinden sich öfters auch im Innern des Pyroxenkorns eingeschlossen. In solchen Fällen hat neben Stoffwanderung längs Rissen auch Diffusion durch den Wirtkristall eine Rolle gespielt. Bemerkenswert ist, dass der Grammatit (bzw. Aktinolith) mehrfach kleine, im Diopsidkristall eingeschlossene Prismen und Stengel bildet, die untereinander gleich orientiert sind und folglich einen reliktischen Charakter vortäuschen. Die Idiomorphie und die Frische dieser Einschlüsse weisen jedoch auf Neubildung hin. Sowohl diese Erscheinung als auch die vorher erwähnte, gesetzmässige Verwachsung des umhüllenden Amphibols ist wahrscheinlich dem Pyroxengitter zuzu-

schreiben, das die Lage des anwachsenden Amphibolgitters unter gewissen Umständen beeinflussen kann.

Je nach den physikalisch-chemischen Bedingungen geben die Pyroxene auch andere Umwandlungsprodukte: Plagioklas, Skapolith, Chlorit, Phlogopit und Granat. Verbreitet ist bei den Diopsiden eine wechselnd starke Trübung, die auf eine Erzausscheidung zurückzuführen ist. Diese kann so weit fortgeschritten sein, dass sich in den Spaltrissen, Sprüngen und Korngrenzen viele schwarze, braune und gelbe Eisenoxyd- sowie Magnetkieskörnchen anhäufen. Die Erzausscheidung, welche auch andere Umwandlungsvorgänge der Pyroxene begleitet, ist in den Kalksilikatfelsen sehr häufig.

In den Silikatmarmoren verdrängt der Diopsid den Forsterit (siehe unten). Selten wurden im Pyroxen rundliche, reliktisch aussehende Amphiboleinschlüsse beobachtet, die wahrscheinlich Überreste des während der Pyroxenbildung verdrängten Amphibols darstellen.

In den Mylonitmarmoren zeigt der Diopsid oft Anzeichen mechanischer Beanspruchung, wie undulöse Auslöschung, gebogene Zwillingslamellen und Spaltrisse, erweiterte Sprünge und selten Kornrandzertrümmerung.

6. Amphibole

a) Strahlstein

In den Marmoren und Kalksilikatfelsen sind *Grammatit* und *Aktinolith* sehr verbreitet. Beide Mineralien können entweder separat oder als isomorphe Mischglieder miteinander auftreten. Da ihre Abgrenzung genaue Messungen erfordert, was nicht immer möglich ist, werden hier zweckmässig die mikroskopisch farblose Varietät als Grammatit, die grünlich gefärbte als Aktinolith und beide zusammen als Strahlstein bezeichnet.

Makroskopisch ist Grammatit hellgrau bis blassgraugrün, Aktinolith deutlich grün gefärbt. Mikroskopisch ist die Farbintensität sehr wechselnd und kann auch im gleichen Korn variieren. Ganz farblose Kornpartien werden scharf oder unscharf durch gefärbte abgelöst. Oft ist die Verteilung der Farbe zonar, wobei gewöhnlich der Kern intensiv, der Rand schwach oder gar nicht gefärbt ist. Eine umgekehrte Farbverteilung kommt jedoch auch vor. Die farbigen Varietäten zeigen einen meist kräftigen Pleochroismus:

X = farblos, hellgeblich, blassgrünlich, hellgeblichgrün.
Y = hellgrün, blassgrün, gelblichgrün.
Z = bläulichgrün, hellgrün, bräunlichgrün.

Die Absorptionsformel ist: $Z > Y > X$.

Der Kristallhabitus ist prismatisch, stengelig oder nadelig mit den Flächen (110) und (010); es gibt aber oft unregelmässige Formen, wie zum Beispiel bei randlich korrodierten Körnern oder bei der gelegentlich auftretenden Pflasterstruktur der Strahlsteinfelse. Kurzprismatische Kristalle sind häufig und wenigstens zum Teil als Pseudomorphosen nach Diopsid und Forsterit zu betrachten. Die Kristallgrösse variiert stark, beträgt aber meistens 2—8 mm. In Candoglia wurden bis 5 cm lange graugrüne Prismen, bei Nogeri-Daila (17) hellgraue, bis 3 cm lange, parallelfaserige Aggregate *(Grammatitasbest)* gefunden. Die vollkommene Amphibolspaltbarkeit nach (110) ist häufig, eine schlechte nach (010) seltener. Die nadeligen und stengeligen Kristalle zeigen oft eine Absonderung nach (001). Zwillinge nach (100) sind spärlich zu sehen. Brechungsindizes, $2V_x$, $Z\wedge c$ und spezifisches Gewicht variieren je nach Fe^{II}-Gehalt:

$$2V_x = 77—88°,\ Z\wedge c = 14{,}5—18°,\ n_y = 1{,}620—1{,}640,\ d = 2{,}99—3{,}10.$$

Die Eigenschaften schwanken, wie die Farbintensität, nicht nur von Korn zu Korn, sondern auch im gleichen Kristall und weisen mehrfach eine scharf oder unscharf abgegrenzte Zonarstruktur auf. Der Kristallkern kann dann schwächer oder stärker doppelbrechend sein als die Randpartien.

Aus den obigen Daten geht hervor, dass diese Amphibole Fe^{II}-freie bis Fe^{II}-arme Glieder der Strahlsteinreihe sind. Die optischen Daten können anhand der bestehenden Bestimmungsdiagramme nicht immer eindeutig interpretiert werden. Kräftiger grün oder selten braun gefärbte Kristalle scheinen Übergänge in aktinolithische und gemeine Hornblende darzustellen. Diese Varietäten treten besonders gerne in Kalksilikatfelsen und in den Kontaktzonen der Amphiboliteinlagerungen auf.

Im Gegensatz zum Diopsid bevorzugt der Strahlstein für sein Vorkommen die Gesteinsrisse, die Klüfte und die Schichtflächen in Begleitung von Chlorit, Phlogopit, Epidot und Quarz. Diese Mineralparagenese bildet auch Nester ausserhalb der Diskontinuitätsflächen, in denen sich zusätzlich Diopsid, Forsterit und Titanit anschliessen.

Der Strahlstein enthält oft Einschlüsse von Diopsid, seltener solche von Forsterit und Hornblende. Er ist meistens frisch, wandelt sich aber oft in Karbonat und Eisenoxyde um. Karbonat-Pseudomorphosen nach Strahlstein sind häufig.

Sehr eigenartig sind die den Myrmekiten des Mikroklins ähnlichen Bildungen, wie sie in manchen Strahlsteinkörnern der Marmore der Cava Cornovo, Cava Mergozzoni und des Rio Cannobino beobachtet

werden. Die wurm- bis keulenförmigen Stengel bestehen aus Karbonat oder seltener Magnetit und wachsen vom Kornrand aus ins Korninnere hinein. Diese myrmekitartigen Bildungen können bisweilen garbenförmig sein und sich entweder auf eine Partie des Strahlsteinkornes beschränken oder auf den ganzen Kornbereich ausbreiten.

Ein Strahlsteinkorn kann beide oder je eines von diesen Verdrängungsmineralien in Myrmekitform enthalten. Die Karbonatmyrmekite sind etwas schlanker und länger als diejenigen von Magnetit. Letztere verschmelzen manchmal miteinander oder sind mit grösseren Magnetitkörnern verbunden. In andern Fällen scheinen sie von einem Punkt aus radial auszugehen. Bisweilen fehlen die Magnetitmyrmekite ganz, und es gibt nur solche aus Karbonat, was entweder dem Fehlen von Fe^{II} im Strahlsteinkorn oder einer Abfuhr der gebildeten Eisenoxyde zuzuschreiben ist. Hingegen kann ein Strahlsteinkorn von so vielen Magnetitmyrmekiten besetzt sein, dass eine Eisenoxydzufuhr angenommen werden muss.

Unter anderen Umständen wird der Strahlstein in Chlorit, Serpentin und Phlogopit umgewandelt. In den Marmoren von Monte Cotto (13) werden Strahlsteinkristalle von Mikroklin in Stengeln aufgesplittert, wodurch die Altersfolge dieser Mineralien zumindest hier aufgeklärt wird.

Besitzen die in den Mylonitmarmoren auftretenden Strahlsteinkristalle keine Spaltbarkeit und keine Absonderung, so zeigen sie nur undulöse Auslöschung oder Felderteilung; sonst werden sie leicht in kleine Bruchstücke zerbröckelt. Oft erscheinen die Stengel durch wiederholte Querabsonderung und Verstellung der einzelnen Glieder gebogen. Bei starker Deformation werden die Kristalle verschuppt oder zertrümmert.

b) Hornblenden

Diese unterscheiden sich vom Strahlstein durch die intensiveren Farben und durch die relativ höhere Lichtbrechung. Die weitaus häufigste Varietät ist die grüne *gemeine Hornblende*. Diese zeigt meistens einen kräftigen Pleochroismus:

X = hellgraugrün, hellgeblich, hellgrünlich, hellgrünlichgelb, gelblichbräunlich, gelblichbraun.
Y = hellgrün, hellolivgrün, grün, bräunlichgrün, grünbraun.
Z = grün, olivgrün, bläulichgrün, dunkelbläulichgrün.

Die Absorption erfolgt nach der Formel: $Z > Y > X$.

In wenigen Amphibolitgängen wurde eine sehr blass gefärbte und mässig pleochroitische Hornblende beobachtet.

Die anderen Eigenschaften der gemeinen Hornblende variieren folgendermassen:

$$2V_x = 65—87°, Z\wedge c = 19—23°, \Delta = 0{,}016—0{,}020.$$

Amphibolspaltbarkeit nach (110) häufig, Verzwillingung nach (100) selten.

Kristallgrösse und -gestalt wechseln stark. Meistens sind die Kristalle mittelgross, etwas länglich oder stengelig und besitzen selten Kristallflächen (110). In den Amphibolitgängen zeigen sie oft durch Feldspat und Epidot korrodierte Grenzflächen.

Gemeine Hornblende tritt in den Amphiboliteinlagerungen auf. In den Kontaktzonen dieser, bzw. in der Nachbarschaft von Karbonat erfährt die Hornblende eine mehr oder weniger starke Entfärbung und geht in hellfarbige, aktinolithische Glieder oder in schwach grünen bis farblosen Strahlstein über. All diese Übergänge können auch im gleichen Korn vorkommen, wobei zunächst die Kornränder entfärbt werden.

In den Marmoren ist die gemeine Hornblende selten, in den Kalksilikatfelsen etwas häufiger vorhanden.

Auf Neubildung von Hornblende auf Kosten der Pyroxene (Uralitisierung), der basischen Plagioklase und des Biotits deuten in ihr eingeschlossene Relikte dieser Mineralien hin. Die Hornblende wandelt sich je nach den physikalisch-chemischen Bedingungen in sauren Feldspat, Chlorit, Epidot, Karbonat, Quarz oder Serpentin um. Sie ist oft durch Erzausscheidung oder Epidotisierung trübe.

Tacconi (1911) erwähnte einen arfvedsonitischen Amphibol aus Candoglia, leider mit ungenügenden Angaben über seine Eigenschaften. In wenigen Amphibolitgängen der Cava Mergozzoni und der Marmore der obersten Valle di Bordei (9) und des Gridone (10) fand ich eine andersartige Hornblende, die der *Arfvedsonitreihe* angehört. Sie tritt als Hauptgemengteil dieser Gänge auf und unterscheidet sich von der gemeinen Hornblende durch deutlich kleinere Werte für $2V_x$, die von 20° bis 50° variieren, und durch eine andere Absorptionsformel: $X \sim Y > Z$ oder $X > Y > Z$. Der Pleochroismus ist kräftig:

X = dunkelbläulichgrün bis dunkelblaugrün,
Y = dunkelbläulichgrün bis olivgrün,
Z = hellgrünlichgelb bis grünlich-bräunlich.

Kristallflächen nach (110) sind häufig, nach (010) selten. Vollkommene Amphibolspaltbarkeit nach (110) ist oft vorhanden. Die optische

Achsenebene verläuft parallel (010). Die Doppelbrechung schwankt von 0,013—0,015. Aus diesen Daten ergibt sich nach dem Diagramm von TRÖGER (1952) ein *Eckermanit.*

Es ist bemerkenswert, dass diese Na-Hornblende zusammen mit Alkalifeldspäten (vorwiegend Mikroklin und Albit) in den Amphibolitgängen auftritt und dass der ägirinhaltige Augit der Cava Mergozzoni in der Kontaktzone eines solchen Ganges anzutreffen ist.

7. Zoisit-Klinozoisit-Pistazit

Der *Epidotgruppe* angehörende Mineralien trifft man stellenweise reichlich. Da Klinozoisit und Pistazit meistens zusammen vorkommen, werden beide im folgenden als Epidot bezeichnet.

H. HENTSCHEL (1943) stellte fest, dass der gewöhnliche α-Zoisit und der β-Zoisit gemeinsam in einem Kristall-Individuum vereinigt sein und kontinuierlich ineinander übergehen können. Sie sind also nicht zwei Modifikationen derselben Substanz, wie TERMIER ursprünglich definierte, sondern nur optisch unterscheidbare Teile einer Mischkristallreihe. Messungen von ORLOV (1926) und JOHNSTON (1949) haben jedoch gezeigt, dass das Fresnel-Ellipsoid beim Klinozoisit um so grössere Abweichungen gegen die statistisch zu erwartende Lage aufweist, je geringer der Eisengehalt des Minerals ist. Die Richtung X neigt sich dabei immer mehr nach vorne. Im Endfalle ist $X \wedge c = 90°$, entsprechend $Z \wedge c = 0$. Diese optische Grenzvariante ist demnach nur pseudorhombisch und sollte richtiger Pseudozoisit (TRÖGER) genannt werden.

Das gleichzeitige Auftreten des *α-Zoisits* und des *β-Zoisits* habe ich gleichfalls beobachtet. Die beiden Varietäten sind unregelmässig in einheitlichen Kristallkörnern miteinander verwachsen, die eine sehr gute Spaltbarkeit nach (100), selten eine schlechte (eventuell Absonderung) senkrecht dazu aufweisen. Ein solches Korn stellt die Fig. 8 dar. Aus Drehtischmessungen liess sich erschliessen, dass die beiden in diesen Kristallkörnern verwachsenen Varietäten ihre Fresnel-Ellipsoide mit gemeinsamem Z um 90° gegeneinander verstellt haben, so dass Y des α-Zoisits und X des β-Zoisits, bzw. X des ersten und Y des zweiten zusammenfallen. Y des α- und X des β-Zoisits stehen senkrecht zur guten Spaltbarkeit, sie sind also parallel zur a-Achse. Ferner wurde gefunden:

$$\alpha\text{-Zoisit: } 2V_z = 20—35°,\ v \gg r,$$
$$\beta\text{-Zoisit: } 2V_z = 15—30°,\ v < r.$$

Der Übergang zwischen den beiden Varietäten ist kontinuierlich. Der Achsenwinkel verringert sich gegen die Trennfläche zu, geht über 0°

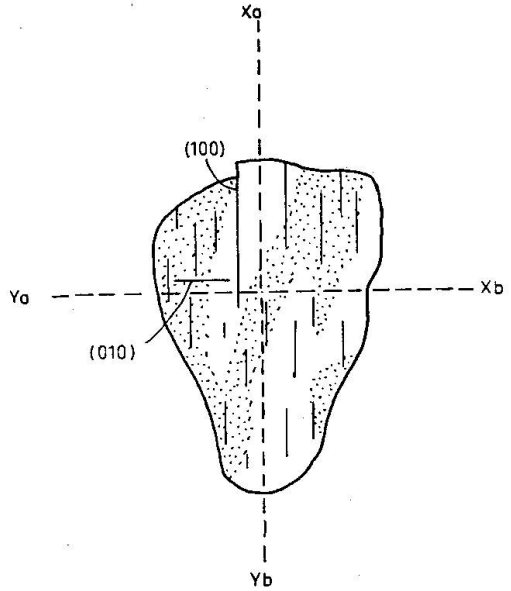


Fig. 8. Zoisitkristallkorn aus der Marmorlinse von Porto-Ronco. Die getüpfelten Partien bestehen aus α-Zoisit, die klaren aus β-Zoisit. Schnitt senkrecht zur gemeinsamen Z-Achse.

hinweg und öffnet sich in der nächsten Varietät in einer um 90° gedrehten Ebene. Diese Beobachtungen stimmen mit denjenigen von HENTSCHEL überein. Die kleinen Achsenwinkel und die starke Dispersion der Zoisite sind für die anomalen Interferenzfarben verantwortlich. Beim α-Zoisit ist $2V_z \sim 0$ für das rote Licht, beim β-Zoisit für das violette. Diese Farben werden folglich in der Richtung Z ausgelöscht, und die entsprechenden Kornpartien zeigen blaue respektive braune anomale Interferenzfarben. Dadurch können die Varietäten schon auf den ersten Blick bei gekreuzten Nicols unterschieden werden. Da jedoch die Dispersion beim β-Zoisit weniger stark ausgeprägt ist als beim α-Zoisit, ist das anomale Braun etwas gedämpfter und kommt seltener vor als das anomale Blau.

Unter den *Klinozoisiten* treten sowohl *normale* als auch sogenannte *anomale Klinozoisite* auf. Beide Varietäten kommen meist zusammen, oft in einheitlichen Kristallkomplexen miteinander verwachsen vor und zeigen kontinuierliche Übergänge. Die normale Varietät hat:

$$X \wedge c = 0{,}5—3° \quad 2V \sim 90°.$$

Vollkommene Spaltbarkeit nach (001) ist häufig, deutliche Spaltrisse nach (100) sind hie und da vorhanden. Gegen Quarz ist der normale Klinozoisit gerne idiomorph mit den Flächen (001), (100) und (101). (001) und (100) schneiden sich unter einem Winkel von 115°. Zwillings-

lamellen nach (100) wurden selten beobachtet. Bei den anomalen Klinozoisiten, die nur eine Spaltbarkeit besitzen, nimmt $X \wedge c$ rasch zu und $2V_z$ rasch ab. Es wurde beispielsweise gefunden:

$$X \wedge c = 29°, 54°, 78°;$$
$$2V_z = 66°, 59°, 52°.$$

In manchen Körnern steht Z sogar senkrecht auf der Spaltbarkeit: $X \wedge c = 90°$ und $2V_z = 55°$. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um eine Grenzvariante der anomalen Klinozoisite. Ob diese mit β-Zoisit identisch ist, bleibt fraglich; denn das Symmetrie-System konnte mit der einzigen Spaltbarkeit nicht ermittelt werden. Ein merklicher Unterschied besteht darin, dass beim β-Zoisit X, bei der obigen Grenzvariante Z senkrecht zur Spaltbarkeit steht.

Die Klinozoisite bilden oft Haufwerke, die im Mikroskop stark getrübt erscheinen. Korngrenzen zeichnen sich häufig nicht ab. Gekreuzte Nicols enthüllen aber viele kompliziert verlaufende Korngrenzen von unregelmässigen oder prismatischen Kristallen. Wie die anderen Eigenschaften schwankt auch die Doppelbrechung von Korn zu Korn oder sogar innerhalb eines Korns. Sie beträgt 0,005—0,009, kann aber in den anomalen Klinozoisiten noch niedriger sein. Die anomalen Interferenzfarben sind vorwiegend preussischblau bis bläulichgrau, seltener braun bis gelblichgrau. Sie können alle im gleichen Korn auftreten und beim Drehen des Mikroskoptisches einander ablösen. Sie sind bei den anomalen Klinozoisiten kräftiger als bei den normalen. Zonarstruktur ist häufig, wobei der Kern schwächere Doppelbrechung und kräftigere anomale Interferenzfarben zeigt und folglich eisenärmer ist als der Rand. Bei Verwachsungen mit Erz wird der Klinozoisit hell und normal, da er das für sein Gitter benötigte Eisen einbauen konnte.

Der normale Klinozoisit geht in *Pistazit* über, indem $2V_x$ von 90° bis auf 70° abnimmt, die Doppelbrechung von 0,009 bis auf 0,042 ansteigt. Der Pistazit ist meistens farblos, oft aber zeigt er blasse Farben und einen schwachen Pleochroismus:

X = farblos bis grünlich-gelblich,
Y = hellgelb bis zitronengelb,
Z = hellgelblichgrün.

Er ist durch grellgelbe und bei Auslöschungsstellung durch schwach blaue bis gelblich-bläuliche anomale Interferenzfarben gekennzeichnet. Spaltbarkeit, Kristallgestalt und Zwillingslamellierung sind gleich ausgebildet wie beim Klinozoisit. Zonarstruktur ist häufig. Es scheint,

dass immer der Kern der zonaren Körner eisenärmer ist als die Randpartien.

Klinozoisite wiegen über die anderen Glieder der Epidotgruppe stark vor. In der Regel kommen je nach Eisengehalt des Gesteins Zoisite zusammen mit Klinozoisiten, letztere zusammen mit Pistazit vor.

Die Klinozoisite und die Zoisite bilden sich in den eisenarmen und kalkreichen Gesteinen aus der Umwandlung von Diopsid, Strahlstein, Plagioklas, Granat und Skapolith. Sie finden sich meistens an den Kontakten der Marmore mit den Biotitgneisen und den Amphibolitgängen. Bei der Saussuritisierung der Plagioklase sieht man alle Stadien der Umwandlung: Zunächst erscheint eine Trübung, später zeichnen sich hie und da in der trüben Masse winzige, längliche, hochlichtbrechende Körnchen ab, welche oft in Reihen angeordnet sind oder büschelige Aggregate bilden. Allmählich vereinigen sich die Körnchen zu grösseren Körnern, und dann kommen in diesen anomale Interferenzfarben zum Vorschein.

In den Mylonitmarmoren gibt es bisweilen Klinozoisit, dessen Körner meistens sehr trüb, von weiten Sprüngen durchsetzt und teilweise zerbröckelt sind.

Der Pistazit tritt in manchen Amphibolitgängen und ihren Kontaktzonen ziemlich reichlich auf. Er ist auch in den Barytlagen zu sehen. In den Marmoren und Kalksilikatfelsen ist er meistens mit Klinozoisit vergesellschaftet und kann ab und zu so reichlich vorhanden sein, dass Pistazitmarmore und -felse vorliegen. Er hat sich aus Hornblende, Biotit und Pyroxen gebildet.

Die Mineralien der Epidotgruppe scheinen, allerdings recht selten, sich in Zeolith, Albit, Karbonat und eventuell Aktinolith umzuwandeln. In wenigen Fällen wurde beobachtet, dass Pistazitkörner in Gesteinsrissen von Aktinolithstengeln durchspiesst werden oder auch reliktisch aussehende, gleichzeitig auslöschende Pistazitkörnchen in einer Masse aus Karbonat, Albit und Aktinolith liegen.

8. Glimmer

a) Phlogopit

Er tritt ausschliesslich in Karbonatgesteinen auf. In vielen Aufschlüssen ist er reichlich vorhanden, in anderen fehlt er jedoch ganz. In den Mg-reichen Marmoren kann er stellenweise ein Hauptgemengteil werden (Phlogopitmarmore).

Der Durchmesser der Phlogopitblätter beträgt zumeist einige mm, kann aber bis 1 cm erreichen. Makroskopisch sind die Blätter hell- bis dunkelbraun, grünbraun oder dunkelgrün gefärbt. Im Mikroskop erscheinen sie entweder in allen Richtungen farblos oder blass bis kräftig gefärbt und pleochroitisch:

X = farblos, blassgelb, blassbraun, hellgrünlichgelb, hellgelblichgrün,
Y∼Z = blassbraun, hellgelb, bräunlichgelb, braun, olivbraun, grünlichbraun, gelblichgrün und grün.

Der Achsenwinkel variiert über X von 0° bis 20°.

Der Phlogopit der Marmorlinse von Porto Ronco (3) hat in Na-Licht folgende Brechungsindizes:

$$n_z = 1{,}578,\ n_y = 1{,}577,\ n_x = 1{,}540,\ \Delta = 0{,}038.$$

n_z und n_y wurden mit Flüssigkeiten bekannter Brechungsindizes, Δ mit dem Berek-Kompensator und n_x durch die Differenz $n_z - \Delta$ ermittelt. Zwillinge mit (001) als Verwachsungsfläche wurden recht selten beobachtet.

Phlogopit tritt unter folgenden Verhältnissen auf: 1. In vereinzelten, gelegentlich in Karbonat eingeschlossenen Blättern oder lagenweise angereichert. Die Blätter sind meistens deutlich in die Schieferungsflächen eingeregelt, seltener sind sie beliebig gelegen und dann oft mehr oder weniger stark verbogen, obwohl der Marmor keine Durchbewegung zeigt. 2. In Gesteinsrissen und Nestern mit Strahlstein, Diopsid, Titanit, Chlorit, Plagioklas, Quarz und Erz vergesellschaftet.

Der Phlogopit verdrängt den Diopsid. In einem serpentinführenden Marmor aus der Cava Madre wurde auch beobachtet, dass er den Serpentin verdrängt, weil er dessen Körner umhüllt.

Die gewöhnliche Umwandlung des Phlogopits ist die Chloritisierung. Diese kommt dadurch zum Ausdruck, dass das Phlogopitblatt randlich und in den Spaltflächen (001) eine Entfärbung oder eine Verfärbung ins Hellgrün zeigt und dass die Doppelbrechung abnimmt. Gleichzeitig findet eine Erzausscheidung statt, wobei am Rand kleine Körnchen, in den Spaltflächen auch Stäbchen und Lamellen aus Magnetit, Hämatit und seltener aus Limonit erscheinen. Der Phlogopit zeigt an wenigen Stellen, dass er auch vom Strahlstein verdrängt wurde, wofür reliktisch aussehende Phlogopiteinschlüsse in diesem Mineral sprechen. In einem Diopsidfels bei Nogeri-Daila (17) hat der Phlogopit eine teilweise Serpentinisierung erlitten.

In den Mylonitmarmoren ist der Phlogopit stark und bisweilen S-förmig verbogen oder in viele kleine, wirr geordnete Blättchen zerlegt.

b) Biotit

Er unterscheidet sich von Phlogopit durch dunklere Farben, höhere Lichtbrechung und meist grösseren Achsenwinkel: $2V_x = 10—30°$. Er ist verhältnismässig hell gefärbt und zeigt einen auffallend kräftigen Pleochroismus:

X = fast farblos, hellgelblich, gelblich, strohgelb, goldgelb, bräunlich gelb,
Y∼Z = gelbbraun, braun, dunkelbraun, dunkelbraungrün, selten braunrot.

Bemerkenswert ist, dass der Biotit im Gegensatz zum Phlogopit die kalkreichen Gesteine immer meidet. Die in manchen Mylonitmarmoren beobachteten wenigen Biotitblätter liegen immer in der Nähe des Kontaktes mit einem Biotitgneis oder einem Amphibolit und wurden aus diesen Gesteinen tektonisch mitgerissen. Dass der im Marmor eingeschlossene Biotit unstabil ist, zeigt eine limonitartige Verfärbung. In den Nebengesteinen der Marmore und in den jüngeren und dickeren Amphibolitgängen ist der Biotit ein Hauptgemengteil. Seine Blätter sind meistens parallel der Schieferung eingeregelt. In den an Marmor angrenzenden Kontaktzonen dieser Gesteine verschwindet der Biotit jedoch ziemlich abrupt, und es treten an seiner Stelle basischer Plagioklas, Pyroxen, Hornblende, Titanit und Epidot auf. Das Ca bewirkt folglich den Abbau des Biotits, der um so tiefer in das biotitführende Gestein hineingreift, je höher der Grad der Metamorphose ist. Quarzlagen haben jedoch hie und da die Einwanderung des Ca verhindert, und der durch sie geschützte Biotit bleibt dann unversehrt.

Innerhalb der Amphibolitgänge hat sich Biotit auf Kosten der Hornblende gebildet. Seine Blätter zeigen hier manchmal keine Regelung und sind mehrfach zusammen mit feinkörnigem Karbonat in schmalen Gängen angereichert. Es handelt sich also dabei um eine späte Bildung.

c) Muskovit

Er ist immer farblos und hat $2V_x = 35—45°$. Er tritt in vielen Marmoren und Kalksilikatfelsen, aber in eher kleinen Mengen auf.

Der Muskovit ist zumeist mit Feldspäten vergesellschaftet oder verwachsen, wobei die Blätter entweder das Feldspatkorn umhüllen oder es durchspiessen. Häufig ist das Feldspatkorn teilweise oder vollständig in eine feinschuppige *Serizitmasse* umgewandelt, aus der sich kleine Muskovitblätter abheben. Diese Umwandlung ist an den Kontakten

der Marmore mit den Nebengesteinen und den Amphiboliteinlagerungen sowie in den mikroklinreichen Mylonitmarmoren recht verbreitet.

Die reinen, grobkristallinen Marmore enthalten partienweise kleine, vereinzelte Muskovitblätter oder solche, die mit Quarz, Feldspat, Klinozoisit und Titanit kleine Nester bilden. Der Muskovit scheint auf Kosten des Feldspates und des Quarzes entstanden zu sein. Er zeigt keine Regelung; seine meist kleinen Blättchen können auch senkrecht zur Schieferung stehen. Eine ausgesprochene mechanische Deformation ist selten bemerkbar.

9. Forsterit

Dieses Mineral wurde an vielen Stellen, meistens aber in kleinen Mengen beobachtet. Partienweise kann es jedoch ein Hauptgemengteil werden und zu Forsteritmarmoren führen. Es ist fast immer in grauen bis dunkelgrauen Kalzitmarmorlagen und -schlieren angehäuft, die auch Phlogopit, Strahlstein, Diopsid, Serpentin und Chlorit führen und gewöhnlich in dolomitreichen Marmoren liegen.

Der Forsterit bildet kleine, abgerundete oder grosse, ovale, amöbenförmige bis unregelmässige Körner, die selten nach (010) abgeplattet sind. Die Korngrösse beträgt wenige mm, kann aber 7 mm erreichen. Eine deutliche Spaltbarkeit nach (010) und eine schlechte nach (100) sind oft bei den grossen Körnern zu sehen. Weitaus zahlreicher treten beliebig verlaufende Risse auf, die oft in ein unregelmässiges Netz verflochten sind. Die Eigenschaften des Minerals sind folgende:

Brechungsindizes in Na-Licht:

$$n_z = 1{,}677—1{,}679,\ n_y = 1{,}659—1{,}661,\ n_x = 1{,}643—1{,}645,\ \Delta = 0{,}034.$$
$$2V_z = 86—88°,\ d = 3{,}22—3{,}26.$$

Das spezifische Gewicht wurde durch Trennung mit schweren Flüssigkeiten bestimmt. Das Mineral ist rhombisch; die optische Achse X steht senkrecht auf (010). Aus diesen Werten ergibt sich nach dem Diagramm von KENNEDY (1947) ein Fayalitgehalt von 0—5%.

In der Regel ist der Forsterit farblos. Ab und zu gibt es jedoch meist scharf begrenzte Partien des Forsteritkristalls oder auch kleine, dicht neben ihm gelegene Körner, die kräftig verfärbt und pleochroitisch sind. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um *Klinohumit*, wie er nachstehend besprochen wird.

Der Forsterit erleidet verschiedenartige Umwandlungen. Gewöhnlich wird er karbonatisiert oder serpentinisiert. Im ersten Falle bildet sich Karbonat als eine trübe Masse in den Rissen oder als eine Umhüllung um

das Forsteritkorn. Im zweiten Falle entsteht die sogenannte „Maschenstruktur" (siehe unten). Selten verdrängt den Forsterit auch ein glimmerartiges, bräunlich bis grünlich gefärbtes Mineral, das grossen Achsenwinkel und hohe Doppelbrechung besitzt. Eventuell ist es ein *Bowlingit* (WINCHELL). All diese Umwandlungsprodukte bilden oft Pseudomorphosen nach Forsterit. Magnetit- und Hämatitkörnchen sind häufige Nebenprodukte. Bisweilen entsteht eine trübe, feinkörnige Masse, die allem Anschein nach aus Karbonat, Serpentin und Erzkörnchen besteht.

Unter anderen Bedingungen wird der Forsterit von Grammatit verdrängt. Recht interessant ist aber eine Umwandlung in Diopsid, die am Forsterit des Nebenmarmors der Cava Cornovo und Cava Mergozzoni beobachtet wurde. Der Diopsid bildet dabei eine oft sehr dünne und nicht immer das ganze Forsteritkorn umfassende Umhüllung. Diese kann aber sehr dick werden, bis der Forsterit nur noch als ein kleiner, rundlicher Restkern erhalten bleibt. Diopsidkörner, die keine solche Restkerne enthalten, haben wahrscheinlich das ganze Forsteritkorn aufgezehrt. Die Diopsidumhüllung besteht entweder aus einem einheitlichen Kristall oder häufiger aus mehreren Kristallkörnern. Nachdem diese Umwandlung infolge Wechsel der physikalisch-chemischen Bedingungen beendet war, setzten die Serpentinisierung und Karbonatisierung ein. Der Diopsid blieb dabei unversehrt. Der von einem frisch erhaltenen Diopsid umhüllte Forsteritkern kann vollständig serpentinisiert sein.

In den Mylonitmarmoren fehlt der Forsterit, weil er sehr spröde und unstabil ist. Es wurde beobachtet, dass er schon in nur mässig durchbewegten Marmoren leicht zerkleinert, getrübt und zersetzt wird.

10. Klinohumit

Dieses Mineral wurde am Südteil der Lage 3 des Marmors von Rio Cannobino (14) gefunden und kommt in dunkelgrauen Linsen aus Forsteritmarmor sporadisch vor. Klinohumit fällt durch seine Farbe und seinen Pleochroismus auf:

$$X = \text{goldgelb},\ Y = \text{blassgelb},\ Z = \text{farblos}.$$

Absorption: $X > Y > Z$. Die Körner sind oft durch Erzstaub getrübt. Manchmal gute Spaltbarkeit nach (100) und recht selten Flächen und Verzwillingung nach (100). Doppelbrechung und Brechungsindizes sind wenig kleiner als beim Forsterit. Die Messungen am Drehtisch ergaben:

$$2V_z = 73°,\ 74°,\ 78°,\quad X \wedge c = 6°,\ 9°,\ 10°.$$

Das Mineral ist monoklin mit $Z \| b$.

Für Klinohumit halte ich auch die meist scharf abgegrenzten, gefärbten Randpartien mancher Forsteritkörner sowie kleine, in ihrer Nähe gelegene Körner, die wohl sehr spärlich, aber in fast allen Forsteritvorkommen beobachtet wurden. Diese Partien und Körner weisen einen dem schon beschriebenen ähnlichen Pleochroismus auf: X = bräunlichgelb bis gelb, Z = hellgelb bis farblos. Meistens ist die gefärbte Klinohumitpartie optisch anders orientiert als das aus Forsterit bestehende farblose Restkorn. Manchmal aber löscht das ganze, zweiteilige Korn gleichzeitig aus, was auf mögliche Anwesenheit von farblosem Klinohumit hinweist. Die kleinen Klinohumitkörner lassen hie und da mutmassen, dass sie aus einem Forsteritkornrand abgetrennt wurden.

Die Humitmineralien, die bekanntlich F′ und OH′ in ihrem Gitter enthalten, bilden sich durch pneumatolytische Prozesse bei hochgradiger Kontaktmetamorphose in Mg-reichen und SiO_2-armen Kalken (TURNER, 1954; HARKER, 1952). Die Ausbildung und das Vorkommen des vorliegenden Klinohumits lassen keinen Zweifel darüber aufkommen, dass er aus Forsterit entstanden ist.

Abgesehen von Chondrodit sind die Humitmineralien recht selten. REPOSSI (1916) erwähnt solche in den Calcefiri von Brugo (S. 132) und von S. Giorgio di Novate (S. 142) am Lago di Mezzola. KNUP (1958, S. 161) entdeckte Klinohumit in den Marmorlagen der Ribellasca. Auch bei diesen Vorkommen sind die Humitmineralien immer mit Forsterit vergesellschaftet oder verwachsen.

11. Serpentine

Diese begleiten den Forsterit in meistens kleinen Mengen. In manchen Aufschlüssen treten jedoch auch Serpentinmarmore und -gänge auf.

Alle drei Serpentinvarietäten wurden beobachtet: die *Chrysotile* bilden Fasern, deren Elongation bei der γ-Varietät positiv, bei der α-Varietät negativ ist. Sie kommen in parallelfaserigen, büscheligen oder wirren Aggregaten vor. Ihre Brechungsindizes liegen zwischen etwa 1,550 und 1,562, ihre Doppelbrechung schwankt von 0,006 bis 0,012. 2V wechselt stark und ist positiv bei Chrysotil-γ, negativ bei Chrysotil-α. Der *Antigorit* bildet Blätter, auf denen X nahezu senkrecht steht. Er hat $2V_x$ = 30—50°. Seine Lichtbrechung ist etwas grösser, seine Doppelbrechung etwas kleiner als bei den Chrysotilen. In den Serpentingängen wurden auch Partien mit sehr schwacher Doppelbrechung und bläulichen, anomalen Interferenzfarben sowie fast isotrope Partien beobachtet.

Makroskopisch sind die Serpentine hell- bis dunkelgrün gefärbt. Im Mikroskop erscheinen sie farblos und klar. In wenigen Fällen bekommen

sie wahrscheinlich durch eingebautes Fe^{II} eine gelbgrüne, durch sehr feinen Erzstaub eine bräunliche Farbe. Bisweilen sind sie sehr trüb oder enthalten viele Erzkörnchen aus Magnetit, Hämatit und Magnetkies.

Die Serpentine verdrängen vor allem den Forsterit. Bei der dadurch entstehenden, schon erwähnten „Maschenstruktur" bildet der Chrysotil-γ Fasern, die untereinander parallel liegen und senkrecht zu den einzelnen Rissen und dem Rand des Forsteritkorns angeordnet sind. Die anfangs von den Maschenbalken eingeschlossenen Forsteritreste wandeln sich zuletzt in parallelfaserige bis wirre Füllungen aus Chrysotil-α oder auch Antigorit um. Manchmal entstehen hier zudem Talk und Karbonat. An Serpentinisierung, die allerdings nur auf wenige Stellen beschränkt ist, leiden auch der Diopsid, der Grammatit, der Dolomit, die Hornblende und viel seltener der Chlorit und der Phlogopit. Serpentinpseudomorphosen nach all diesen Mineralien sind häufig.

Bei den Dolomitkörnern bildet sich oft eine Serpentinumhüllung, die aus senkrecht zum Kornrand orientierten Fasern und Blättchen besteht. Die Serpentinisierung kann durch die Spaltrisse und die Translationslamellen fortschreiten und somit geradlinige Balken im Dolomitkorn erzeugen. Während der Umwandlung haben sowohl die chemischen Reaktionen als auch Volumenveränderungen das Serpentinkörner umgebende und das in diesen eingeschlossene Karbonat auffallend umgeformt. Sie haben es nämlich in eine sehr feinkörnige, stark bräunlich bestäubte bis opake Masse verwandelt.

In Scherzonen der Marmore haben die vorwiegend aus Antigorit bestehenden Serpentinkörner eine einzigartige mechanische Deformation erlitten. Sie sind nicht nur stark undulös oder zertrümmert, sondern auch zu langgestreckten, schnur-, band-, flammen- bis netzartigen Formen ausgewalzt. Serpentinkörner, die am Rande einer Scherzone liegen, sind nicht entzweigebrochen, sondern sie haben diese Deformation nur in ihrem in dieser Zone befindlichen Kornteil erfahren, während der übrige, in ungestörtem Marmor liegende Teil unversehrt blieb. Der Serpentin erweist sich folglich als sehr biegsam und scheinbar dehnbar. In Wirklichkeit dürfte es sich kaum um eine nachträgliche Dehnung, sondern um ein Anzeichen von unter ständigem Stress erfolgtem Wachstum handeln.

Die Serpentingänge sind einige mm dick und wurden bei Nogeri-Daila (17) und Rio Cannobino (14), also in der Nähe des Peridotitstockes von Finero gefunden. Sie liegen entweder in dolomithaltigen Marmoren oder häufiger zwischen Marmor und Diopsid- (Tafel V, Fig. 9) bzw. Hornblendefels. In den Gängen ist der Serpentin meistens klar; er zeigt

im parallelen Licht kaum Korngrenzen, unter gekreuzten Nicols aber enthüllen sich parallelfaserige, büschelige bis wirr filzige Aggregate, die grössere, undulöse Antigoritblätter enthalten. In den Gängen befinden sich reliktische Körner von Diopsid, Hornblende, Strahlstein und selten auch Phlogopit.

12. Chlorite

Sie sind an vielen Stellen aber immer nur in sehr kleinen Mengen vorhanden. Sie bevorzugen die Mg-reichen Marmore und die Amphibolitgänge und verdrängen den Strahlstein, die Pyroxene, die Hornblende, den Phlogopit, den Forsterit, den Biotit, den Muskovit und die Feldspäte. Sie bilden sich oft in Gesteinsrissen und Schichtflächen. An Stellen, wo eine starke Serpentinisierung stattgefunden hat, zeigen die Chlorite eine randliche Umwandlung in Serpentin.

Die Chloritblätter sind meist klein und erreichen selten einen Durchmesser von mehr als 7 mm. Sie sind makroskopisch hell- bis dunkelgrün gefärbt.

Von den verschiedenen Varietäten sind die *Orthochlorite* die verbreitetsten. Sie erscheinen im Mikroskop farblos oder hell gefärbt mit mehr oder weniger deutlichem Pleochroismus:

X = hellgelb, hellgrün, grün, Z = farblos, hellgelblich.
Absorption: $X > Z$.

Häufiger zeigen die Blätter negative Elongation. Z ist spitze Bisektrix und nahezu senkrecht zum Blatt; $2V_z = 0—30°$. n_y variiert zwischen etwa 1,57 und 1,59, die Doppelbrechung von +0,012 bis +0,005. Aus diesen Daten ergibt sich nach dem Diagramm von HEY (1954) *Scheridanit* bis *Klinochlor*.

Die Doppelbrechung verringert sich mit abnehmendem Al-Gehalt von den obigen Werten bis auf 0 und steigt dann wieder auf —0,003 an. Wegen der Dispersion wird die Isotropie bei dieser Variation der Doppelbrechung zunächst von den kleineren und nachher von den grösseren Wellenlängen erreicht, was braune bzw. blaue anomale Interferenzfarben zur Folge hat. Die Dispersion der optischen Achsen trägt dazu bei, dass das anomale Blau über das Braun stark vorwiegt. Bei negativer Doppelbrechung tritt X als spitze Bisektrix an Stelle von Z und die Elongation des Blattes ist folglich positiv. $2V_x$ schwankt von 0° bis 10°. Für diese Daten ergibt sich nach dem erwähnten Diagramm ein *Pennin*.

Alle Chloritvarietäten kommen oft zusammen vor. Es wurde sogar beobachtet, dass manche Blätter im Kern und am Rand abwechselnd

negative bzw. positive Elongation und braune bzw. blaue anomale Interferenzfarben aufweisen.

Bei Erzreichtum erscheinen sehr kräftig grün gefärbte Chlorite. $2V_x$ beträgt bei diesen 0—10°, n_y steigt bis auf 1,627 und das spezifische Gewicht bis auf 2,95 an. Diese Varietät gehört zu den *Leptochloriten* und ist wahrscheinlich ein *Diabantit.*

13. Skapolith

Dieses Mineral, das stets von Kalzit begleitet wird, kommt in vereinzelten Körnern oder in Nestern zusammen mit Epidot, basischem Plagioklas, Diopsid, Mikroklin, Strahlstein, Titanit, Phlogopit und Quarz vor und kann lokal das häufigste Silikat sein. Bemerkenswert ist, dass die skapolithhaltigen Marmore oft mehr oder weniger stark mylonitisiert sind und Mikroklin führen. Bei manchen Kalksilikatfelsen kann der Skapolithanteil bis auf 60% ansteigen, wie dies in einem Mikroklin-Diopsid-Skapolithfels des Val Sacro Monte beobachtet wurde. Ferner bildet der Skapolith schmale, weisse, schon im Gelände augenfällige und oft weit verfolgbare Reaktionssäume zwischen Marmor und den Kontaktzonen von Amphibolitgängen und amphibolitischen Einschlüssen (Tafel II, Fig. 3). Die Dicke dieser Reaktionssäume beträgt zumeist ein paar mm, ist also von der Grössenordnung der Skapolithkörner, welche flächenhaft nebeneinander angeordnet sind. Selten rückt der Skapolith etwas ins Innere der Kontaktzone vor, wo er den Plagioklas und den Pyroxen verdrängt. In den Reaktionssäumen wird der Skapolith von Epidot begleitet, der meistens als eine schmale Schicht den Skapolithsaum von der Kontaktzone trennt. Der Epidot bildet Mischkristalle, die gegen den Skapolith eisenarm (Klinozoisit), gegen die Kontaktzone eisenreich (Pistazit) sind. Die Skapolithkörner werden oft von Epidot umhüllt und durch diesen ersetzt.

Der Skapolith bildet wechselnd grosse, xenomorphe, oft gerundete und nur selten etwas prismatisch ausgebildete Körner. Bisweilen besitzt das Mineral eine gute prismatische Spaltbarkeit nach (100), seltener nach (110). Licht- und Doppelbrechung des einachsig negativen Minerals sind stets gross, was auf hohen Mejonit-Gehalt hinweist. Der Skapolith eines Kalksilikatfelses von Rio Pogallo hat in Na-Licht folgende Brechungsindizes:

$$\begin{array}{l} n_0 = 1{,}592 \\ n_E = 1{,}557 \\ \hline \Delta = 0{,}035 \end{array} \qquad \text{Mittelwert: } \frac{n_0 + n_E}{2} = 1{,}574$$

Spezifisches Gewicht: $2{,}735 \pm 5^0/_{00}$

Nach dem Diagramm von TRÖGER (1950) beträgt seine Zusammensetzung auf Grund der Doppelbrechung und des Mittelwertes der beiden Brechungsindizes: Mejonit 76% und Marialith 24% mit einem Anionenverhältnis Cl : CO_2 = 1 : 12.

14. Granat

Er wurde an wenigen Stellen, und zwar nur in silikatreichen Marmoren und Kalksilikatfelsen gefunden. In Amphibolitgängen kommt er sehr selten vor. Er ist in der Regel mit Diopsid, Epidot, Skapolith, Titanit, Plagioklas und Erz vergesellschaftet. Wenige Granatfelse wurden ebenfalls beobachtet.

Das Mineral ist im Mikroskop farblos oder blass rosa bis rötlichbraun gefärbt. Bei Verwachsung mit Erz bekommt es gelbliche Flecken. Die Korngrösse wechselt stark und erreicht bis 2 cm (Candoglia). Die Körner sind abgerundet oder unregelmässig bis verästelt und werden von vielen Rissen durchsetzt. Einschlüsse von Karbonat, Erz, Klinozoisit und Quarz sind häufig. Der Granat zeigt oft eine anomale Doppelbrechung, deren wechselnde Intensität eine Felderteilung oder Lamellierung erzeugt.

Für zwei aus Kalksilikatfelsen stammende Proben wurden die Brechungsindizes in Na-Licht, die Gitterkonstanten durch Röntgenpulveraufnahme und die spezifischen Gewichte durch schwere Flüssigkeiten ermittelt. Die Resultate sind folgende:

Vorkommen	Farbe	n	a_0	d
Val Sacro Monte	hellrosa	1,752 ± 1‰	11,74 ± 1%	3,56 ± 2%
Rio Pogallo	braun	1,771 ± 1‰	11,72 ± 1%	3,59 ± 2%

Diese Werte zeigen deutlich, dass es sich um *Grossulare* handelt. Das Diagramm von KENNEDY (1947) ergibt folgende Zusammensetzungen: erste Probe: 90% Gr, 8% An und 2% Py; zweite Probe: 80% Gr und 20% An. Auch auf dem Diagramm von FRIETSCH (1957), bei dem Gitterkonstante und Brechungsindex einander gegenübergestellt sind, fallen die Punkte für die obigen Granate ins Feld der Grossulare.

Granat hat sich in Quarzgängen auf Kosten von Klinozoisit oder Plagioklas gebildet. Bisweilen entstehen kleine Granatkörnchen innerhalb der Plagioklaskörner. Diopsid und Skapolith werden ebenfalls von Granat verdrängt. Durch Zersetzung wird der Granat sehr trüb oder er wandelt sich in Epidot, Quarz und selten in grüne Hornblende um.

15. Titanit

In den reinen Marmoren ist Titanit kaum vorhanden. Sobald aber kleine Mengen von Silikaten darin enthalten sind, tritt er ständig auf. Er ist auch ein häufiger Gemengteil der Amphiboliteinlagerungen und der Kalksilikatfelse und kann besonders in der Nähe von Karbonat bis 10% dieser Gesteine ausmachen.

Er bildet meist kleine, spindelförmige bis gerundete oder grosse, unregelmässige, längliche bis stengelige Kristalle mit rhombenförmigem Umriss. Die Längsachsen der Kristalle sind stets in die Schieferungsfläche eingeregelt. Die Korngrösse ist vom Silikatgehalt abhängig. In Kalksilikatfelsen erscheinen bis 1 cm lange, spitz endende Kristalle. Im Mikroskop ist Titanit farblos oder deutlich gefärbt und merklich pleochroitisch: in der Längsrichtung der Kristalle ist er farblos, quer dazu bräunlich bis rötlich braun. Eine gute Spaltbarkeit nach (110) ist häufig, eine einfache oder polysynthetische Verzwillingung nach (100) selten vorhanden. Die Brechungsindizes liegen hoch über 1,66; der positive Achsenwinkel schwankt von 23° bis 35°. Die Dispersion ist sehr ausgeprägt: $r \gg v$. Das spezifische Gewicht liegt zwischen 3,4 und 3,8.

Der Titanit ist mit Kalzit, Diopsid, Hornblende, Strahlstein, Feldspat, Pistazit und Erz vergesellschaftet und oft in diesen Mineralien eingeschlossen. Partienweise können viele kleine Titanitkörner angehäuft sein *(Insekteneier)*. Das für die Titanitbildung benötigte Ti wurde wenigstens zum Teil von Rutil angeboten; denn in einem Falle wurden reliktische, beim Titanit befindliche oder in diesem eingeschlossene Rutilkörnchen beobachtet. Der Kalifeldspat, der ebenfalls zu den Begleitmineralien des Titanits zählt, hat sich später gebildet und dringt in die Risse der Titanitkörner hinein. In den Amphibolitgängen ist Titanit gerne mit Pistazit und Hornblende verwachsen und zeigt dann bisweilen korrodierte Kornflächen, was auf eine Verdrängung durch diese Mineralien hinweist.

16. Selten vorkommende Silikate

a) Turmalin

Er wurde sehr sporadisch und stets in winzigen Mengen getroffen. Seine Körner sind ungewöhnlich spröde und von vielen Rissen durchzogen oder zu kleinen, eckigen Bruchstücken zerbröckelt. Grosse, mechanisch nicht beanspruchte Körner sind unregelmässig oder säulig ausgebildet und zeigen hie und da prismatische, seltener auch pyramidale Kristallflächen.

Das Mineral erscheint mit starkem Relief und hoher Doppelbrechung. Es ist einachsig negativ, deutlich gefärbt und stark pleochroitisch.

E = farblos bis hellgelblich, hellgrünlich oder hellbräunlich;
0 = bläulich- bis olivgrün, oder oliv- bis gelblichbraun.

b) Zirkon

Zwei mittelgrosse, blassbraun gefärbte, tetragonal-prismatische Kristalle im Labradoritgang, der einen im Marmor (2) von San Michele eingelagerten Amphibolit durchsetzt. Die Prismenflächen sind (100) und (110). Spaltbarkeit nach (110) vorhanden. Das Mineral ist einachsig positiv. Die Doppelbrechung ist hoch, aber niedriger als die des Titanits.

c) Cordierit

In einem Aktinolith-Epidot-Diopsidfels der Cava Cornovo wurden viele Körner beobachtet, die nach ihren Eigenschaften als Cordierit angesehen werden dürfen. Diese Körner sind meistens mit Erz verwachsen und zeigen gegen dieses Idiomorphie, und zwar zwei Flächen, die einen Winkel von ca. 60° bilden. Sie sind wahrscheinlich (110). In ihrer Zone erscheint noch eine Fläche, eventuell (100). Die prismatisch ausgebildeten Kristalle zeigen gerade Auslöschung und negative Elongation. $2V_x = 45—70°$, $1{,}535 < n < 1{,}545$. Farblos, ohne Spaltbarkeit. Die Körner sind unregelmässig verwachsen und nicht verzwillingt. Sie werden von vielen Rissen durchzogen, in denen sich ein feinkörniges bis schuppiges Mineral gebildet hat.

d) Talk

Dieses Mineral wurde in einigen Mg-reichen Marmoren und Kalksilikatfelsen als Verdrängungsmittel beobachtet. Es bildet schuppige bis blättrige, farblose Aggregate, meistens pseudomorph nach Diopsid, Strahlstein oder Plagioklas, und unterscheidet sich von Muskovit durch kleineren Achsenwinkel: $2V_x = 0—30°$.

e) Zeolithe

Sie sind ausserordentlich selten und vorwiegend in Rissen der deformierten Gesteine zu sehen. Ihre Merkmale sind: $n < 1{,}535$, $\Delta < 0{,}009$, $2V_x = 30—50°$, gelegentliche Zwillingslamellen und gute Spaltbarkeit. An anderer Stelle wurde auch ein mit Quarz verwachsenes Mineral mit $2V_z = 42°$, $n \sim 1{,}535$ und $\Delta = 0{,}006—0{,}009$ beobachtet.

f) Sillimanit

Er wurde in den Biotitgneisen gefunden, die die Marmore von San Michele, Rio Cannobino und Monte Cotto einschliessen. Er bildet feinkörnige, faserige bis nadelige, spindelförmige, in die Schieferungsfläche eingeregelte Aggregate. Die grösseren Nadeln lassen eine gute Spaltbarkeit nach (010) sowie eine unregelmässige Querabsonderung erkennen. $2V_z = 20—25°$; gerade Auslöschung, $l = +$.

Er ist eng mit Biotit verbunden oder ersetzt ihn. In den an Marmor angrenzenden Randpartien der Gneise wandeln sich beide Mineralien in basischen Plagioklas um.

17. Mineralogische Seltenheiten von Candoglia

Taramellit

Er wurde von Tacconi 1908 entdeckt und beschrieben. Mazzi (1957) untersuchte das Mineral nochmals chemisch sowie strukturanalytisch. Er gab folgende Formel an: $Ba_4Fe_2^{3+}Fe^{2+}Ti(Si_4O_{12})_2(OH)_4$. Die röntgenographische Untersuchung ergab, dass das Mineral rhombisch ist, und seine Gitterkonstanten sind: $a_0 = 7{,}05$ Å, $b_0 = 13{,}95$ Å, $c_0 = 12{,}01$ Å ($\pm 0{,}5^0/_{00}$). Mazzi hält es für ein Sorosilikat mit Ringen von vier Tetraedern.

Ich habe das Mineral nur in der Cava Madre gefunden. Es ist immer in den Kontaktzonen von Amphibolitgängen zusammen mit diopsidischem und ägirinhaltigem Augit, Hornblende, Pyrit und Baryt zu finden. Es bildet braunviolette, faserige bis stengelige, oft büschelige Aggregate, die eng mit Pyrit verwachsen sind und bisweilen von Hornblende durchsetzt werden. Auf dem Drehtisch wurden folgende Daten ermittelt: Das Mineral besitzt eine vollkommene Spaltbarkeit nach (010) und manchmal auch eine schlechte, zur ersten senkrechte Spaltbarkeit nach (100). Beide sind parallel der Längsrichtung der Stengel bzw. der c-Achse. Eine grobe Absonderung senkrecht zu den Stengeln ist häufig vorhanden. $2V_z = 48—53°$ (korrigiert für $n \sim 1{,}80$ mittels Nomogramm von Tröger, 1939). X steht senkrecht zur vollkommenen, Y senkrecht zur schlechten Spaltbarkeit. Der Pleochroismus ist auffallend kräftig:

$X \sim Y$ = gelblichrosa bis braunrosa,
Z = dunkelbraun, fast opak.

Die chemische Zusammensetzung, das Vorkommen und das Fehlen von Anzeichen mechanischer Beanspruchung weisen darauf hin, dass sich der Taramellit während der hydrothermalen Schlussphase der

Metamorphose bildete, bei der Erz- und Alkalizufuhr sowie eine erneute Rekristallisation des Karbonats stattfand.

Ein neues Bariumsilikatmineral wurde in der Cava Mergozzoni gefunden, wie schon in einer kurzen Mitteilung (PAPAGEORGAKIS, 1959) besprochen wurde. Die Resultate einer ausführlichen, noch nicht abgeschlossenen Untersuchung werden in einer nächsten Publikation erscheinen.

C. Sulfate und Phosphate

1. Baryt

Baryt kommt in manchen der untersuchten Aufschlüsse in beachtlicher Menge vor, während er in anderen entweder akzessorisch auftritt oder vollständig fehlt.

In der kleinen Marmorlinse zwischen Porto Ronco und Moscia (3) sowie im Marmor des Gridone wurden nur unter dem Mikroskop einzelne oder gruppenbildende Barytkörner gefunden, die vorwiegend in Gesteinsrissen angereichert sind. Sonst liess sich dieses Mineral erst im Vorkommen der Alpe Belmello und in den Marmorbrüchen von Candoglia wieder treffen. Hier ist der Baryt nicht nur als partienweise Anreicherung, sondern auch in Form von vielen, meist dünnen, höchstens 10 cm dicken Lagen vorhanden, die den Marmoren und angrenzenden Gneisquarziten konkordant eingeschaltet sind. Seltener bildet er kleine Nester, Schlieren und Gänge, die hie und da diskordant verlaufen. Manche Kalksilikatfelse und Erzgänge führen lokal viel Baryt. Er ist auch in Amphibolitgängen, allerdings sehr selten und in geringen Mengen zu finden.

Am reichsten an Barytlagen ist die Cava Mergozzoni. In der Cava Cornovo und der Cava Madre sind die Barytlagen ausserordentlich selten, der Marmor aber führt stellenweise reichlich Baryt in einzelnen Körnern, kleinen Nestern und Adern, die sich im Gelände nur durch das höhere spezifische Gewicht dieses Marmors zu erkennen geben. Diese Barytanhäufungen sind stets in den grob rekristallisierten Marmorpartien anzutreffen und sind deswegen häufig mit Erz und grünen Silikaten vergesellschaftet.

Der Baryt ist weiss, grobkörnig und xenomorph; seine Körner sind unter dem Mikroskop trüb und oft verzahnt. Die Korngrösse beträgt in der Regel 2—6 mm, kann aber bis 2 cm erreichen. Das spezifische Gewicht, welches mit der Westphalschen Waage an kleinen, aus den reinen Lagen abgeschlagenen Stücken gemessen wurde, schwankt zwischen 4,32 und 4,41.

Die Brechungsindizes wurden in Na-Licht an Körnerpräparaten bestimmt:

$$n_z = 1{,}647—1{,}648,\ n_y = 1{,}636—1{,}637,\ n_x = 1{,}636,\ \Delta = 0{,}011—0{,}012\ .$$

Die Drehtischmessungen ergaben: $2V_z = 38°, 40°, 42°, 42°, 42°, 42°$. Senkrecht X verläuft eine vollkommene Spaltbarkeit: sie entspricht (001). Parallel X liegt eine gute Spaltbarkeit in zwei Richtungen (110) und $(1\bar{1}0)$, deren Winkel 78° beträgt und von der O. A. E. halbiert wird. Eine weitere fast ebenso gute Spaltbarkeit verläuft parallel der O. A. E., entspricht also (010). Zwillingslamellen nach (110) und $(1\bar{1}0)$ sind häufig und können wie bei den Plagioklasen in einzelnen Körnern zahlreich auftreten und bisweilen auskeilen.

Sowohl das spezifische Gewicht als auch $2V_z$ zeigen Werte, die von denjenigen des reinen Baryts etwas abweichen. Wahrscheinlich ist das auf eine Cölestin-Beimischung zurückzuführen. Leider konnte die Anwesenheit von Sr nur qualitativ nachgewiesen werden.

Die Barytlagen können bis fast 98% aus Baryt bestehen, sind aber oft durch schmale Kalziteinlagerungen geschichtet. Die Schichten sind bisweilen drusenartig mit Barytkristallen überzogen. Diese weisen jedoch nur selten Kristallflächen auf, und zwar (001) und (110). Der eingelagerte und der angrenzende Kalzit ist dunkelgrau gefärbt. In den Barytlagen gibt es auch Quarz, Epidot, Muskovit, Titanit, Magnetit und Pyrit. Diese Mineralien bilden gewöhnlich Nester innerhalb der Lagen. Die Barytkörner enthalten manchmal Einschlüsse von Karbonat und Muskovit.

Der Baryt weist in der Regel Anzeichen mechanischer Deformation auf, wie undulöse Auslöschung, gebogene Spaltrisse und Zwillingslamellen, Kornrandverzahnung, Kornrandzertrümmerung bis vollständige Zerkleinerung. Kleinkornbildung ist vor allem an den Kornrändern und längs Spaltrissen festzustellen. Lagen mit Baryt wurden als Scherflächen benutzt. In den fein zertrümmerten Partien finden sich hie und da spindelförmige bis ovale Barytporphyroklasten, deren Längsachsen parallel den Scherflächen liegen. Nach der Kataklase hat stellenweise wiederum eine Rekristallisation des Baryts stattgefunden. Hohlräume und Gesteinsrisse sind durch neugebildeten Baryt verheilt.

Die Herkunft des Baryts ist leicht festzustellen. Seine Lagen sind sehr schmal und konkordant, oft feingeschichtet und mit Marmor und Gneisquarzit wechsellagernd; sie lassen sich meist weit verfolgen, und auch wenn sie auskeilen, setzen sie sich wieder fort. Der Baryt ist demnach sedimentogenen Ursprungs. Die wenigen diskordanten Gänge und

Schlieren sowie die Nester und die vereinzelten Körner sind durch Stoffwanderung aus den Barytlagen während der Metamorphose entstanden. Obwohl die Erzgänge in manchen Partien reichlich Baryt führen, halte ich es für wahrscheinlich, dass dieses Mineral nicht mit dem Erz zugeführt wurde, sondern dass es durch die Erzintrusion aus den Barytlagen mitgerissen oder aufgelöst und an anderen Stellen abgesetzt wurde. Dafür spricht die Tatsache, dass sich die Hauptgemenge des Baryts in den konkordanten Lagen befindet.

2. Apatit

Der Vertreter der Phosphate kommt stets akzessorisch vor. In vielen Kalksilikatfelsen und Amphibolitgängen, besonders aber in ihren mit Karbonat begrenzten Kontaktzonen erscheint der Apatit etwas reichlicher und gröber ausgebildet als sonst. Er kann hier partienweise bis 5% des Gesteins ausmachen. Diese Anreicherung muss die Folge einer Phosphatmetasomatose sein.

Der Apatit bildet wasserhelle, meist kleine, gerundete bis ovale, aber auch prismatische Kristalle mit den Flächen $(10\bar{1}0)$, seltener (0001) und $(10\bar{1}1)$. Die länglichen Prismen besitzen eine gute Spaltbarkeit nach (0001). Der niedrigen Doppelbrechung wegen lässt sich die Einachsigkeit meist schwer erkennen. Eine anomale Zweiachsigkeit mit kleinem negativem Achsenwinkel scheint aber als Folge mechanischer Beanspruchung in grösseren Körnern häufig aufzutreten. Die Brechungsindizes haben einen Mittelwert von ca. 1,65.

Apatit kann in Karbonat und in fast allen Silikaten eingeschlossen sein. Kalzitmäntel, die Apatitkörner umhüllen und oft pseudomorph prismatisch ausgebildet sind, lassen erkennen, dass dieses Mineral von Kalzit verdrängt wird.

D. Oxyde

1. Spinell und Rutil

In der Runse (15) bei Nogeri wurde in einem Titanit-Grammatit-Diopsidfels *Spinell* gefunden. Er steckt in Karbonatnestern und bildet bis 5 mm grosse, dunkelgrüne, xenomorphe, bisweilen amöbenförmige Körner. Im Mikroskop erscheint er farblos mit grünlichem Stich und isotrop. Er enthält Einschlüsse von Karbonat, Apatit und Silikaten.

Eine Röntgenpulveraufnahme ermöglichte seine einwandfreie Identifizierung und ergab die Gitterkonstante: $a_0 = 8{,}05 \pm 1\%$ Å. Zum Ver-

gleich sei die Gitterkonstante vom reinen, künstlichen $MgAl_2O_4$ erwähnt: a_0 = 8,59 Å (BACON, 1952). Der Brechungsindex in Na-Licht beträgt: $1{,}729 \pm 1^0/_{00}$, das spezifische Gewicht $3{,}60 \pm 2\%$. Diese Werte ergeben nach dem Diagramm von TRÖGER (1950) eine Zusammensetzung von ca. 95% $MgAl_2O_4$ und 5% $FeAl_2O_4$.

Im Marmor von Porto Ronco (3) und Daila (17) wurden einzelne kleine, hellgrüne, hochlichtbrechende, isotrope Körner beobachtet, die wahrscheinlich Spinell darstellen. Sie kommen zusammen mit Forsterit, Serpentin und Chlorit vor.

Rutil wurde nur ganz vereinzelt im Marmor (1) von San Michele und in einem Amphibolitgang der Cava Mergozzoni gefunden. In Chloritblättern aus dem Marmor von Rio Cannobino kommt er in der Form eines feinen *Sagenit*-Gitters vor.

Das Mineral bildet unregelmässige Körner mit guter prismatischer Spaltbarkeit. Es ist einachsig positiv und zeigt sehr hohe Licht- und Doppelbrechung. Es ist intensiv gefärbt und pleochroitisch:

O = gelblichbraun
E = rötlichbraun E > 0

Im erwähnten Amphibolitgang tritt Rutil auch als kleine Einschlüsse in Titanit auf.

2. Eisenoxyde

Der *Magnetit* ist meistens xenomorph. Die manchmal erscheinenden, idiomorphen Kristalle nach (111), (100) und (110) sind teilweise als Pseudomorphosen nach Pyrit anzusehen. Im Erzmikroskop ist das Mineral grau, zeigt ein recht mässiges Reflexionsvermögen und keine Entmischungslamellen, was auf fehlendes Ti hinweist.

Magnetit findet sich fast überall, aber immer in kleinen Mengen. Er ist in der Regel mit Sulfiden vergesellschaftet, die er verdrängt und oft umhüllt. In grossem Ausmass erscheint er in Candoglia, wo er den Hauptgemengteil der Erzgänge darstellt. Er bildet hier bis viele mm grosse, unregelmässige, zackige, verästelte bis skelettartige und von vielen Rissen durchzogene Körner, die oft löcherig sind. Die Äste benachbarter Körner verschmelzen, und es entsteht ein unregelmässiges Netz. In dessen Lücken und in den Löchern der Körner stecken Karbonat, Silikate oder Sulfide. Von den Erzgängen aus hat der Magnetit allein oder mit Sulfid partienweise den angrenzenden Marmor imprägniert. Er scheint sich gleichzeitig mit dem Magnetkies, häufig aber nach diesem gebildet zu haben.

Magnetit wandelt sich gerne in Hämatit und Limonit um.

Der im Durchlicht dunkelblutrote *Hämatit* zeigt sehr selten Kristallflächen nach (0001), die glänzend weiss reflektieren, sowie Zwillingsla-

mellen nach $(10\bar{1}1)$. Öfters bildet er Pseudomorphosen nach Pyrit. Manchmal sind seine Körner zonar, wobei rote und schwarze Schichten wechsellagern. Das Mineral tritt weniger häufig auf als die Sulfide und der Magnetit und scheint diese Erze zu verdrängen. In Candoglia bildet es, allerdings sehr untergeordnet, auch Imprägnationen im Marmor, wie zum Beispiel beim Aplitgang im Bruch (25). In Kontaktzonen von Amphibolitgängen entstehen aus zerfallenden Mafiten feine, netzartige Adern von Hämatit und Limonit.

Der *Limonit* bildet im Durchlicht gelblichrote, gelbbraune bis braune Körner, die meistens mit anderen Erzen verwachsen sind und bisweilen Pseudomorphosen nach Pyrit aufweisen. Die Körner bestehen vorwiegend aus *Nadeleisenerz*, das in Form anisotroper, geradauslöschender Nadeln erscheint. Eng damit verwachsen treten bisweilen braunrot durchscheinende, isotrope Massen auf, die wahrscheinlich ein *Eisenhydroxyl-Gel* darstellen.

Verwitterte, mafitreiche Gesteinspartien enthalten oft viel Limonit.

E. Sulfide und Sulfosalze

Pyrit, Magnetkies und Kupferkies

Der *Pyrit* ist im schrägen Auflicht an der hellmessinggelben, im Erzmikroskop an der lichtgelben Farbe und dem sehr hohen Reflexionsvermögen zu erkennen. Er ist zumeist xenomorph, oft erscheinen aber idiomorphe Kristalle mit (100) und (210). Von Candoglia erwähnt Boeris (1890) Pyritkristalle mit (210) und (100), Tacconi (1911) solche mit den gleichen Flächen sowie (110) und Camisasca (1941) auch solche mit (421), (522) und (920).

Das Mineral hat zweierlei Herkunft: 1. Primärsedimentogener Pyrit kommt vereinzelt aber regelmässig vor. Er ist auch in den reinen Marmoren zu finden und kann bisweilen bis mehrere cm grosse Konkretionen bilden. 2. Sekundärer Pyrit tritt in metasomatisch umgeprägten Gesteinen (z. B. Kalksilikatfelsen) sowie in Amphibolitgängen, Erzgängen und in mit Erzlösungen durchtränkten Marmorpartien auf.

Magnetkies erscheint im Auflicht hellbronzegelb mit ziemlich hohem Reflexionsvermögen. Er ist immer xenomorph und zeigt im Anschliff eine gute Spaltbarkeit nach (0001) und senkrecht dazu eine weniger deutliche nach $(11\bar{2}0)$. Er ist schwach magnetisch.

Der Magnetkies könnte ebenfalls doppelten Ursprungs sein. Eine sedimentäre Herkunft lässt sich jedoch nicht nachweisen; Magnetkies ist wohl in unveränderten Sedimenten nicht so selten wie früher angenommen wurde, er könnte aber in vorliegendem Fall aus Pyrit bei niedrigem

S-Partialdruck und Erwärmung in einer früheren Phase der Metamorphose entstanden sein. Jedenfalls nahm der Anteil von Magnetkies während der metasomatischen Vorgänge merklich stärker zu als jener von Pyrit, wie es auch aus der Tabelle 5 ersichtlich ist.

Der selten vorkommende *Kupferkies* erscheint im Anschliff stark glänzend und deutlicher gelb gefärbt als der Pyrit. Er wurde in winzigen Mengen bei Amphibolitgängen im obersten Valle di Bordei, etwas häufiger in den Erzgängen von Candoglia beobachtet. Er wird oft von etwas *Malachit* begleitet.

Die Sulfide bilden in den Erzgängen von Candoglia bis mehr als 10 cm grosse Aggregate. Der Magnetkies ist hier häufiger und hat sich später gebildet als der Pyrit; denn dieser wird mehrfach von jenem umschlossen. Nach der Bildung des Magnetkieses entstand wiederum wenig Pyrit, der allein oder zusammen mit Karbonat Risse der Sulfidaggregate ausfüllte. Der Kupferkies findet sich bei den Erzgängen in Form feiner Adern und Einschlüsse in Magnetkies (Fig. 9), seltener in vereinzelten Körnern.

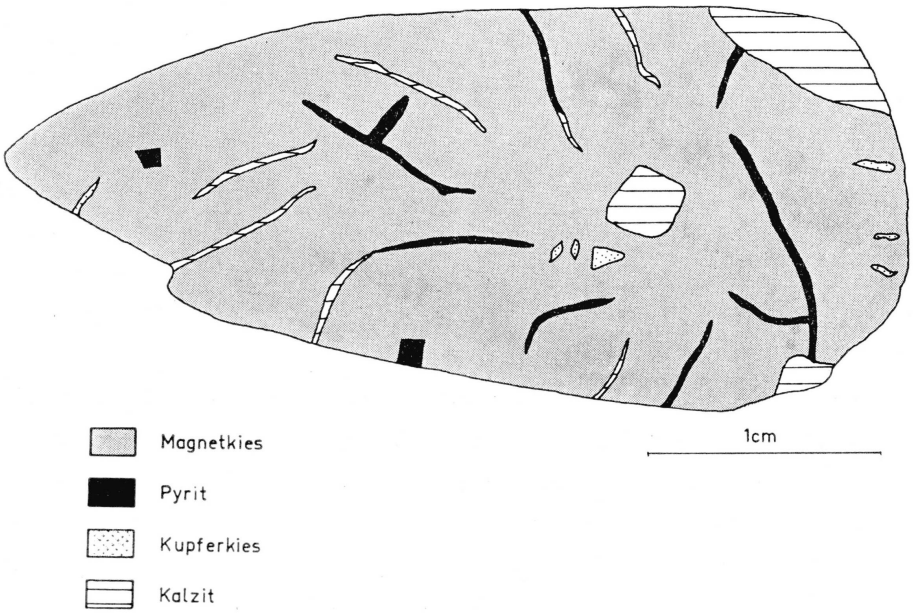


Fig. 9. Anschliff einer Probe aus einem Erzgang der Cava Cornovo, Candoglia.

Verbreitet ist eine Sulfidanreicherung in Scherzonen, Gesteinsrissen und Schichtflächen. Ausserdem können Marmore, Kalksilikatfelse und Amphibolitgänge von Sulfiden und Magnetit imprägniert sein, wie es bei den Erzgängen von Candoglia häufig der Fall ist. Das Erz dringt dann zwischen die Korngrenzen und -risse hinein und bildet netzartige Formen. Pyrit scheint auch hier die erste Bildung darzustellen. Ein oft be-

obachteter, hoher Sulfidgehalt der Kontaktzonen ist meistens dem Zerfall von Mafiten zuzuschreiben.

Die gewöhnlichste Umwandlung der Sulfide führt zu Magnetit, Hämatit und Limonit. Der Pyrit wandelt sich selten auch in *Markasit* um. Der Magnetkies wird unter Umständen von Pyrit oder selten von Kupferkies verdrängt. Er zeigt bisweilen die sogenannten „*Vogelaugenstrukturen*". Diese Gebilde bestehen aus einem extrem feinkörnigen Mineral, das gewöhnlich als Markasit gedeutet wird.

Die Sulfide der Erzgänge haben ebene bis wenig verzahnte Kornränder und zeigen keine Deformation. In den Mylonitmarmoren wurden sie fein zertrümmert. Nach der Kataklase setzte eine Rekristallisation ein. In Gesteinsrissen und Scherflächen häufte sich Sulfid an und bildete Adern und Schlieren.

F. Elemente

Graphit

Er bildet opake, im auffallenden Licht stark glänzende, lichtbraungrau gefärbte, selten hexagonale Blättchen oder Leisten und lappige bis gerundete Körner, deren Ränder manchmal geschwärzt sind, eventuell durch Absorption von Erzstaub. Sein spezifisches Gewicht ist niedriger als 2,53.

Graphit findet sich in manchen Aufschlüssen mengenmässig unbedeutend. Im Aktinolith-Diopsidfels der Alpe Terza (18) und im Marmor von Niva (12) wurde er aber lokal auffallend häufig getroffen. Er erscheint hier in unregelmässigen Körnern oder langen, meist gebogenen Säulen und Blättchen, die an den Korngrenzen und in Gesteinsrissen angehäuft sind, andere Mineralkörner umschliessen und netzartig miteinander verbunden sein können.

3. PETROGRAPHISCHER TEIL

1. Kalzit-, Dolomit- und Silikatmarmore

Die Marmore der Kinzigitzone zwischen Ascona und Candoglia sind, obschon sie weit auseinander liegen, recht einheitlich. Extreme Typen, wie reine Marmore oder solche mit einem stark vorherrschenden Silikat sind selten und nur lokal anzutreffen. Wie die Tabelle 4 zeigt, ist der Gehalt an Diopsid, Strahlstein und Titanit fast allen Vorkommen ge-

Tabelle 4. *Mineralzusammensetzung der Marmore und*

Aufschluss-Nr.	Lokalität	Kalzit	Dolomit	Quarz	Kalifeldspat	Albit	bas. Plagioklas	Ba-Feldspäte	Diopsid	Strahlstein	Hornblende	Zoisit-Klinozoisit	Pistazit	Phlogopit	Biotit	Muskovit
1	San Michele	67	4	2		1	3		4	6				8		A*
2	San Michele	67		2	2	1	6		2	6		2		3		
3	Porto Ronco-Moscia	63		1	A	1	A	1	3	6		1		5		2
4	Ronco	62		4	6		9		4	3						
5	Fontana Martina	63			7		7		7	7						
7	Val Sacro Monte	71	2	2	2		1		4	3	A	2	1	1	A	1
8	Valle di Bordei	68		3	4		4		3	5		4		2		A
9	Valle di Bordei	73		3	A	1	2		2	3	2	2	A	A		A
10	Gridone	77		4					2	5					A	1
11	Valle del Boschetto	74		A	2				8			1	4			
12	Niva	66		1	6		8		4	4		1				1
13	Monte Cotto-Rio Orasso	64	3	2	5		5		4	6		1		2		A
14	Rio Cannobino	48	25	1		A			1	4	A			3		
15–16	Nogeri-Daila	71		4	3		1		A	4		2	2	2		
17	Nogeri-Daila	85							1	1						
18	Alpe Balmo	66			5				4	4				7		
19	Alpe Terza	81														
20	Alpe Marsciei	75		4	4		1		3	1		1				2
20a	Rio Pogallo	70		5	1		3		4	3		4				
21	Alpe Belmello	86		2	1					3			2	2		A
23	Cava Mergozzoni	60	10	3	A		A	2	2	3	A	A	1	1		1
24	Cava Cornovo	60	14	1		A		A	3	4	A		A	4		
25	Kleiner Bruch	64	5	2		A	A	2	2	3	2	1	2	1		A
26	Cava Madre	62	10	2	1		2	A	3	2	1	1	1	3		

* Akzessorisch

mein. Mengenmässig stark schwankende Gemengteile sind Dolomit, basischer Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Phlogopit, Epidot, Forsterit, Baryt, Skapolith, Eisensulfid und Magnetit. Diese können partienweise zu Hauptgemengteilen werden.

Die Korngrösse der reinen Typen, die keine nachträgliche Rekristallisation oder Kornzerkleinerung aufweisen, beträgt 2—5 mm. Die Struktur ist ausgesprochen granoblastisch (Pflasterstruktur). Bei den Silikatmarmoren herrscht ein stark heteroblastisches Gefüge vor. Die Karbonat-

Silikatmarmore der Kinzigitzone zwischen Ascona und Candoglia.

Aufschluss-Nr.	Lokalität	Forsterit	Klinohumit	Serpentin	Chlorit	Skapolith	Titanit	Granat	Turmalin	Baryt	Apatit	Pyrit	Magnetkies	Magnetit	Hämatit	Graphit
1	San Michele			A	A		1				A	1	1			
2	San Michele				1	1	2				1	1	2			
3	Porto Ronco-Moscia	3		1	2		2	A		1	1	2	1	1	1	
4	Ronco					2	3					2	1	2	1	
5	Fontana Martina						3					1	2	2		
7	Val Sacro Monte	A		1	A	1	2	A			1	1	1	A	A	
8	Valle di Bordei						2		A		1		2	A		
9	Valle di Bordei				1	1	2				1	2	1	A	1	
10	Gridone						2			2	1	2		2	1	
11	Valle del Boschetto					5	4				1					
12	Niva					1	3		A		1		2	2	1	3
13	Monte Cotto-Rio Orasso					A	2		A		A		2	A	A	1
14	Rio Cannobino	3	A	3	3	A	A				A	3	1	1	A	
15–16	Nogeri-Daila	2		A	1		2				1	A	3	A		
17	Nogeri-Daila	2		8							1			2		
18	Alpe Balmo					7	4					3				
19	Alpe Terza	8	A	3	1								2	2		2
20	Alpe Marsciei						2				1		2	2	1	
20a	Rio Pogallo					3	3	1					2	1		
21	Alpe Belmello						1			2						
23	Cava Mergozzoni	A			A		2	A	A	3	A	3	1	2	1	
24	Cava Cornovo	A		A	1		A		A	1	A	1	2	3	1	
25	Kleiner Bruch	1			1		1			2	A	3	2	2	2	
26	Cava Madre	A		1	A	2	1	A		1	A	1	1	1	1	

körner sind meistens miteinander zackig oder buchtig verzahnt. Die Textur ist massig.

Die Farbe der Marmore ist von der Mineralzusammensetzung und dem Grad der Deformation und der Verwitterung abhängig. Reine Kalzitmarmore sind schneeweiss, reine Dolomitmarmore hellgrau, selten weiss. Silikate und Erze in grosser Menge färben das Gestein grau. Reichtum an Mg-Fe-Silikaten hat eine grüngraue bis graugrüne Farbe zur Folge. Die bei den deformierten Marmoren auftretenden Farben werden im

Tabelle 5. *Mineralzusammensetzung der Kalksilikat-*

Aufschluss-Nr.	Lokalität	Kalzit	Quarz	Kalifeldspat	Albit	bas. Plagioklas	Ba-Feldspat	Diopsid	Strahlstein	Hornblende	Zoisit-Klinozoisit	Pistazit	Phlogopit	Biotit	Muskovit
2	San Michele	18	8			9		11	14	4	13			4	
3	Porto Ronco-Moscia	15	5					45	12		13				
7	Val Sacro Monte	15	4	2	2	5		25	5	4	10	2		A	3
9	Valle di Bordei	19	4	3	2	5		8	9	8	12	8			A
11	Val del Boschetto	10	4	4		4		55		1	4				
12	Niva	7	8	9		18		18		8	13				4
13	Monte Cotto-Rio Orasso	15				22			25		8	7	18		
14	Rio Cannobino	13	6	1		13		25	3	8	6	4			
15–16	Nogeri-Daila	20			4	1		35	14	4	4	2			2
17	Nogeri-Daila	25						42	9				8		
19	Alpe Terza	12				3		52	18		5				
20a	Rio Pogallo	17	5	10	5	3		16	6		10				
21	Alpe Belmello	9	6				15		6		25	20			5
22	Velina	14		2		3		60	13						2
23	Cava Mergozzoni	8	13	15		12	1	9			12	5			1
24	Cava Cornovo	19	3	4	2	8	1	28	8	1	6	2		1	
25	Kleiner Bruch	33	4			3	6	4	9	2	5	5	8		2

nächsten Kapitel erörtert. Bei der Verwitterung scheidet sich der Eisengehalt des Dolomits und der Silikate aus, und so entstehen gelbliche oder bräunliche Farben.

Verbreitet ist eine Rosafärbung, die bei verhältnismässig reinen Kalzitmarmoren auftritt. Sie ist meist licht und nuanciert ins Bräunliche, Violette oder Gelbliche und geht allmählich in Schneeweiss über. Wie früher ausgeführt, wurde im Gelände festgestellt, dass die rosa gefärbten Bänder stets von grauen begleitet und beide an anwesende oder verdrängte Amphibolitgänge gebunden sind (Fig. 4, S. 180).

Mit dem Chemismus und der Färbung des Hauptmarmors von Candoglia hat sich Camisasca (1941) befasst. Auf Grund chemischer Analysen kommt diese Autorin zum Schluss, dass die Rosafarbe einer Beimischung von Fe in Form von Hämatit zu verdanken ist (siehe Tab. 6). Andere Metalle wie Co, Mn und Li, die frühere Autoren für diese Färbung verantwortlich machten, können nicht in Frage kommen. Durch Färbreaktionen mit Kaliumrhodanit und Ferrocyankalium konnte ich

felse der Kinzigitzone zwischen Ascona und Candoglia.

Aufschluss-Nr.	Lokalität	Forsterit	Serpentin	Chlorit	Skapolith	Titanit	Granat	Baryt	Apatit	Pyrit	Magnetkies	Magnetit	Hämatit	Spinell	Graphit
2	San Michele				9	6					4				
3	Porto Ronco-Moscia			A		2				2	1	2	2		
7	Val Sacro Monte				5	7	4		2		3	A	1		
9	Valle di Bordei					9			3	A	6	2	A		
11	Val del Boschetto			4	5						6	3			
12	Niva					6			2		4	3			
13	Monte Cotto-Rio Orasso					4			1						
14	Rio Cannobino		4			7			2	2	2	4			
15–16	Nogeri-Daila	1				4			3		2	2		2	
17	Nogeri-Daila	1	10	1							1	3			
19	Alpe Terza								2						8
20a	Rio Pogallo				10	5	8		1		2	2			
21	Alpe Belmello							10					4		
22	Velina			1		4			1						
23	Cava Mergozzoni			1		4			1	4	4	2	4		
24	Cava Cornovo	1		1		5			2	2	3	1	1		
25	Kleiner Bruch					3	1	2	1	3	2	1	5		

im rosa Marmor immer einen höheren Eisengehalt konstatieren als im weissen Marmor.

Um den Chemismus des Nebenmarmors festzustellen, wurde eine quantitative Analyse einer Marmorprobe aus der NW-Partie der Cava Cornovo durchgeführt. Das Resultat ist in der folgenden Tabelle 6, zusammen mit den drei Analysen von Camisasca, angegeben.

Aus der Tabelle ist ersichtlich, dass das Mg im weissen Marmor 4 nur in Spuren, im rosa 3 in sehr kleiner Menge und im grauen 2 etwas häufiger enthalten ist; im Marmor 1 wird es aber zu einer Hauptkomponente. Der Fe-Gehalt ist im Marmor 4 trotz des stets vorhandenen Erzes unbedeutend; in den Marmoren 2 und 3 steigt er ein wenig, im Marmor 1 stark an. Der rosa und graue Marmor enthält neben sehr wenig Al_2O_3 verhältnismässig viel SiO_2, das als Quarz vorliegt. Der Marmor 1 führt hingegen keinen freien Quarz, weil die ursprünglich im Sediment enthaltene Kieselsäure zur Bildung von Mg-Silikaten verbraucht wurde.

Tabelle 6

	1 Dolomit-Marmor	2 Grauer Marmor	3 Rosa Marmor	4 Weisser Marmor
SiO_2	0,82	2,10	1,16	0,45
Al_2O_3	0,63	0,42	Sp.	0,08
Fe_2O_3	4,83	0,52	0,56	
MnO	—		0,05	0,05
MgO	18,37	0,60	0,31	Sp.
CaO	30,72	54,08	54,88	55,50
CO_2	44,68	43,20	43,24	43,70
Na_2O	Sp.	?	?	?
K_2O	Sp.	?	?	?
	100,05	100,92	100,20	99,78

1 Analytiker: H. Schwander
2, 3 u. 4 Analytiker: O. Camisasca

Die Berechung der Analyse 1 ergab folgendes Resultat:

Tabelle 7

	Gew.-%	
$CaCO_3$	6,70	Kalzit
$CaMg(CO_3)_2$	83,30	Dolomit
$CaFe(CO_3)_2$	5,00	Ferrodolomit
	95,00	Karbonate
Fe_2O_3	3,00	Eisenerze
SiO_2	0,82	Amphibol
Al_2O_3	0,63	Plagioklas
MgO	0,20	Phlogopit
CaO	0,30	
$Na_2O + K_2O$	Sp.	
	99,95	

Die Moleküle $CaMg(CO_3)_2$ und $CaFe(CO_3)_2$ bilden Mischkristalle von eisenhaltigem Dolomit mit der Formel $Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$ und mit einem Mischungsverhältnis $CaFe(CO_3)_2 : CaMg(CO_3)_2 = 5 : 83{,}3 = 1 : 16{,}7$.

Die wichtigsten Vorkommen dolomitreicher Marmore finden sich in den NW-Partien der Aufschlüsse Candoglia und Rio Cannobino. An anderer Stelle ist der Dolomit nur in schmalen Lagen und Schlieren im Kalzitmarmor angereichert.

Partien des Dolomitmarmors, die primär Alumosilikate führten, wurden während der Metamorphose entdolomitisiert. Dabei bildeten sich Mg-Silikate ohne oder mit Al, wie Forsterit, Phlogopit, Diopsid, Amphibol, Serpentin und Chlorit sowie Kalzit. Diese Mineralien bilden Lagen, Linsen und Schlieren, die im Dolomitmarmor eingelagert sind. Metasomatische Vorgänge haben ebenfalls eine Entdolomitisierung des Nebenmarmors, aber auch eine, allerdings sehr beschränkte, lokale Dolomitisierung des Hauptmarmors hervorgerufen. Die Silikatmarmore führen nie Dolomit.

Die Marmore verdanken ihren Mineralbestand teils der ursprünglichen chemischen Zusammensetzung der mergeligen und sandigen Mutterkalksteine, teils der weitgehenden mit der Metamorphose zusammenhängenden Stoffzufuhr. Als primär vorhandene Elemente können Ca, Mg, Ba, Si, Fe, Al, C, Ti und P angesehen werden; Si, K, Na, Fe, S, B, Cl, F, OH und Cu dürften metasomatisch zugeführt worden sein.

2. Die Deformation der Marmore und ihre Produkte

In den besonders leicht deformierbaren Marmoreinlagerungen der Kinzigitzone zeichnen sich deutlich erkennbare Differentialbewegungen ab. Die Marmore wurden dabei mehr oder weniger stark durchbewegt, zertrümmert und in diaphthoritische Typen verwandelt.

Von der Kataklase wurden vorwiegend die mehr oder weniger reinen Marmore betroffen. Durch sehr starke Bewegungen wurden Silikatmarmore und silikatische Nebengesteine ebenfalls deformiert. Die entstandenen Kataklasite sind sowohl *Mylonite* als auch *Ultramylonite* und *Gangmylonite*.

Ein Ultramylonit unterscheidet sich dadurch von einem Mylonit, dass er aus einer extrem feinen Masse besteht, die unter gekreuzten Nicols isotrop erscheint. Die Isotropie weist auf eine weit unter der Schliffdicke liegende Korngrösse hin und entsteht durch die Überlagerung der Körnchen und die daraus resultierende optische Kompensation.

Die Farbe der Kataklasite ist weiss oder grau bis schwarz. Je feiner die Körner zertrümmert sind, desto dunkler wird die Farbe. Das fein pulverisierte Erz, das oft in grosser Menge in diesen Gesteinen auftritt, ruft sicher eine graue Färbung hervor; die auffallende Schwärzung der Ultramylonite ist aber auf die Beschaffenheit der extrem feinen Masse, die alle Lichtwellenlängen absorbiert, zurückzuführen.

Je nach dem Deformationsgrad bleiben wechselnd viele und verschieden grosse Porphyroklasten bestehen. Als porphyroklastische Silikate treten Mikroklin, Strahlstein, Diopsid, basischer Plagioklas, Skapolith, Titanit, Phlogopit, Epidot und Quarz auf. Schwächer zertrümmerte Mylonitmarmore enthalten viele Karbonatporphyroklasten.

Die Ultramylonite werden immer von Myloniten begleitet. Durch Wechsellagerung von feinerem und gröberem Karbonat resultiert ein schlieriger oder gebänderter Aufbau (Tafel I, Fig. 2).

Bei gleichmässig starker Zertrümmerung und nachträglicher Zementierung entstehen dunkelgraue bis fast schwarze, kompakte, an Kalke erinnernde Ultramylonite mit muscheligem Bruch (Valle del Sacro Monte). Diese bilden konkordante Bänder, die bis 25 cm dick werden. Gewöhnlich findet man aber mehrere parallel verlaufende, dünne Bänder, die untereinander durch ein System spitzwinklig sich schneidender Adern netzartig verbunden sind. Bisweilen erscheinen auch schwarze, bis 10 cm dicke Gänge, die sich unregelmässig erweitern und sich um härtere Silikatpartien biegen oder sie umschliessen. Sie zeigen oft Fliessstrukturen durch die Verteilung von Erz- und Silikattrümmern. Die Gänge intrudieren in das Nebengestein und lösen sich in diesem netzartig auf. Diese Bildungen werden als Gangmylonite bezeichnet und sind stets an eine komplizierte Kleintektonik gebunden.

Die Genesis der Gangmylonite (Pseudotachylite des angelsächsischen Sprachgebietes), die ähnlich wie eruptive Adern die Gesteine durchsetzen, ist immer noch nicht vollständig abgeklärt. Von vielen Autoren wurde Schmelzung infolge von Reibungswärme angenommen. Andere Autoren (Bearth, 1933; Willemse, 1937; Zawadyński, 1952) konnten nachweisen, dass diese Bildungen nie in geschmolzenem Zustand vorgelegen haben. Die oft vorkommende fluidale Textur und der schlierige Aufbau können wohl dadurch erklärt werden, dass infolge der Kornfeinheit und eventuell durch das Hinzukommen einer Lösungsphase die bis zu Mehl zerriebene Masse zu einer beweglichen Paste wird, die als solche in offene Fugen hineingepresst wird.

Ultramylonite und Gangmylonite können nach dem Aspekt meist schwer auseinandergehalten werden und gehen ineinander über. Sie stellen Produkte des gleichen tektonischen Vorgangs dar.

Es scheint, dass verschiedenartige Faktoren zu ihrer Bildung führen können. Betrachten wir den Ultramylonit, der sich auf der Aussenfläche des Spessartits von Niva gebildet hat, so sehen wir, dass die Deformation des Karbonats unmittelbar am Kontakt mit dem Ganggestein am intensivsten ist und mit dem Abstand allmählich abnimmt (Tafel III,

Fig. 6). Eine Einwirkung des Spessartits, der gegen das Karbonat hin stark durchbewegt, zerschert und epidotisiert ist, liegt nahe. Es ist wahrscheinlich, dass das Eruptivgestein während oder unmittelbar vor der Kataklase emporgestiegen ist und dass die Deformation des Karbonats sowohl durch Wärmezufuhr als auch chemisch durch Entnahme von Ca intensiviert wurde.

In fast allen Vorkommen zeigen die Marmore eine mehr oder weniger starke Zertrümmerung, die in bestimmten Zonen zur Bildung von Mylonite führt. Fein zertrümmerte Mylonite und Ultramylonite finden sich in den Marmoren von San Michele (2), Ronco (4), Fontana Martina (5), Val Sacro Monte (7), oberstem Valle di Bordei (8, 9), Niva (12), Rio Orasso (13), Rio Cannobino (14), Nogeri (15, 16) und Alpe Marsciei (20). Gangmylonite wurden in den Vorkommen (7), (8), (12) und (16) beobachtet.

3. Kalksilikatfelse und ihre Entstehung

Diese Gesteine sind ständige Begleiter der Marmore. Sie finden sich vorwiegend in deren Randzonen sowie in den Kontakten Marmor-Gneis oder Marmor-Amphibolit. Zuweilen bilden sie bis 1 m breite Zonen zwischen Marmor und Gneis.

Wie aus der Tabelle 5 ersichtlich ist, bestehen die Kalksilikatfelse fast aus den gleichen Mineralien wie die Marmore. Sie unterscheiden sich von diesen durch das Zurücktreten oder völlige Verschwinden des Karbonats, das nur von Kalzit vertreten ist, und durch die entsprechende Zunahme der Ca-Mg-Silikate. Turmalin wurde nicht beobachtet. Der weit häufigste Bestandteil ist Diopsid. Er baut auch fast reine Diopsidfelse auf (Tafel V, Fig. 9), wird aber in der Regel von grossen Mengen von Strahlstein oder Gliedern der Epidotgruppe begleitet. Häufig sind auch Felse, bei denen Strahlstein, Epidot oder basischer Plagioklas stark überwiegen. Quarz, Titanit und Kalifeldspat sind oft vorhanden und können zu Hauptgemengteilen werden. Phlogopit, Skapolith, Ba-Feldspat, Serpentin und Granat treten zwar in wenigen Felsen, aber dann in grosser Menge auf.

Bei der Entstehung der Kalksilikatfelse haben metasomatische Vorgänge stets eine bedeutende Rolle gespielt. Man kann jedoch folgende vier genetische Gruppen unterscheiden.

1. Kalksilikatfelse, die aus mergeligen, tonigen und sandigen Einlagerungen der ursprünglichen Kalke und Dolomite hervorgingen. Sie bilden konkordante, mitgefaltete, meist durch Gebirgsdruck linsenför-

mig, boudinartig oder schlierig ausgebildete Lagen. Sie bestehen aus wechselnden Mengen von basischem Plagioklas, Grammatit, Klinozoisit, Diopsid, Titanit und Granat. Eisensilikate sind selten. Kalzit und Quarz sind meist reichlich vorhanden. Mit steigendem Gehalt an schlieriglagig verteiltem Quarz entstehen gneisartige Typen.

2. Kalksilikatfelse, die veränderte Teile der angrenzenden Gneise darstellen. Sie haben Ca und Mg aus dem Marmor oder aus den kalkigen Einlagerungen der Muttergesteine der Gneise bezogen. Ihr Chemismus ist durch höheren Fe- und Al-Gehalt gekennzeichnet als jener der ersten Gruppe, was das Hinzutreten von gefärbten Amphibolen und Pistazit zur Folge hat. Kalzit fehlt in der Regel. Diese Felse bilden gewöhnlich einige mm breite Zonen oder auch Knollen und Linsen zwischen Gneis und Marmor (Tafel V, Fig. 10). Stehen grosse Mengen von Mg und Fe zur Verfügung, so bilden sich amphibolitartige Typen aus Hornblende, basischem Plagioklas und Titanit sowie kleinen Mengen von Biotit, Epidot und Quarz. Vielen Amphibolitlagen, die in den Marmoren und den angrenzenden Biotitgneisen eingelagert sind, darf eine solche Herkunft zugesprochen werden. Gegen kalzitreiche Partien wird die Hornblende immer von diopsidischem Pyroxen, Epidot und Aktinolith ersetzt.

3. Kalksilikatfelse, die durch Einbau von Ca veränderte Amphibolite darstellen. Sie bilden wechselnd dicke Kontaktzonen (Tafel II, Fig. 3 und 4). Sie entstehen durch Umwandlung der Hornblende, worauf eben hingewiesen wurde. Bei den Orthoamphiboliten bildet sich in den Kontaktzonen neben Pyroxen, basischem Plagioklas, Epidot und Aktinolith auch viel Titanit. Viele Amphibolitgänge führen in ihren Kontaktzonen nur Epidot, Titanit, Aktinolith und alkalireiche Feldspäte (Tafel III, Fig. 5), eventuell auch reliktischen Pyroxen. Sie wurden entweder retrograd metamorphosiert, oder sie intrudierten nach der katathermalen Phase der Metamorphose.

4. Mächtige Zonen von metasomatischen Kalksilikatfelsen. Bei ihrer Entstehung hat Stoffzufuhr die Hauptrolle gespielt. Felse, die bis zu 90% aus Diopsid, ferner aus Strahlstein, Phlogopit, Epidot und basischem Plagioklas bestehen, dürfen zu dieser Gruppe gerechnet werden. Sie bilden Linsen und Nester zwischen Marmor und Gneis oder zwischen Marmor und Amphibolit. Diese Gesteine werden dabei von den Felsen aufgezehrt und oft in reliktischen Schollen darin eingeschlossen (Fig. 5).

Durch spätere Metasomatose wurden Strahlstein-Diopsidfelse und Silikatmarmore von Klinozoisit und etwas seltener von Skapolith gang-

oder aderartig durchzogen. Manchmal kommen diese Mineralien gemeinsam vor, wobei die Salbänder der Gänge und Adern von Klinozoisit, die Kernzonen von Skapolith bevorzugt werden (Taf. I, Fig. 1). Der Diopsid zeigt gegen diese Mineralien korrodierte Korngrenzen. Die Verdrängung kann so weit fortgeschritten sein, dass Klinozoisit- und Skapolithfelse entstehen. In diesen sind stets Karbonat und Quarz beigemischt.

Metasomatische Kalksilikatfelse führen wechselnde Mengen von kalkarmen oder kalkfreien Alumosilikaten, wie Mikroklin, saurem Plagioklas, Ba-Feldspat sowie von Quarz. Diese Mineralien können zu Hauptgemengteilen werden (Tafel IV, Fig. 8).

4. Amphibolite in den Marmoren

Solche Gesteine treten stellenweise sehr häufig auf. Nach Lagerungsverhältnissen und Form können sie in drei Gruppen eingeteilt werden: 1. Konkordante Lagen, die meistens mit den Nebengesteinen intensiv verfaltet sind (Tafel VII, Fig. 12). 2. Diskordante Gänge und 3. Knollen-, oval- oder linsenförmige Schollen, die in deformierten Marmoren tektonisch eingeschlossen sind (Tafel II, Fig. 3 und 4).

Die Mächtigkeit der Amphibolite beträgt gewöhnlich 1 bis 10 cm, kann aber bisweilen 30 cm erreichen. Die Struktur ist grano-nematoblastisch. Der Mineralbestand ist ziemlich einheitlich: Hornblende und Plagioklas sind Hauptgemengteile. Die Hornblende gehört zu der grünen, gemeinen Varietät und macht 40—70%, gelegentlich bis 90% des Gesteins aus. Der Plagioklas ist in den meisten konkordanten Lagen und den Einschlüssen durch Labradorit bis Anorthit vertreten. In anderen Lagen und Gängen ist er meist Oligoklas. Titanit ist fast ständig und meist reichlich vorhanden. Bei den dickeren Lagen und Gängen tritt Biotit in wechselnden Mengen auf. Weitere Gemengteile, die gelegentlich vorkommen, sind Pistazit, Mikroklin, Pyroxen und Quarz. Zuletzt sei der Apatit erwähnt, der zwar in kleinen Mengen, aber stets vorhanden ist.

Manche Amphibolite von Candoglia, aus der obersten Valle di Bordei und vom Gridone führen als Hauptgemengteile arfvedsonitische Hornblende, sauren Plagioklas und Mikroklin; sie sind folglich alkalibetont. In Candoglia werden manchmal die gewöhnlichen Feldspäte dieser Gesteine teilweise oder ganz durch Ba-Feldspäte ersetzt.

Die diskordanten Gänge von Candoglia weisen besondere Merkmale auf. Sie sind die mächtigsten und nicht verfaltet. Einige von ihnen

zeigen sogar eine reliktische porphyrische Struktur: Linsenförmige Aggregate von Hornblendeprismen schwimmen in einer Grundmasse von kleineren Hornblendestengeln, Biotitblättchen und saurem Plagioklas. Die Grundmasse zeigt jedoch die übliche grano-nematoblastische Struktur.

Die eruptive Natur dieser Gänge steht fest. Hingegen kann dort, wo eine eindeutige primäre Diskordanz fehlt, kein sicherer Schluß auf die Herkunft gezogen werden. Der beträchtliche Titanitgehalt vieler Amphibolite, der wahrscheinlich auf die Umwandlung von Rutil und Ilmenit zurückzuführen ist, spricht insofern gegen eine Paranatur, als ein großer Ti-Reichtum in Amphiboliten allgemein als ein typisches Merkmal für magmatische Herkunft angesehen wird. Wie aber im vorigen Kapitel ausgeführt, wurde im Gelände und unter dem Mikroskop beobachtet, dass Biotitgneis und Amphibolit durch Übergänge verbunden sein können. Diese Tatsache und das ziemlich regelmässige Auftreten von konkordanten Amphibolitlagen sprechen für sedimentogene oder tuffogene Herkunft.

Schilling (1957) betrachtet auf Grund der Basizität der Plagioklase alle basischen Gänge von Candoglia als Eruptiva der Ivreazone. Burri und de Quervain (1934) stellten basische Gänge bei Brissago ebenfalls zur Ivreazone. Eine gleiche Annahme für die jüngeren und niedriger metamorphen Gänge von Candoglia scheint nicht begründet zu sein. Ihre geringe Entfernung vom Granit des Mont Orfano weist eher auf eine Verwandtschaft zur spätherzynischen Intrusion von Baveno hin als auf eine solche zur hochmetamorphen Ivreazone.

Die wenigen Daten über die weiter oben erwähnten alkalireichen Amphibolite von Candoglia und des Gridonegebietes lassen leider keine Schlussfolgerungen über die Herkunft zu. Die Frage der Beziehung zu dem von Bearth (1932) beschriebenen Gangsystem des Malcantone oder zu den von Parker (1926) aus dem Granit von Baveno beschriebenen spessartitischen und camptonitischen Gängen muss daher offen bleiben. Die lokal gesteigerten Alkaliverschiebungen, welche während der Metamorphose im ganzen untersuchten Gebiet stattgefunden haben, dürften für die Alkalinität dieser wenigen Einlagerungen verantwortlich gemacht werden. Dafür spricht die Tatsache, dass der ägirinhaltige Augit randlich und aderartig $NaFe^{III}$-reicher ist, was auf nachträglichen Einbau dieser Kationen hinweisen mag. Eine analoge und sicher durch Stoffverschiebung zustandegekommene Erscheinung ist die Anwesenheit von Amphibolitgängen, die als leukokrate Gemengteile Ba-Feldspäte führen.

5. Mineralassoziationen und metamorphe Fazies

ESKOLA (1939) gab folgende Definition der metamorphen Fazies:

„Zu einer bestimmten Fazies werden die Gesteine zusammengefügt, welche bei identischer Pauschalzusammensetzung einen identischen Mineralbestand aufweisen, aber deren Mineralbestand bei wechselnder Pauschalzusammensetzung gemäss bestimmten Regeln variiert."

In den zwei letzten Jahrzehnten war man bestrebt, beim Begriff der metamorphen Fazies auch folgende Vorgänge zu berücksichtigen: 1. Die Bedeutung der Metasomatose auf die Fazies. 2. Die Rolle anderer physikalischer Faktoren ausser der Temperatur und der Belastung, wie zum Beispiel der Partialdrucke von H_2O und CO_2. 3. Die mögliche Rolle der Reaktionskinetik in der Entwicklung der kritischen Assoziationen metamorpher Mineralien. Die Metasomatose ist insofern wichtig, als die Metamorphose fast nie streng isochemisch zu sein scheint. Stoffverschiebungen finden in der Regel sowohl bei der Kontakt- als auch bei der Regionalmetamorphose statt. H_2O und CO_2 sind die wichtigsten Bestandteile der Porenflüssigkeit und beeinflussen die chemischen Reaktionen durch ihren Partialdruck merklich.

Nach diesen Auffassungen wurde versucht, den Faziesbegriff möglichst zusammenfassend zu definieren. So schreibt TURNER (1948):

„Eine metamorphe Fazies umfasst Gesteine irgendwelcher chemischen Zusammensetzung und folglich von variierendem Mineralbestand, die während der Metamorphose in einem bestimmten Bereich physikalischer Bedingungen ein chemisches Gleichgewicht erreicht hatten."

RAMBERG (1952) gibt folgende Definition:

„Gesteine, welche innerhalb eines durch die Stabilität gewisser kritischer Mineralien bestimmten PT-Feldes entstanden sind, gehören zur selben metamorphen Fazies."

1958 schlug TURNER folgende Einteilung der metamorphen Fazien vor:

A. Kontaktmetamorphe Fazien: Belastung niedrig, im allgemeinen 100 bis 3000 Bar; Wasserdruck sehr wechselnd. Nach steigender Temperatur gibt es folgende Fazien:

1. Albit-Epidothornfels.
2. Hornblendehornfels.
3. Pyroxenhornfels.
4. Sanidinit.

B. Regionale Fazien: Belastung und Wasserdruck im allgemeinen gleich gross und hoch (3000—12000 Bar). Nach steigender Temperatur gibt es hier folgende Fazien, deren manche in Subfazien unterteilt sind:

5. Zeolith.
6. Grünschiefer.
   a) Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit.
   b) Quarz-Albit-Biotit.
   c) Quarz-Albit-Almandin.
7. Glaukophanschiefer.
8. Almandinamphibolit.
   a) Staurolith-Quarz.
   b) Kyanit-Muskovit-Quarz.
   c) Sillimanit.
9. Granulit.
   a) Hornblendegranulit.
   b) Pyroxengranulit.
10. Eklogit.

Viele Autoren haben auf die Existenz von Mineralassoziationen in metamorphen Gesteinen hingewiesen, welche ein Ungleichgewicht darstellen (z. B. JOHNSTON und NIGGLI, 1913; BECKE, 1921; TILLEY, 1924; ESKOLA, 1939). Solche Gesteine enthalten Mineralassoziationen, die zu mehr als einer Fazies gehören. Die gegenseitigen zeitlichen Beziehungen zweier solcher Fazien können vielfach durch texturelle Merkmale abgeklärt werden: Pseudomorphosen eines späteren nach einem früheren Mineral; teilweise verdrängte Relikte früherer Mineralien; diskordante Adern mit Mineralien einer späteren Fazies. Bei steigender Temperatur werden die chemischen Reaktionen beschleunigt, bei fallender Temperatur verzögert. Deshalb treten Relikte von mineralfaziell hochgradigen Assoziationen häufiger auf als solche von niedriggradigen.

Während die reinen Karbonatgesteine in allen Stufen der Metamorphose bloss durch Rekristallisation reagieren, zeigen die unreinen eine auffallende mineralchemische Unstabilität und geben das beste Beispiel eines Ungleichgewichtszustandes ("false equilibrium", HARKER, 1952). Kalkige und nichtkalkige Bestandteile können in einer Vergesellschaftung auftreten, die keinem chemischen Gleichgewicht entspricht. Die prompte Bildung neuer Mineralien, auch bei geringer Änderung der physikalisch-chemischen Bedingungen, macht das Gleichgewicht sehr labil. Metastabile Mineralien oder auch abnormale Mineralassoziationen werden dabei erzeugt. Die Anzahl der Mineralarten mancher dieser Assoziationen überschreitet die Zahl, welche der Phasenregel GOLDSCHMIDTS entspricht.

Einen solchen Charakter tragen auch die hier zu behandelnden Karbonatgesteine. Nachdem der Metamorphosegrad seinen Höhepunkt erreicht hatte, setzte eine retrograde Metamorphose ein. Die veränderlichen Faziesbedingungen erzeugten mannigfaltige und komplizierte Mineralassoziationen.

Die verbreitetste Assoziation ist *Kalzit-Quarz*. Die völlige Abwesenheit von Wollastonit weist auf einen CO_2-Druck von mindestens 1000 Bar hin. Perthitische Bildungen, welche manchmal beim Mikroklin erscheinen, deuten hohe Temperaturen an (Ramberg 1952, S. 161). Die Assoziationen: *Kalzit-Forsterit-Diopsid*, *Kalzit-Skapolith-Diopsid*, *Kalzit-Plagioklas-Diopsid-Quarz* treten häufig in den untersuchten Gesteinen auf und legen ihre Zugehörigkeit zur *Pyroxengranulit-Subfazies* nahe. Auch die „Stronalithe" der Kinzigitzone mit der Assoziation: Quarz-Sillimanit-Granat-Orthoklas dürfen zu dieser Subfazies gezählt werden. Die am höchsten metamorphen Amphibolite mit der Assoziation: *basischer Plagioklas-Hornblende-Diopsid* gehören wahrscheinlich zur Granulitfazies.

Nach dieser trockenen Phase der Metamorphose stieg der H_2O-Partialdruck an und rief am Diopsid folgende Reaktion hervor:

$$5\,CaMgSi_2O_6 + 3\,CO_2 + H_2O \rightarrow Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 3\,CaCO_3 + 2\,SiO_2.$$

Die Reaktion erfolgte von links nach rechts und schritt von Ort zu Ort ungleich weit fort, blieb aber im allgemeinen unvollendet, so dass alle vier Mineralien nebeneinander bestehen. Durch diese Reaktion entstand die allerhäufigste Assoziation: *Kalzit-Diopsid-Grammatit* (oder *Aktinolith*).

Es scheint, dass sich stellenweise die physikalisch-chemischen Bedingungen etwas änderten und die Assoziationen *Anorthit-Diopsid-Hornblende-Quarz* und *Anorthit-Diopsid-Grossular-Quarz* auftraten. Die Änderung der Bedingungen war später deutlicher und derartig, dass die Metamorphose eindeutig retrograd wurde. Dabei bildeten sich reichlich Epidot, saure Plagioklase und Titanit sowie stellenweise Phlogopit, Mikroklin, Grossular, Hornblende und Skapolith.

Die Nebengesteine der Marmore zeigen bei dieser Änderung der Bedingungen Neubildungen von Biotit, Muskovit, Epidot, saurem Plagioklas, Mikroklin, Quarz, Disthen, Staurolith und Almandin.

Zuletzt wirkten sich auf die Gesteine die Bedingungen der Grünschieferfazies aus. Die entsprechenden Neubildungen von Zoisit-Klinozoisit, Chlorit, Muskovit (Serizit), Serpentin, Kalzit, Albit und Quarz treten vorwiegend in Scherzonen oder in Zonen mit hydrothermalem Einfluss auf.

6. Zur Geschichte der Kinzigitzone

Wie im geologischen Überblick ausgeführt, wird für die Verfaltung und die Metamorphose der ganzen Ivreazone ein herzynisches oder höheres Alter angenommen. Eine deutliche alpine Überprägung der Zonen setzt erst nördlich der „Insubrischen Linie" ein.

Anhand der Untersuchungsergebnisse und der Literaturangaben soll abschliessend versucht werden, die Geschichte der behandelten Gesteine und ihres Rahmens darzustellen.

In vorherzynischer Zeit wurden im Gebiet der Ivreazone sandige, kalkige, mergelige und tonige Sedimente abgelagert. Die kalkreichen Schichten bildeten einen durchgehenden Horizont, der beiderseits von sandigen Schichten begleitet war.

Während der herzynischen oder einer älteren Faltungsphase fand zunächst eine Dislokationsmetamorphose statt. Die Schichten wurden stark gefaltet und steilgestellt. In der kalkreichen Zone, die schon früher partienweise dolomitisiert worden war, fanden Scherungen und Verschuppungen statt, welche den Kalkhorizont in kleine auskeilende Züge und Linsen zerlegten. In Zonen intensiver Tektonisierung wurden harte Silikateinlagerungen gefältelt, boudiniert oder zerschert. Nebengesteinsschollen wurden durch die Bewegungen mitgerissen und in die Karbonatgesteine eingeschlossen. Anschliessend erfolgte eine weitgehende Rekristallisation unter den Bedingungen der Granulitfazies, welche durch weitgehende Umkristallisationen die älteren Strukturen verwischte und eine neue, einheitliche Struktur erzeugte. Zwischen Marmor und Amphibolit oder Gneis bildeten sich Kontaktzonen aus Diopsid und basischem Plagioklas. In Mg-reichen Marmoren entstanden Forsterit und Diopsid.

Später liess die hohe Temperatur der Granulitfazies etwas nach und die Partialdrucke von H_2O, CO_2, F und Cl stiegen an. Der hohe Druck der Gasphasen führte zur Bildung von Amphibol, Epidot, Phlogopit, Skapolith, Serpentin, Apatit und Klinohumit. Die Bedingungen waren nicht immer konstant, so dass das Anwachsen der einzelnen Mineralien bald gefördert und bald aufgehoben wurde. Manche von diesen liessen sich sogar abbauen. So ist zum Beispiel Serpentin zunächst in Phlogopit und dieser später wieder in jenen umgewandelt worden.

Gegen das Ende dieser Phase wurde die marmorführende Zone stellenweise stark durchbewegt. Dabei entstanden Mylonite und Ultramylonite, welche teilweise rekristallisierten und teilweise durch Kittmaterial verfestigt wurden. In den Scherzonen dauerten die hohen Partialdrucke

mancher Gase etwas länger an als sonst und führten zu einer Anreicherung der deformierten Gesteine an Phlogopit, Skapolith und Epidot. Mikroklin hat sich in den Scherzonen während dieser Phase der Metamorphose ebenfalls angereichert. Durch die Bewegung wurden Bruchstücke der Nebengesteine in Marmor eingeschlossen. Die alte Schieferung der Bruchstücke ist oft noch erhalten und fällt mit der Schieferung des einschliessenden Marmors im allgemeinen nicht zusammen (siehe S. 173). Um die Einschlüsse bildeten sich schmale Kontaktzonen mit Epidot und Strahlstein.

Mit den vorliegenden Daten lässt sich nicht entscheiden, ob ein grosser oder kleinerer Zeitraum zwischen dieser Metamorphose und der spätherzynischen Intrusion des Baveno-Granites verflossen ist. Wahrscheinlich aber gelangten die Gesteine während dieser Intrusion in seichtere Niveaus und konnten dort stellenweise unter den Bedingungen der Grünschieferfazies rekristallisieren.

Im Laufe dieser Phase der Metamorphose oder schon etwas früher, spielten sich pegmatitische und hydrothermale sowie pneumatolytische Vorgänge niedriger Temperaturen ab. Für diese Annahme sprechen folgende Tatsachen: 1. Das Auftreten von Bormineralien wie Turmalin und Axinit (Camisasca, 1941) und von wasserhaltigen Mineralien. 2. Der Reichtum an Pegmatiten sowie an Quarz- und Aplitgängen. 3. Das Auftreten von Erzgängen und Erzimprägnationen. 4. Der ungewöhnlich hohe Kali- und Ba-Feldspat-Gehalt mancher Gesteine.

Zu verschiedenen Zeiten der Faltungsphase intrudierten basische, teils lamprophyrische Gänge, welche in wechselndem Masse verformt und metamorphosiert wurden. Während die Lamprophyre wohl zur Ganggefolgschaft der subalpinen Granite gehören, dürften die weitaus vorherrschenden und stets metamorphen übrigen, dunklen Ganggesteine in genetischen Zusammenhang zu bringen sein mit den basischen Intrusionen der Ivreazone.

Aus dem Studium der Mineralassoziationen und den feldgeologischen Beobachtungen lässt sich schliessen, dass die Metamorphose im untersuchten Gebiet hauptsächlich einen regionalen Charakter trägt.

Ein alpiner Einfluss auf die Gesteine ist nicht ausgeschlossen. Die Nachbarschaft der stark alpin umgeprägten Canavesezone macht es wahrscheinlich, dass die an Grünschieferfazies erinnernden Neubildungen von Teilen der Kinzigitzone und die Deformation vieler Marmore insubrisch ist.

Zusammenfassung

Die vorherzynischen Marmore und Kalksilikatfelse zwischen Ascona und Candoglia finden sich in Form von schmalen, auskeilenden Zügen oder Linsen innerhalb einer 200—300 m breiten Zone und sind in die gleichaltrigen Paragesteine der Kinzigitzone konkordant eingeschaltet.

In Candoglia sind diese Gesteine am häufigsten und geben wertvolle Hinweise über die Faltentektonik der Züge und der Kinzigitzone überhaupt.

Die Gesteinstypen sind Kalzit-, Dolomit- und Silikatmarmore, deformierte Marmore und verschiedene Kalksilikatfelse. Sie enthalten sowohl konkordante Lagen als auch diskordante Gänge von Amphibolit.

Häufigste silikatische Gemengteile sind Diopsid, Strahlstein, Epidot und basischer Plagioklas. Manche Vorkommen führen viel Baryt, der vorwiegend konkordante Lagen bildet. Dieses Mineral ist sedimentogenen Ursprungs und lieferte das Ba für die Bildung von Ba-Feldspäten und anderen seltenen Mineralien. Die Ba-Feldspäte weisen sehr wechselnde Cn-Gehalte auf und sind hauptsächlich durch Hyalophan vertreten.

Der Mineralreichtum ist der ursprünglichen, mannigfaltigen Zusammensetzung der Sedimente und der von bedeutender Stoffmobilisation begleiteten, in mehreren Phasen und bei verschiedenen Bedingungen erfolgten Metamorphose zuzuschreiben.

Die Mineralassoziationen, das tektonische Bild und die in Marmor eingeschlossenen Nebengesteinsschollen lassen erkennen, dass herzynisch oder schon früher nach einer Dislokationsmetamorphose, welche die Karbonatgesteine verfaltete oder in Züge und Linsen zerlegte, eine weitgehende Umkristallisation unter den Bedingungen der Pyroxengranulitsubfazies stattfand. Nachher erfolgte eine abgestufte, retrograde Metamorphose, ohne dass ein physikalisch-chemisches Gleichgewicht erreicht wurde. Spättektonisch fand stellenweise längs der marmorführenden Zone eine starke Deformation statt, welche Mylonite und Ultramylonite erzeugte. Dabei herrschten die Bedingungen der Grünschieferfazies, welche mit hydrothermalen und pneumatolytischen Vorgängen verknüpft war und eventuell teilweise alpin ist.

Riassunto

I marmi, calcefiri ed hornfels calcari di età preercinica fra Ascona e Candoglia si trovano sotto forma di stretti banchi e lenti in una zona di

200—300 m di spessore e sono racchiusi in concordanza nella zona gneissico-kinzigitica.

Queste rocce sono più abbondanti vicino a Candoglia e danno qui preziose indicazioni per la tettonica di piega dei detti banchi e anche di tutta la zona kinzigitica.

I marmi sono composti da calcite come anche, ma minormente da dolomite e passano a diversi calcefiri ed hornfels. Spesso contengono delle vene anfiboliche concordanti e discordanti.

Abbondantissimi componenti silicatici sono il diopside, la grammatite-actinolite, l'epidoto e il plagioclasio basico. Alcuni affioramenti contengono baritina, la quale forma sopratutto delle intercalazioni concordanti. Questo minerale è di origine sedimentaria e fornì il Ba per la formazione di feldispati di Ba e di altri silicati rari. I detti feldispati indicano un contenuto di Cn molto variabile e sono principalmente rappresentati da hyalofane.

La ricchezza di minerali è dovuta alla varia composizione originaria delle rocce e al metamorfismo intenso, il quale era accompagnato da notevoli mobilizzazioni di sostanze e ciò avveniva in diversi stadi sotto diverse condizioni.

Le associazioni di minerali, la struttura tettonica e le zolle di roccia adiacente chiuse nei marmi fanno riconoscere, che in una fase del piegamento ercinico o anteriore, un metamorfismo di dislocazione ha piegato o spezzato le rocce carbonatiche in piccoli banchi e lenti. Dopo esse furono recristallizzate sotto le condizioni della subfacies del pirossenogranulito. Più tardi aveva luogo un retrometamorfismo, senza ottenere un equilibrio fisico-chimico. Nell'ultimo stadio del tettonismo ebbe luogo localmente una forte deformazione, la quale produsse miloniti e ultramiloniti. In questo stadio dominavano le condizioni della facies degli scisti verdi, la quale fu legata a processi idrotermali e pneumatolitici. La suddetta facies può essere in parte di età alpina.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

Bächlin. R. (1937): Geologie und Petrographie des M. Tamarogebietes. SMPM, 17.

Bacon, G. (1959): A Neutron-Diffraction Study of Magnesium Aluminum Oxide. Acta Krist. 5.

Barelli, V. (1835): Cenni di statistica mineralogica degli Stati di S. M. il Re di Sardegna. Torino.

BEARTH, P. (1932): Die Ganggesteine des Malcantone. SMPM, 12.
— (1933): Über Gangmylonite der Silvretta. SMPM, 13.
BECKE, F. (1921): Zur Faciesklassifikation der metamorphen Gesteine. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 35.
BOERIS, G. (1890): Note di mineralogia italiana. Giornale di min. crist. e petr. Vol. 1, Pavia.
BURRI, C und DE QUERVAIN, F. (1934): Über basische Ganggesteine aus der Umgebung von Brissago. SMPM, 14.
CAMISASCA, O. (1941): Il marmo di Candoglia ed i suoi minerali. Atti. Soc. it. Sc. Nat. Vol. LXXX. Milano.
ESKOLA, P. (1939): Die metamorphen Gesteine, S. 263—407 in BARTH, T., CORRENS, C. und ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin.
FRANCHI, S. (1905): Apunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. Boll. R. Com. Geol. d'Italia. Roma, Vol. XXXVI.
FRIETSCH, R. (1957): Determination of the composition of garnets without chemical analysis. Geol. Fören. Förhandl., 79, H. 1.
GERLACH, H. (1883): Die penninischen Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz, 27.
HARKER, A. (1952): Metamorphism. Methuen, London.
HENTSCHEL, H. (1943): Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges (Schlesien). Min. Petr. Mitt. Bd. 55, Leipzig.
HESS, H. (1949): Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Am. Min., 34.
HEY, M. (1954): A new review of chlorites. Mineralog. Mag. 30, No. 224.
HÜGI, TH. (1945): Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden. SMPM, 25.
HUTTENLOCHER, H. (1942): Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges Ivrea-Verbano. Die gabbroiden Gesteine von Anzola. SMPM, 22.
JÄGER, E. und FAUL, H. (1960): Altersbestimmungen an einigen Schweizer Gesteinen und dem Granit von Baveno. SMPM, 40.
JERVIS, G. (1873): I tesori sotterranei dell'Italia. Vol. I. Torino.
JOHNSTON, J. und NIGGLI. P. (1913): The general principles underlying metamorphic processes. J. Geol. 21.
JOHNSTON, R. (1949): Clinozoisite from Camaderry Mountain, Co. Wicklow. Min. Mag. 28. No. 204.
KENNEDY, G. (1947): Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common rock-forming minerals. Am. Min. 32.
KIRCHBERG, H. (1940): Die Bestimmung des Ankerites in Spateisenerzen. Berg- und Hüttenmännische Mh., 88.
KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigezzo und Onsernone. SMPM, 38.
LINDENMANN, B. (1904): Über einige Vorkommnisse von körnigen Carbonatgesteinen mit Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur. N. Jb. Min. Geol. und Pal., Bd. 19. Stuttgart.
MAZZI, F. (1957): Riesame della Taramellite. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Ser. A, Vol. LXIV. Pisa.
MITTELHOLZER, A. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges. SMPM, 16.

NIGGLI, E. (1946): Über den Zusammenhang zwischen der pósitiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. Eclogae geol. Helv. 39.

NOVARESE, V. (1906): La zona d'Ivrea. Boll. Soc. Geol. Ital. 25.

— (1931): La formazione diorito-kinzigitica in Italia. Boll. R. Uff. Geol. d'Italia 56. Roma.

ORLOV, A. (1926): Über eisenarme Glieder der Zoisit-Epidotgruppe. Sitzungsber. d. königl. böhm. Ges. d. Wiss. Kl. II. Nr. XIX. Prag.

PAGLIANI-PEYRONEL, G. (1958): I silicati di bario del marmo di Candoglia. Rend. Soc. Min. It. Anno XIV.

PAPAGEORGAKIS, J. (1959): Ein neues Bariummineral der Marmore von Candoglia in der unteren Val d'Ossola. SMPM, 39.

PARKER, R. (1926): Die Lamprophyre im Granit von Baveno. SMPM, 6.

PORRO, C. (1896): Geognostische Skizze der Umgebung von Finero. Diss. Univ. Strassburg, Berlin.

RADEFF, W. (1915): Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza. Eclogae geol. Helv. 13.

RAMBERG, H. (1952): The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago. Press.

REPOSSI, E. (1916): La bassa Valle della Mera. Soc. Ital. di sc. nat. e museo civico di storia nat. di Milano, Mem., Vol. 8, fasc. 2.

RODGERS, J. (1940): Distinction between calcite and dolomite on polished surfaces. Am. J. of Sc., 238.

SCHILLING, J. (1957): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola. SMPM, 37.

SCHOKLITSCH, K. (1935): Beitrag zur Physiographie steirischer Karbonatspäte. Z. Krist. 90.

SEGNIT, E. (1946): Barium felspars from Broken Hill, New South Wales. Min. Mag. 27, n. 192. London.

STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz. N. F. 52.

— (1949): Betrachtungen über den Bau der Südalpen. Eclogae geol. Helv., 42.

TACCONI, E. (1905): Di un silicato di aluminio e bario nei calcefiri di Candoglia. Rend. R. Ist. Lomb. di Scienze e Lett. Serie 2, vol. 38, Milano.

— (1908): Über Taramellit, ein neues Mineral. Zbl. f. Min. (S. 506).

— (1911): La massa calcare ed i calcefiri di Candoglia, in valle del Toce. Atti Soc. It. d. Sc. Nat. Vol. L.

TAYLOR, W., DARBYSHIRE, J. and STRUNZ, H. (1934): An x-ray investigation of the feldspars. Z. Krist., Bd. 87.

TILLEY, C. (1924): The facies classification of metamorphic rocks. Geol. Mag., Vol. 61.

TRAVERSO, S. (1895): Geologia dell'Ossola. Genova.

TRÖGER, E. (1939): Nomogramme zur Reduktion von Kippwinkeln am Universaldrehtisch. Zbl. f. Min. Abt. A.

— (1959): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I. Stuttgart.

TURNER, F. (1948): Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Geol. Soc. Am. Mem., 30.

TURNER, F., WILLIAMS, H., GILBERT, C. (1954): Petrography. San Francisco.

TURNER, F., FYFE, W. and VERHOOGEN, J. (1958): Metamorphic Reaction and Metamorphic Facies. Geol. Soc. Am. Mem. 73.

TUTTLE, O. (1952): In Tröger, E. (1959).

VENKAYYA, E. (1956): Petrological observations in the Maggia hydro-electric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli. SMPM, 36.

VERMAAS, F. (1953): Barium feldspars at Otjosondu, South-West Africa. Am. Min. 38, n. 9—10.

DE VILLIERS, J. (1951): The manganese ores of Otjosondu, S.W.A. Trans. Geol. Soc. S.A., 54.

WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. SMPM, 30.

WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessineralpen. SMPM, 35.

WILLEMSE, J. (1937): On the old granite of the Vredefort Region and some of its associated rocks. Trans. Geol. Soc. South Africa.

WINTCHELL, A. (1951): Elements of Optical Mineralogy. Part. II. John Wiley and Sons. New York.

YOSHIMURA, T. (1939): On barium feldspar from Kaso mine, Tochigi. Jour. Fac. Sci. Univ. Hokkaido, Ser. 4, Vol. 4, Nos. 3 and 4.

ZAWADYŃSKI, L. (1952): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone (Tessin). SMPM, 32.

Geologische Karten

Carta geologica d'Italia 1 : 100000, Blätter Cannobio, Domodossola, Varese und Varallo.

Geologische Generalkarte der Schweiz. 1 : 200000, Blatt 7, Ticino.

Topographische Karten

Landeskarte der Schweiz 1 : 50000, Blatt Malcantone-W.

Carta d'Italia 1 : 25000, Blätter Monte Limidario, S. Maria Maggiore, M. Zeda, Cannobio, Verbania, Premosello, Ornavasso.

PHOTOTAFELN I—VII

Tafel I

Fig. 1. Hornblende-Strahlstein-Diopsidfels (dunkle Partien) von Klinozoisit und Skapolith durchtränkt oder aderartig durchsetzt. Anschliff. San Michele (2).

Fig. 2. Schwarzer Ultramylonitmarmor, der schlierig und gangartig rekristallisierte (weisse Partien). Anschliff. Val Sacro Monte (7).

Tafel II

Fig. 3. Amphiboliteinschluss in Mylonitmarmor (m). Dunkel: Amphibolitkern, k = Kontaktzone; s = Skapolithsaum. Anschliff. Val Sacro Monte (7).

Fig. 4. Amphiboliteinschluss in Mylonitmarmor (m). Er ist weitgehend durch Kalksilikate (k) verdrängt. Anschliff. Val Sacro Monte (7).

Tafel III

Fig. 5. Gestauchte Amphibolitlage. m = Mylonitmarmor; g = grauer, rekristallisierter Marmor; k = Kontaktzone aus trübem Feldspat und heller, rekristallisierter Hornblende. Anschliff. Oberste Valle di Bordei (10).

Fig. 6. Ultramylonitmarmor (schwarz) am Rand des mechanisch stark beanspruchten und epidotisierten Spessartits. Anschliff. Niva (12).

Tafel IV

Fig. 7. Gefältelte Kalksilikatlagen (k) und boudinierte bis zerrissene Amphibolitlage (dunkel). Der hellere Marmor (m) wurde dabei deformiert und hat sich plastisch verhalten. Rio Orasso (13).

Fig. 8. k = Kalksilikatlage (k) aus saurem, zoisitisiertem Plagioklas und aus Aggregaten von Aktinolith, Diopsid und Epidot (dunklere Partien); g = grauer, rekristallisierter Marmor; m = Mylonitmarmor. Anschliff. Nogeri (15).

Tafel V

Fig. 9. d = Diopsidfels; s = Serpentinmarmor; das dunkle Band und die dunklen Flecken bestehen aus Serpentin. Anschliff. Nogeri (17).

Fig. 10. Tektonischer Kontakt Marmor-Biotitschiefer. Der Rand des Biotitschiefers ist in Kalksilikatfels (k), bestehend aus Hornblende, Klinozoisit, Titanit etc., umgewandelt. Anschliff. Alpe Marsciei (20).

Tafel VI

Fig. 11. Die leicht gegen NW überkippte Synklinale der Cava Cornovo, Candoglia.

Tafel VII

Fig. 12. Konkordante, gefältelte, boudinierte und zerrissene Amphibolitlage. Cava Cornovo, Candoglia.

Fig. 13. Diskordanter Aplitgang (a) im kleinen Marmorbruch (25) von Candoglia. Er durchschlägt eine Barytlage bei h, und hier hat sich reichlich Hyalophan gebildet.

TAFEL I

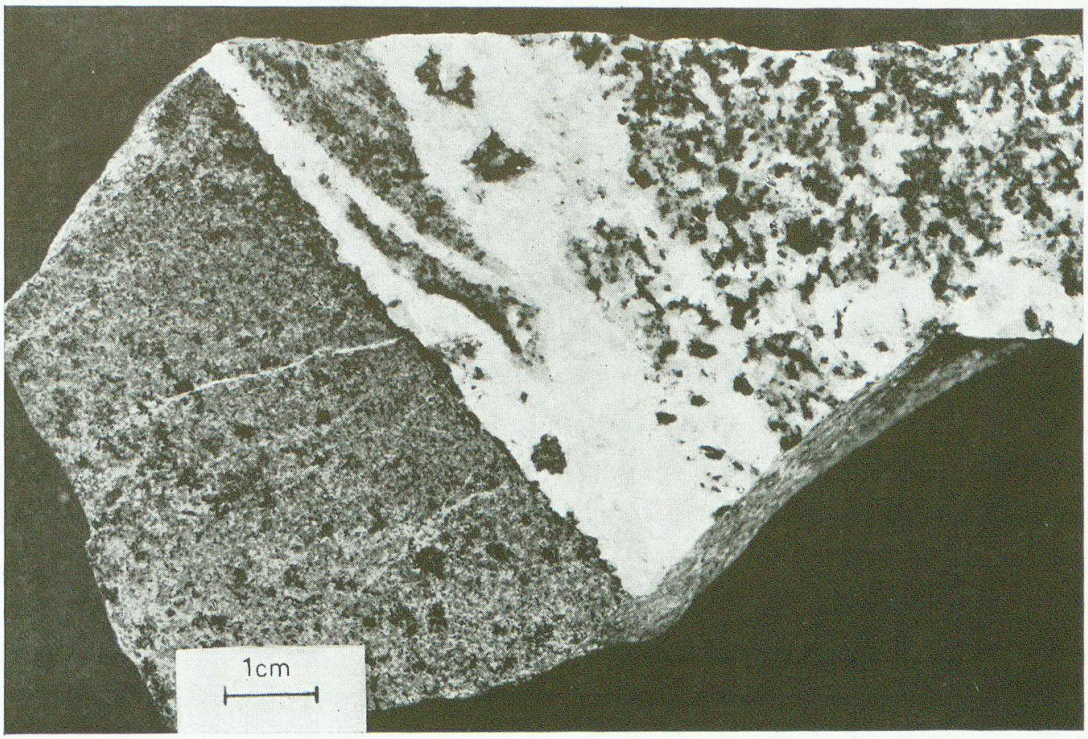


Fig. 1.

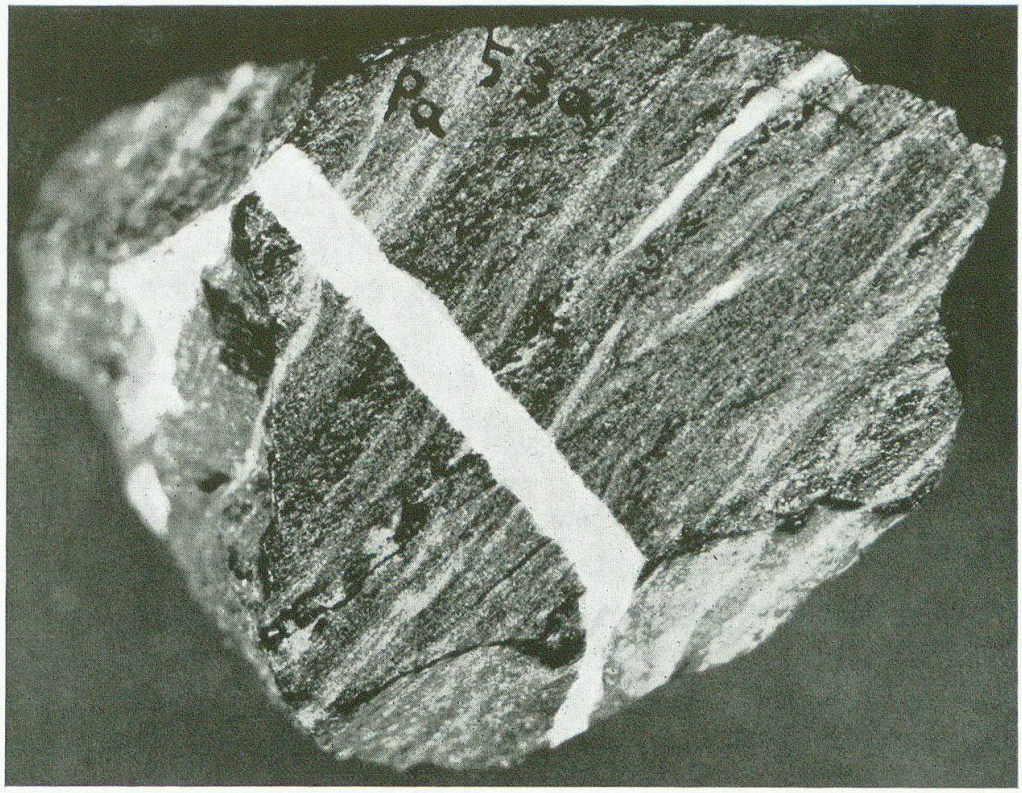


Fig. 2.

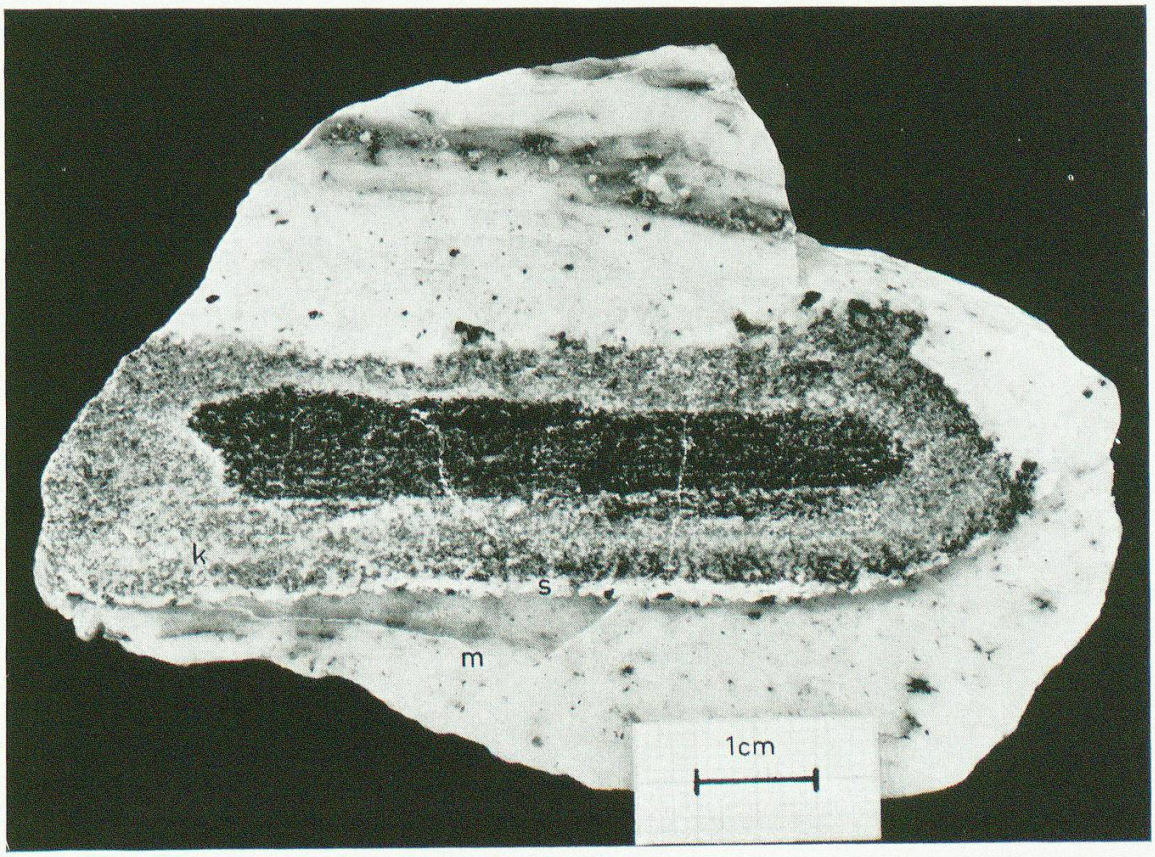


Fig. 3.

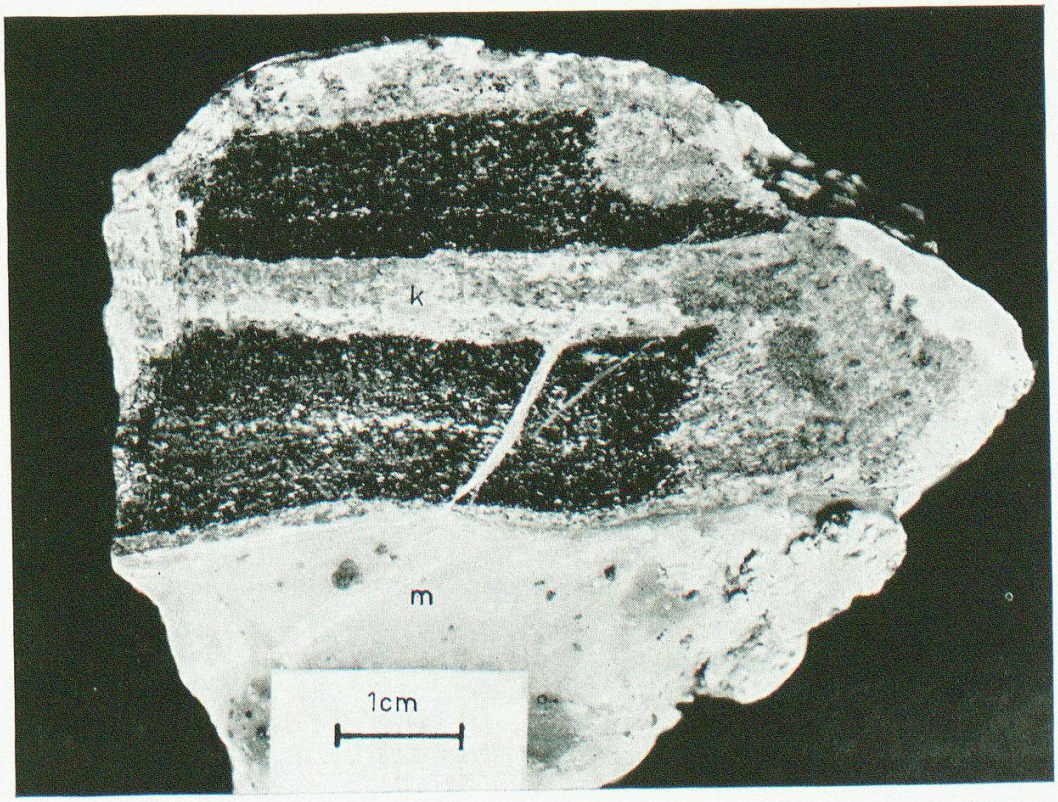


Fig. 4.

TAFEL III

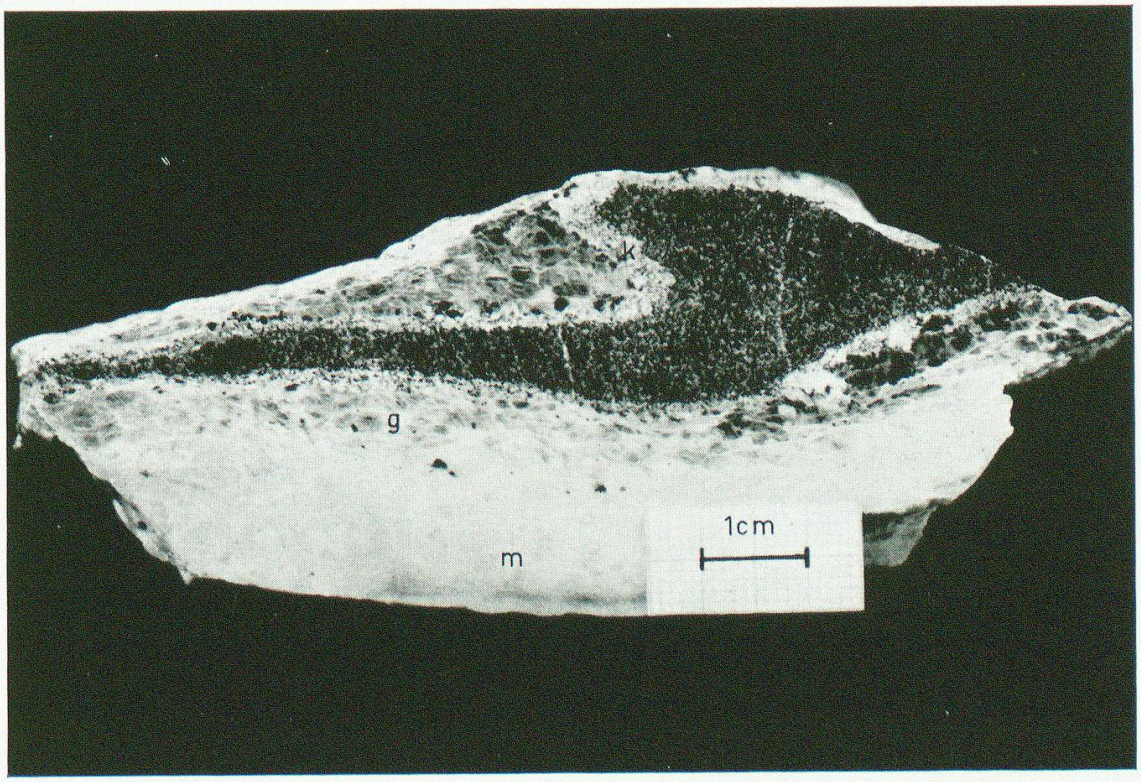


Fig. 5.

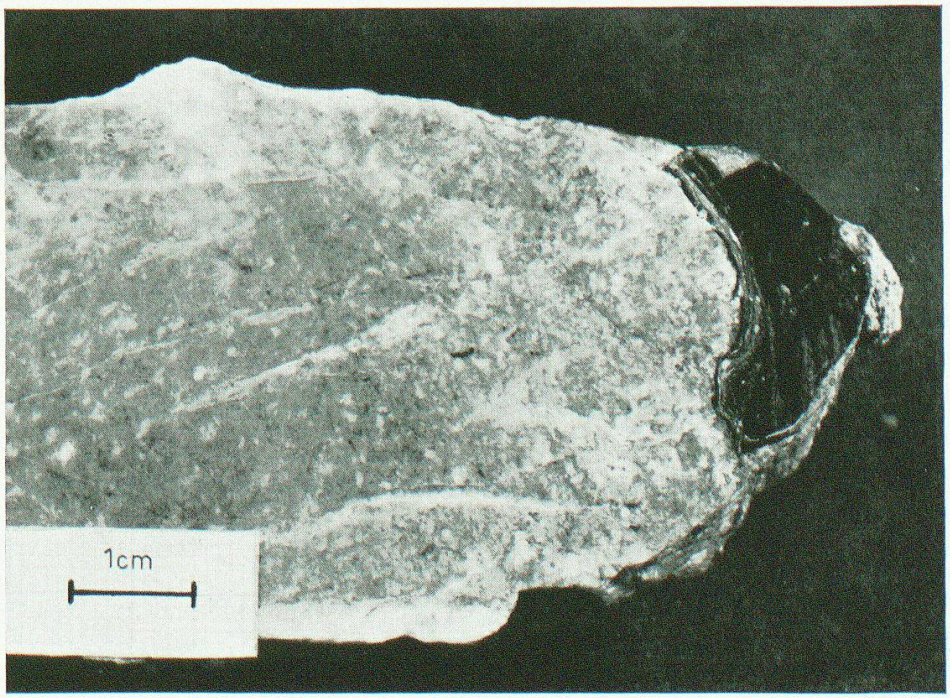


Fig. 6.

Fig. 7.

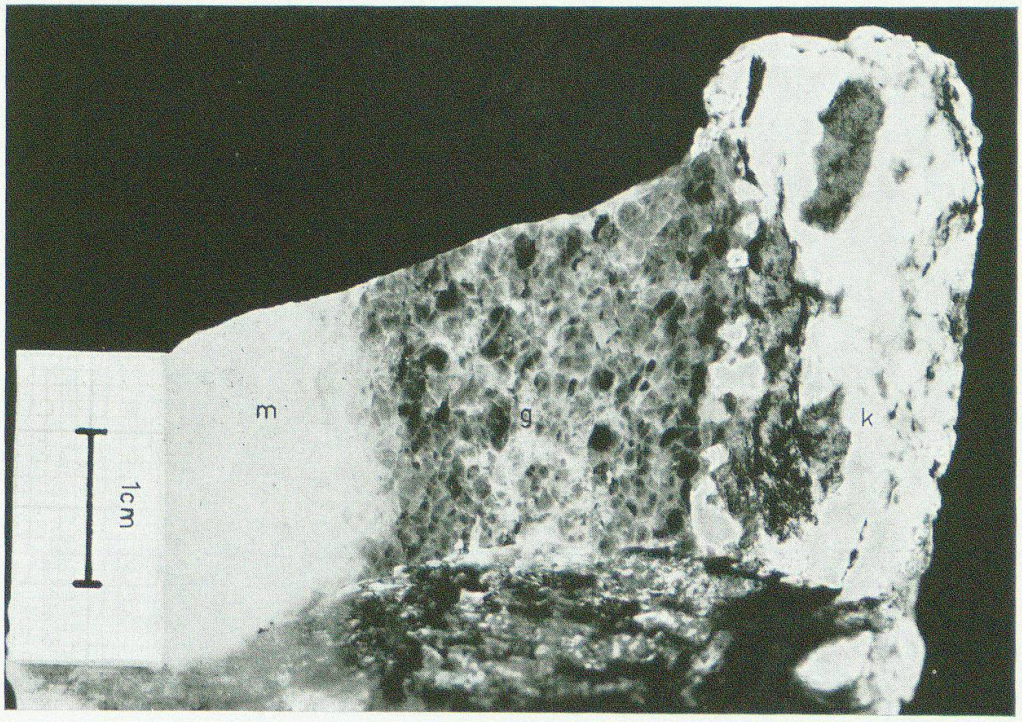


Fig. 8.

TAFEL V

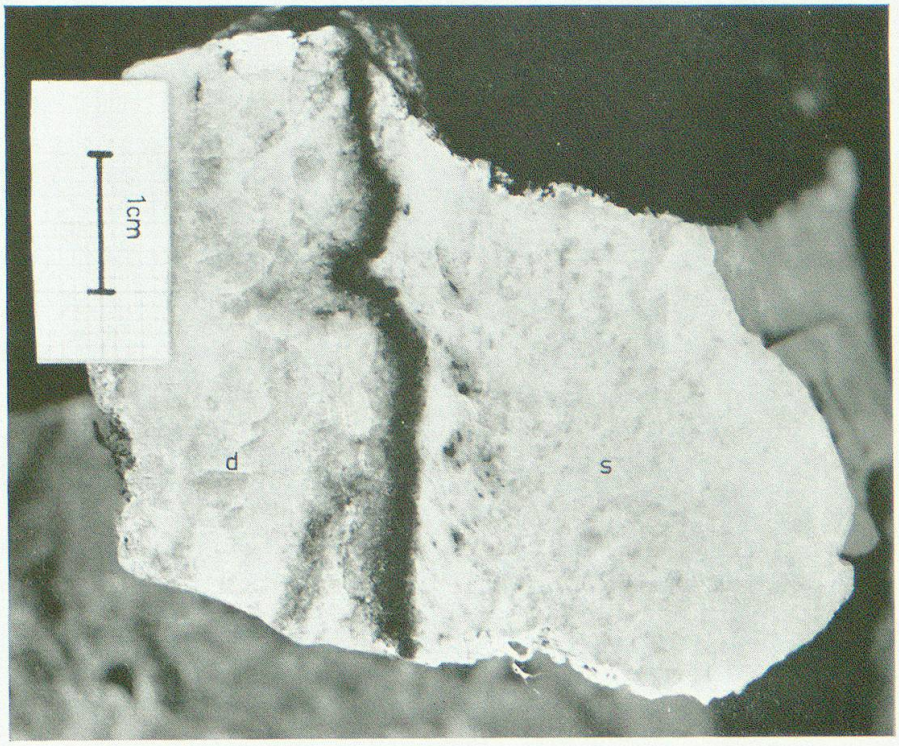


Fig. 9.

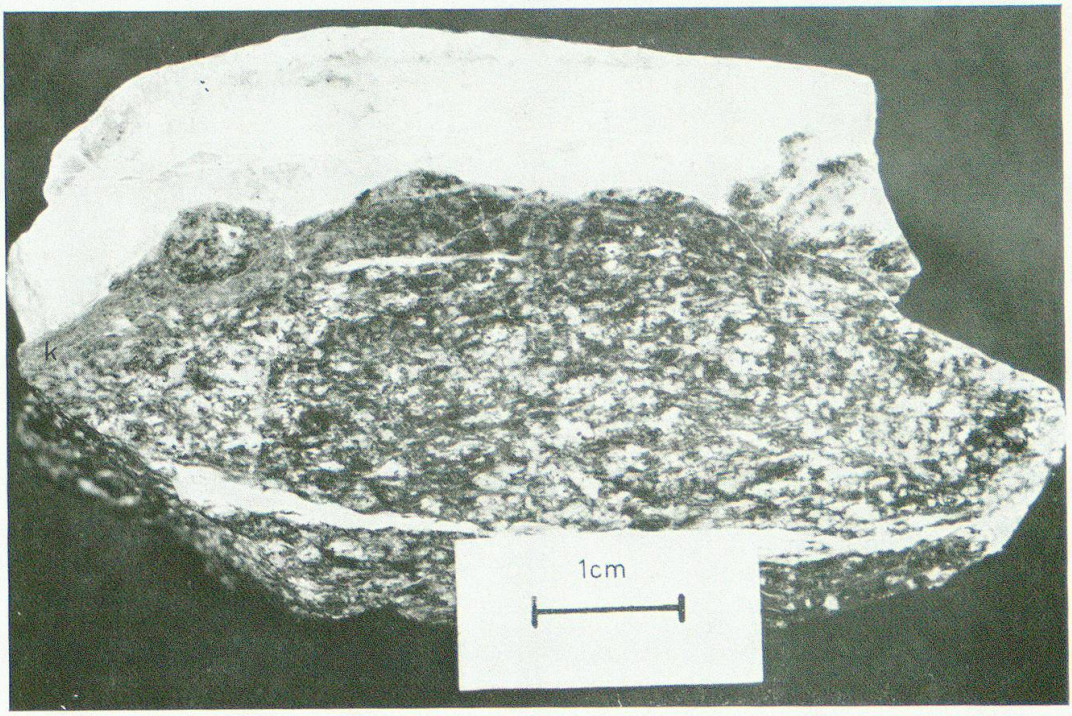


Fig. 10.

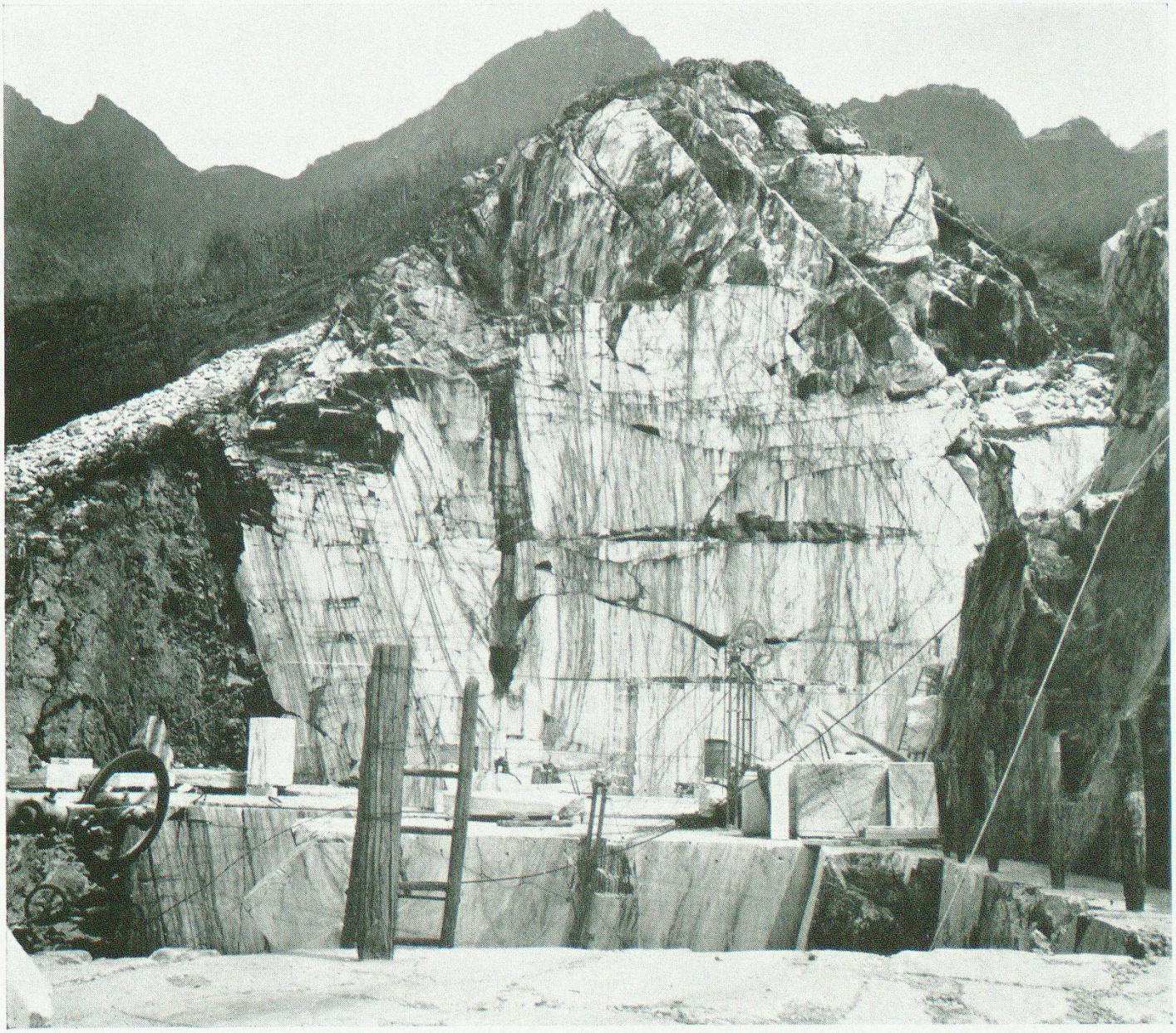


Fig. 11.

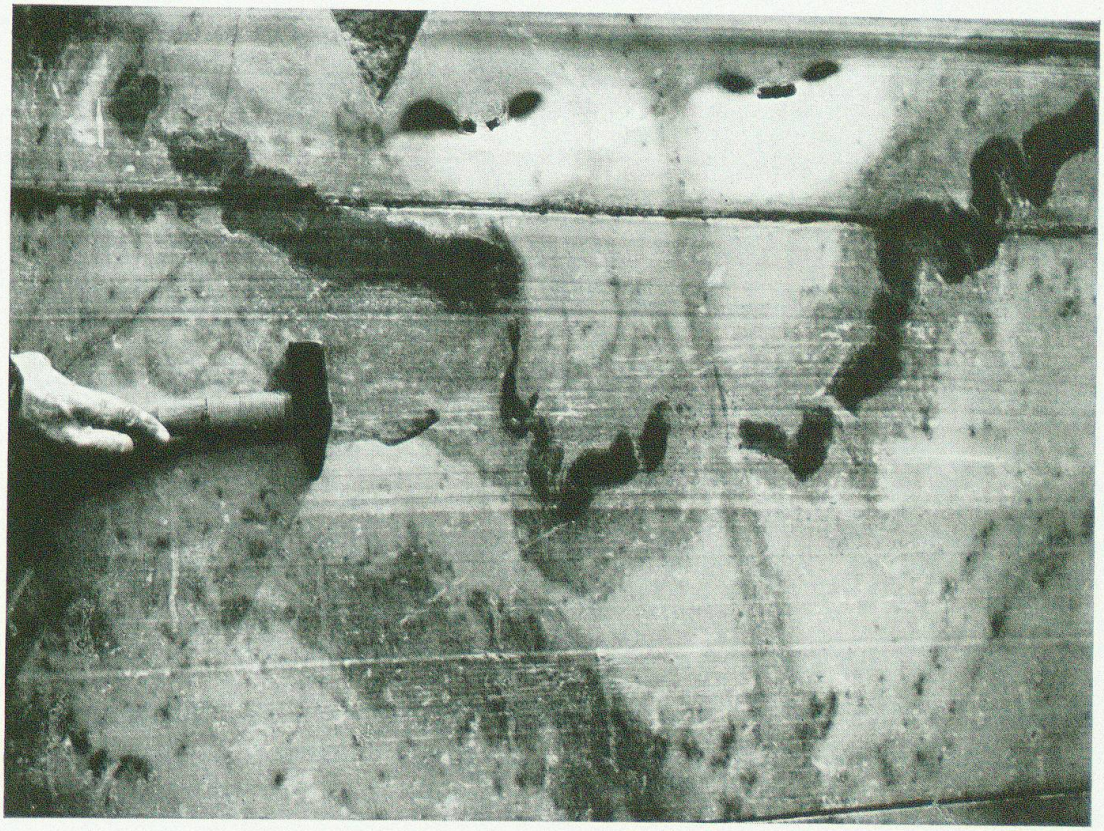
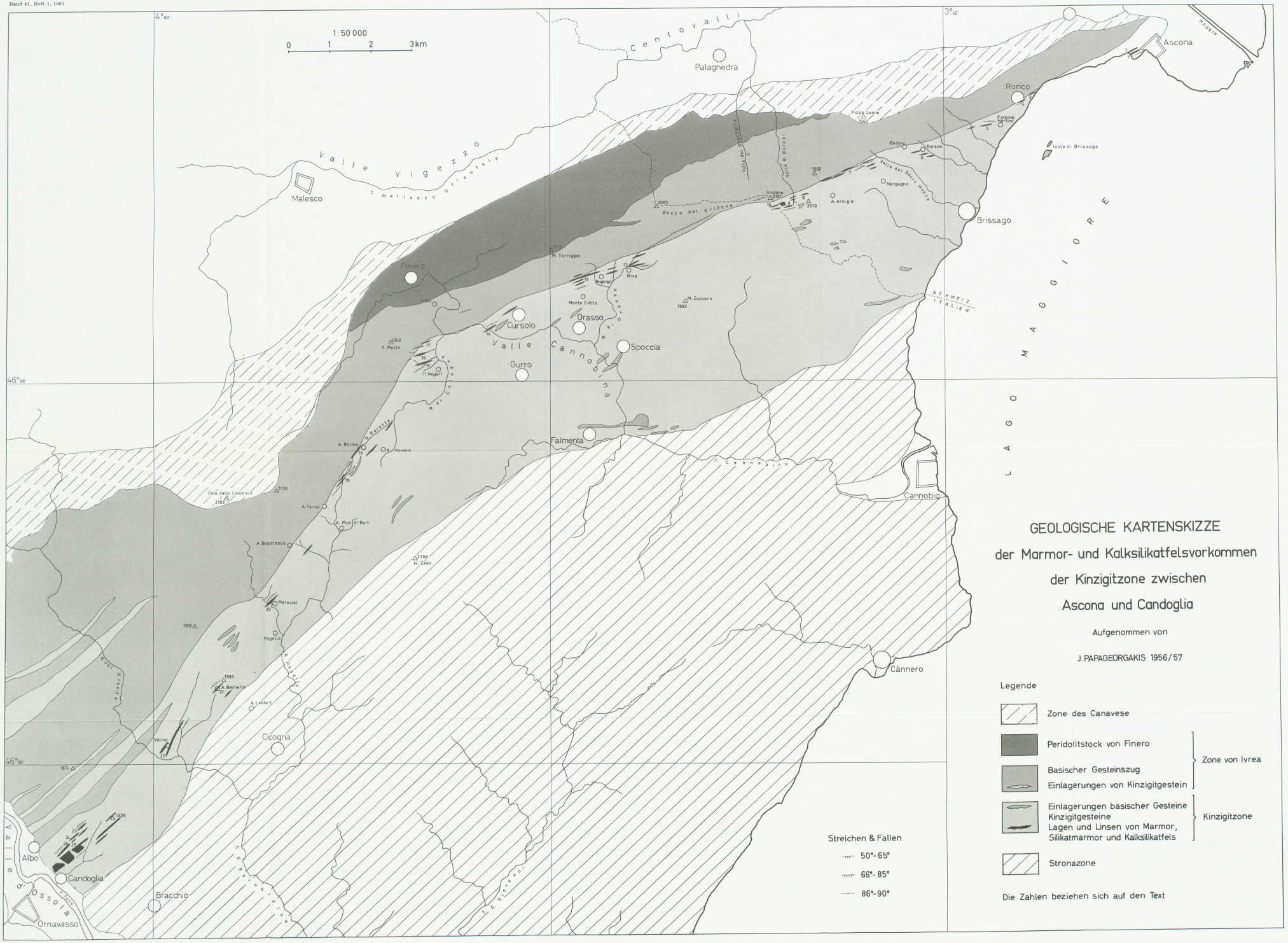


Fig. 12.

Fig. 13.

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band 41, Heft 1, 1961



Leere Seite
Blank page
Page vide

NW
SE
950 m
NE-Teil der Cava Mergozzoni
SW-Teil der Cava Mergozzoni
?
Cava Cornovo
Kleiner Marmorbruch
Cava Carettone
Cava Madre
Schematisches Profil durch die Marmore von Candoglia
von
J. PAPAGEORGAKIS
Der dargestellte Schnitt verläuft senkrecht zur Achse des Faltenbündels, das mit ca. 30° gegen NE abtaucht
LEGENDE
HAUPTMARMOR (Kalzit) weiss, rosa und grau gebändert, mit Amphibolitgängen und Schlieren von Kalksilikaten
NEBENMARMOR (Kalzit, Dolomit) zum Teil eisenschüssig und mit Einlagerungen von Kalksilikatfels
Mikroklin-Gneisquarzit bis feinkörniger Biotitgneis
Grobblättriger Biotitgneis mit Pegmatiten
40m