

Isochemische Granitgneisbildung im Maggia-Lappen (Lepontin der Zentralalpen)

Autor(en): **Günthert, A. / Stern, W.B. / Schwander, H.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **56 (1976)**

Heft 1

PDF erstellt am: **25.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-43680>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Isochemische Granitgneisbildung im Maggia-Lappen (Lepontin der Zentralalpen)

Von *A. Günthert, W. B. Stern* und *H. Schwander*, Basel*)

Mit 14 Figuren, 5 Tabellen und 1 Tafel

Abstract

The Upper Pennine Sheet called the Maggia-Lappen is situated south of the Gotthard massif. This sheet or nappe consists of Matorello-gneiss, which is a granitic gneiss, and its country rocks, viz. gneisses of psammitic, psephitic and pelitic origin. In the field the granite gneiss shows finest interbedding and transitions into its country rocks, without significant change in the mineralogical and chemical composition of the rocks. The eight rock series (38 rock samples analyzed) collected in the centre and at the margins of the granite gneiss do not indicate any rock to rock metasomatism. The texture of the coarse polymetamorphic granitic gneiss is characterized by clusters of dark irregular biotite, nests of quartz and feldspars, as well as by porphyroblasts of alkali feldspar. Since this metamorphic texture can neither be called granoblastic, porphyroblastic, nor anything else, a new term is suggested, viz. *nidoblastic*. KÖPPEL (Zürich) carried out U-Pb age determinations on inherited detrital and newly-formed idiomorphic zircons of four rock types. Both types of zircon coexist in granitic gneiss and its country rocks. The ages are discordant. Tentatively the following petrogenesis is proposed.

- Pre-Caledonian orogeny(ies) with detrital zircon in arkosic gneiss.
- Pre-Caledonian sedimentation of arkosic, psephitic and pelitic rocks.
- Caledonian orogeny and metamorphism.
- Erosion and sedimentation of different metamorphic rock-types as pebbles in arkosic matrix; formation of fine-grained arkosic, marly and pelitic sediments.
- Hercynian orogeny and metamorphism: medium- to high-grade recrystallization of the above-named rocks. In some places granitic gneiss was formed from meta-arkosic rocks without essential chemical changes. Locally anatectic conditions were reached and formed idiomorphic zircon and rare migmatitic rocks; acid and basic dykes and sills cut the series; they became recrystallized and show gneissose structures.
- Alpine orogeny and metamorphism did not alter any zircons. Hence the PT-conditions were lower than in Hercynian time, viz. about $P = 4-5$ kb, $T_{\max.} = 550-600^{\circ}\text{C}$. During and after the Alpine folding garnet, tremolite, common hornblende, micas, primary clinozoisite-epidote, oligoclase, alkali feldspars, and quartz, however, recrystallized, thus forming Alpidic rocks throughout the Maggia-Lappen.

*) Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Bernoullistrasse 30, CH-4056 Basel.

Riassunto

Il presente lavoro tratta della genesi dello gneiss granitico polimetamorfo tipo Matorello contenuto nella coltre pennidica del Lobo della Maggia (Ticino settentrionale). La microstruttura dello gneiss Matorello è caratterizzata dalla presenza di «nidi» risultanti di biotite, feldispato e quarzo. Per questa struttura particolare propongo un nuovo termine, cioè nidoblastica. – V. KÖPPEL, Zurigo, determinò l'età U-Pb dello zirconio dello gneiss granitico e di due tipi di paragneiss della stessa coltre. Sia queste determinazioni, sia la petrografia e la tettonica ci permettono dedurre la seguente petrogenesi:

- Orogenesi pre-caledoniana con zirconio detritico in gneiss arcosico.
- Sedimentazione pre-caledoniana di rocce arcosiche, psefitiche e pelitiche.
- Orogenesi e metamorfosi caledoniana.
- Erosione e sedimentazione di ciottoli risultanti di rocce metamorfiche in una matrice arcosica; formazione di sedimenti arcosici, marnosi e pelitici.
- Orogenesi e metamorfosi ercinica di dette rocce con recristallizzazione di gradiente medio ad alto. Formazione della serie psefitico-psammitico-pelitica. Una parte delle rocce arcosiche si sono trasformate in gneiss granitico senza cambiamento del chimismo. Localmente si sono formati zirconi idiomorfi e rocce migmatitiche.
- L'orogenesi e la metamorfosi alpina non hanno influenzato lo zirconio. Le condizioni della temperatura e della pressione sono state più basse che non durante l'orogenesi ercinica: ovvero tra 550 e 600°C e tra 4 e 5 kilobar. Durante e dopo i movimenti tettonici alpini si sono formati i seguenti minerali: almandino, tremolite, orneblenda comune, biotite, muscovite, clinozoisite-epidoto (primario), oligoclasio, feldispato alcalini e quarzo. Tutta la coltre è stata recristallizzata nell'intervallo mesozonale della metamorfosi.

INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|---|-----|
| Vorwort | 107 |
| 1. Einleitung | 107 |
| 2. Chemismus und Modalbestand der Gesteinsserien 1–9 | 111 |
| 3. Serienvergleich | 119 |
| 3.1. Modaler Vergleich | 119 |
| 3.2. Die Ausbildung der Hauptgemengteile | 120 |
| 3.3. Die Gefüge | 124 |
| 3.4. Die chemische Zusammensetzung | 126 |
| 3.5. Einige petrogenetische Schlüsse aus den chemischen Daten | 126 |
| 4. Über Zirkone und absolute Altersbestimmungen | 128 |
| 5. Petrogenetische Deutung | 130 |
| 5.1. Einleitung | 130 |
| 5.2. Über voralpine Genesen | 131 |
| 5.3. Über alpine Rekristallisation | 136 |
| 6. Zusammenfassung und Entwicklungsgeschichte | 138 |
| Literaturverzeichnis | 141 |

VORWORT

Die Autoren teilten sich wie folgt in diese Arbeit: W. B. S. analysierte die Gesteine RF-analytisch und H. S. prüfte Feldspäte und Zirkone mit der Mikrosonde. A. G. führte – zum Teil mit Hilfe von H. S. – die Feldaufnahmen und optischen Arbeiten durch und verfasste mit H. S. und W. B. S. den Text. Ein vollständiges Exemplar dieser Arbeit ist im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel deponiert.

Dank gebührt

- dem Erziehungsdepartement des Kantons Basel-Stadt und alt Rektor Dr. H. Gutmann, Basel, für Entlastung A. G.s vom Unterricht,
- dem Schweizerischen Nationalfonds für die Übernahme der Spesen für die Feldarbeit sowie für den Beitrag an die Druckkosten,
- der Freiwilligen Akademischen Gesellschaft Basel für einen weiteren Beitrag an die Druckkosten,
- Prof. Dr. E. Wenk, Vorsteher des genannten Instituts, für Arbeitsplatz und Diskussion,
- Prof. Dr. E. Jäger, Prof. Dr. E. Niggli und Prof. Dr. M. Frey, Bern, wie auch PD Dr. V. Köppel, Zürich, für kritische Durchsicht des Manuskripts,
- PD Dr. V. Köppel für die Ergebnisse und die wichtige Diskussion seiner Altersbestimmungen an Zirkon (eine gemeinsame Arbeit ist in Vorbereitung),
- PD Dr. S. Graeser, Basel, für röntgenologische Bestimmungen an Zirkon,
- Dr. A. Dudek und Dr. M. Suk, Prag, Dr. A. Matisto, Otaniemi, Prof. P. M. Orville und Prof. F. B. van Houten, USA (zeitweise in Basel), für Diskussion,
- Direktor Dr. A. Spicher, Basel, für drucktechnischen Rat,
- den Herren Dr. R. Schedler, Basel, und Prof. Dr. E. Dal Vesco, Zürich, für die Durchsicht des Abstract, resp. des Riassunto,
- H. Hänni, cand. phil., C. Bilat und Frl. B. Brunner für Hilfe im Labor,
- T. Fischer, Basel, für Herstellung der Gesteinsdünnschliffe,
- W. Suter, Naturhistorisches Museum, Basel, für Dünnschliffaufnahmen,
- Frau A. Lüdin-Wyss, Arlesheim, für photographische Gesteinsaufnahmen, Reinschrift, Reinzeichnen der Figuren und der Tafel 1,
- Frau S. Lüthi, Basel, für Reinschrift,
- der Bevölkerung von Fusio und Peccia, wie auch meiner Frau, für Hilfe im Felde.

1. Einleitung

Geologische Übersicht und Problemstellung

Unser Untersuchungsgebiet liegt in den nördlichen Tessiner Alpen südlich des Gotthard-Massivs (Tafel 1). Tektonisch gesehen gehört es zur Stirnregion

des Lepontins (= «Penninikum der Simplon-Tessinregion» älterer Autoren). Unsere Arbeit betrifft Gesteine des sogenannten Maggia-Lappens, eines etwa $3\frac{1}{2}$ km mächtigen, alpin stark gefalteten Deckenteils. Er baut sich zur Hauptsache aus Gneisen, Amphiboliten und Biotitschiefern auf (vgl. PREISWERK, 1918, HASLER, 1949, BUCHMANN, 1953, GÜNTHERT, 1954a).

Zur *Tektonik* sei kurz folgendes vermerkt: der Maggia-Lappen bildet die Stirn einer «Gneisdecke», die an den Südfuss des Gotthard-Massivs stösst. Dieser Stirnteil besitzt im S eine nur schmale Verbindung mit dem rückwärtigen Teil der Decke («Maggia-Decke» = «Maggia-Zone» oder «Obere Decke der Maggia-Querzone» der Lit.). PREISWERK (1918) schuf den Begriff «Maggia-Lappen», weil im Gebiet dieser Deckenstirn der Maggiafluss entspringt, und weil er sie für einen Anhängsel («= Lappen») einer grösseren Gneisdecke im Tessin hielt. Wie auch die tektonische Stellung des Maggia-Lappens sein mag, scheint er von S her tief in die mesozoischen penninischen Bündnerschiefer S des Gotthard-Massivs eingetaucht zu sein, derart, dass er von ihnen fast ganz umhüllt und unterteuft wird. Weiteres über die Tektonik ist in der zit. Lit., wie auch in BURCKHARDT et al. (1957), HAFNER et al. (1975), KELLER (1968) und GÜNTHERT (1958, 1971) zu finden.

Aufgabe dieser Arbeit ist die genetische Deutung der Granitgneise des Maggia-Lappens, welche PREISWERK (1918) nach der höchsten Erhebung ihres Gebietes «Matorëllogranit» nannte. Sie treten vorwiegend und meistens zusammenhängend im Inneren des Maggia-Lappens auf. Deshalb wurden sie in der zit. Lit. bald als «Kerngneise», «Kerngneiskörper», «Matorëllokörper» oder als «Massiv» bezeichnet. Ihre Entstehung wurde altersmässig und petrogenetisch verschieden gedeutet:

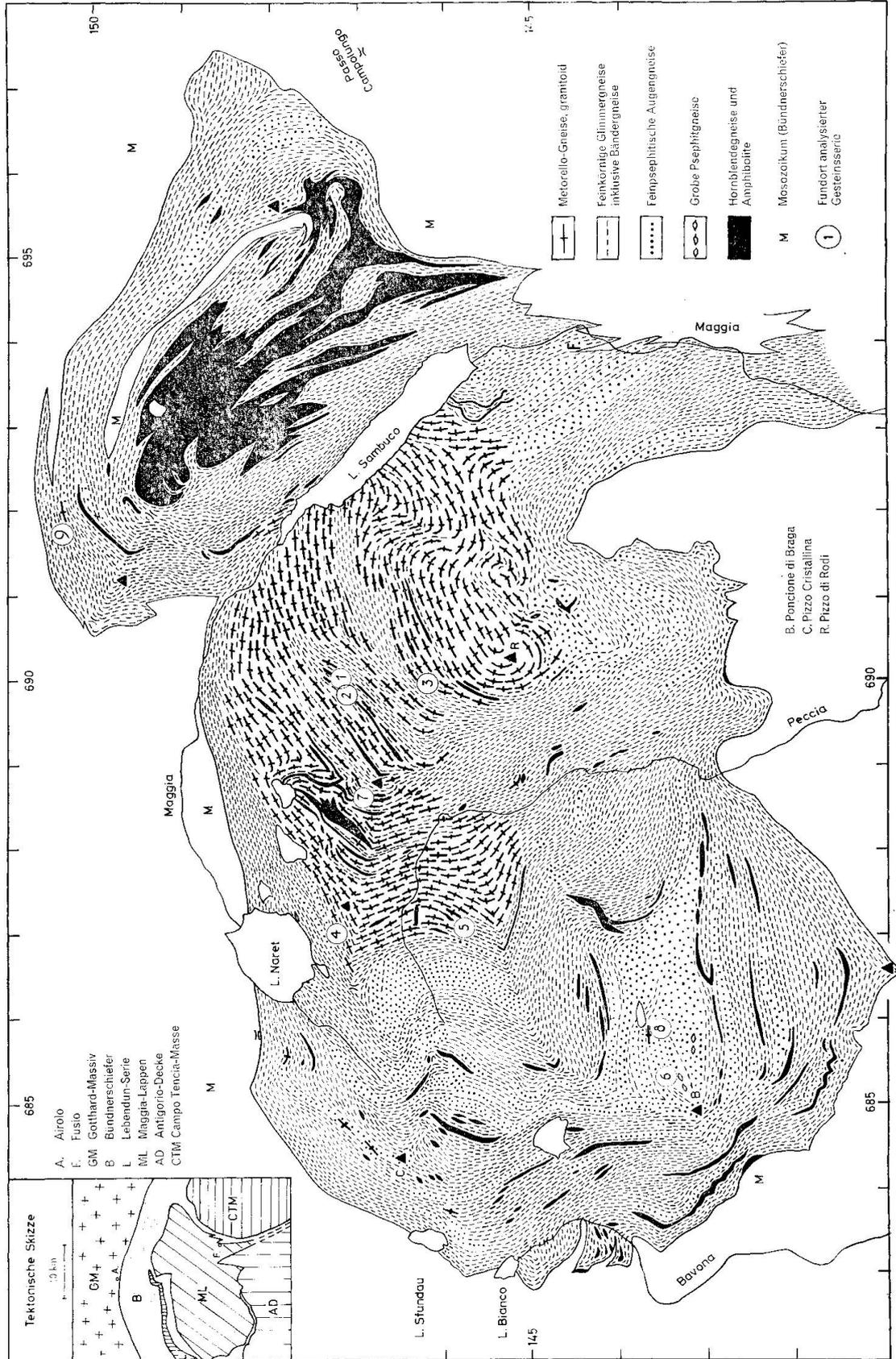
A. Während der herzynischen Orogenese entstanden

I. Magmatische Intrusion in prätriadische Paragneise. Danach stellen die Matorello-Gneise alpin «verschieferter» voralpine «Orthogneise» bis «dynamisch wenig veränderte Eruptivgranite» dar (PREISWERK, 1918).

II. Voralpine Granitbildung (Granitisierung oder magmatische Intrusion), insbesondere auch präalpines Alter der Aplite. Herzynische Migmatitstrukturen blieben erhalten trotz alpiner vollständiger blastischer Umkristallisation der ganzen Serie (E. NIGGLI, mündl. Mitt. 1974, und E. und C. R. NIGGLI, 1965).

III. Intrusion in prätriadische Gneise im Dach des ebenso alten Cocco-Gneiskörpers, gefolgt von folgenden alpinen Vorgängen: Losreissen vom Cocco-Körper, Transport in den Maggia-Lappen, syn- bis posttektonische Rekristallisation in der Zone der Calcit-Tremolit-Paragenese (TROMMSDORFF, 1966, 447 und mündl. Mitt. 1972).

Tafel I. Geologische Kartenskizze des Maggia-Lappens mit Fundortangaben der Serien 1-9



B. Während der alpinen Orogenese entstanden

I. Palingen syntektonisch oder juvenilmagmatisch zusammen mit dem «identischen» Cocco-Gneiskörper, und zwar entweder

- a) als autochthoner Diapirpluton, oder
- b) allochthon wie folgt: Der «Matorello-Gneiskörper» entstand als Dach des Cocco-Gneiskörpers, wurde dann von ihm abgetrennt, nach N transportiert und in die Paragneismasse des Maggia-Lappens eingelagert (zwei Möglichkeiten nach BUCHMANN, 1953, 81).
- c) Allochthon, aber viel früher als I. b), jedoch ebenfalls als geschlossener Granitkörper «in die Paragneise des Sambuco-Teillappens (lies «Maggia-Lappen») eingefaltet und bei der Bildung des Maggia-Lappens hierher verfrachtet» (HASLER, 1949, 150).

II. Syntektonisch bis posttektonisch ohne volle Identität mit dem Cocco-Gneiskörper

- a) Alpine magmatische Granitintrusion mit nachträglicher Vergneisung (WUNDERLICH, 1963).
- b) Palingene Diapirbildung durch Remobilisierung des kristallinen Untergrundes mit Alkalizufuhr. Aktiver oder passiver, diapirartiger Aufstieg des palingenen Schmelzflusses in hangende prätriadische Sedimentserien unter Bildung intrusiver granitoider Kernkörper. Synkinematische Intrusionen werden vergneist, postkinematische nicht. Der «labile Untergrund» ist als «Wärme- und Intrusionsherd an der Orogenese selbst aktiv beteiligt und mitverantwortlich für den ... plastischen Faltenbau» des Lepontins (WENK, 1955).
- c) Blastische Rekristallisation des aus vortriadischen Paragesteinen aufgebauten Maggia-Lappens steigerte sich lokal zur Bildung mesothermaler Granitgneise teils mit, teils ohne metasomatische Alkalizufuhr.

Diese alpine Granitisation schuf vor den letzten alpinen Beanspruchungen granitähnliche Gesteine, spielte jedoch tektonisch keine Rolle. Durch partielle Anatexis entstanden syn- bis postkinematisch lokal begrenzt einige wenige Migmatite aus den Matorello-Gneisen.

Die Matorello-Gneise sind nicht durch Aufstieg alpiner Schmelzmassen irgendwelcher Herkunft entstanden (GÜNTHERT, 1954a, 1958, 1971).

III. Postkinetische Intrusion eines Magmas durchschlägt den Deckenverband mit und ohne Aufschmelzungen des Nebengesteins (KÜNDIG, 1936).

Die genetischen Deutungen der granitoiden Gesteine des Maggia-Lappens schwanken zwischen zwei Extremen: Granitgneisbildung aus Nebengestein ohne Stoffzufuhr einerseits und Entstehung durch Stoffzufuhr auf irgend einem intrusiven Weg andererseits. Dazu tritt noch die ungelöste Altersfrage. Unbestritten ist heute einzig die alpine Rekristallisation.

Methodisches

Um eventuelle Stoffzufuhr zu erkennen, mussten die chemischen Beziehungen zwischen Matorello-Gneis und Nebengestein ermittelt werden. Das Probensammeln wurde erleichtert durch die Verbandsverhältnisse: die meist steil stehenden Gesteine gehen bei durchwegs konkordanter Lagerung vorwiegend im Streichen, oft auch quer dazu ineinander über. Um eventuelle Stoffgefälle festzustellen, folgte die Probenahme der Gesteine in Serie 2, 3, 5, 7, 8 dem Streichen; die Serien 1, 4, 6 wurden ganz oder teilweise quer zum Streichen geschlagen. Insgesamt wurden 17 Matorello-Gneise, 17 makroskopisch nicht granitoide Nebengesteine und 4 Übergangsgesteine wie folgt analysiert: Die Hauptkomponenten wurden röntgenfluoreszenzanalytisch, die Spurenelemente spektrographisch, FeO und H₂O dagegen nasschemisch bestimmt. Die Modalanalysen erfassen die 38 analysierten Proben sowie chemisch nicht untersuchte Proben aus den Serien 1-9 (weitere Angaben über Methoden der Untersuchung siehe vollständiges Exemplar).

2. Chemismus und Modalbestand der Gesteinsserien 1-9 (Fig. 1-6)

Von Serie 9 liegt nur der Modalbestand (Tab. 1) vor.

Tabelle 1. Modalbestand der Serie 9 (in Vol.-%)

M = Granitoider Matorello-Gneis
 U = Übergangsgestein (Gneis)
 N = Nebengestein (Gneis)

| Mto 842 | a | b | c | d ₁ | d | e | f | g | h | i | k | l |
|----------------------------|-------|-------|-------|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Typ | M | M | M | N | N | U | M | M | U | U | N | N |
| Ungefähre Mächtigkeit in m | | | | 1 | 20 | 4 | 5 | 20 | 25 | 35 | 10 | 40 |
| Quarz und Plagioklas | 61 | 64 | 67 | 35 | 75 | 69 | 67 | 64 | 70 | 65 | 60 | 77 |
| Kalifeldspat | 21 | 17 | 17 | 5 | 11 | 16 | 15 | 15 | 13 | 20 | 20 | - |
| Biotit | 11 | 15 | 13 | 17 | 10 | 11 | 14 | 13 | 12 | 9 | 7 | 17 |
| Muskowit und Serizit | 1 | 1 | 1 | 41 | 1 | 2 | 2 | 6 | 3 | 4 | 12 | 3 |
| Klinozoisit-Epidot | 5 | 3 | 2 | 2 | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 |
| Granat | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1 |
| An-Gehalt des Plagioklas | 17-25 | 18-34 | 24-29 | - | 16-31 | 19-33 | 27-32 | 17-36 | 17-35 | 19-33 | 19-23 | 16-33 |

Serie 9: Zwei Lokalitäten SE Nante, Airolo, Valle Leventina:

Mto 842 a-c: 50-60 m SE Lago di Ravina, Kote 1920 m, Koordinaten 691.85/150.30.

Mto 842 d-l: W-Fuss des Grates ca. 250 m E desselben Sees, Koten 2010-2040 m. Koordinaten 692.00/150.2 bis 692.4/150.3.

Die beiden Vorkommen gehen im Streichen ineinander über.

| Modus in Vol.-% | SERIE 1 | | SERIE 2 | | | | | |
|---|--|---|--|--|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---|
| | Mto 260 Helles Neben- gestein | Mto 261a Dunkler Mator.- Gneis | Mto 263 Helles Neben- gestein | Mto 264 Helles Neben- gestein | Mto 265 Heller Mator.- Gneis | Mto 266 Heller Mator.- Gneis | Mto 267 Heller Mator.- Gneis | Mto 268 Dunkles Neben- gestein |
| Quarz und Plagioklas | 48,8 | 78,5 | 73,8 | 72,0 | 69,9 | 73,5 | 67,6 | 63,8 |
| K-Feldspat | 39,8 | 3,5 | 8,4 | 10,4 | 12,1 | 12,1 | 12,8 | 1,7 |
| Biotit | 3,55 | 14,9 | 12,7 | 14,7 | 12,4 | 7,4 | 10,0 | 22,5 |
| Muskowit | 7,0 | 0,4 | 0,7 | 0,8 | 2,7 | 4,9 | 7,0 | 0,0 |
| Klinozoisit- Epidot | 0,85 | 2,7 | 4,4 | 2,1 | 2,9 | 2,1 | 2,6 | 12,0 |
| An-Gehalt des Plagioklases | 17-19 | 18-35 | 18-37 | 16-33 | 20-38 | 20-30 | 20-28 | 20-35 |
| Berechnete Plagioklas- menge (Vol.-%) | 36 | 42 | 39 | 43 | 40 | 44 | 45 | 20 |
| Gew.-% | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 72,0 | 67,6 | 66,6 | 67,9 | 68,2 | 68,5 | 68,5 | 63,5 |
| Al ₂ O ₃ | 13,7 | 15,4 | 16,8 | 15,0 | 16,2 | 16,4 | 14,9 | 15,8 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,4 | 1,1 | 1,4 | 1,0 | 0,9 | 0,4 | 0,9 | 1,5 |
| FeO | 0,8 | 2,8 | 2,4 | 2,4 | 2,6 | 2,3 | 2,0 | 3,4 |
| MnO | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| MgO | 0,4 | 0,9 | 0,9 | 1,7 | 0,9 | 0,6 | 1,3 | 4,2 |
| CaO | 1,6 | 3,4 | 3,9 | 3,4 | 3,2 | 2,9 | 3,0 | 6,3 |
| Na ₂ O | 3,5 | 3,8 | 3,0 | 3,9 | 3,7 | 4,0 | 4,3 | 1,7 |
| K ₂ O | 6,5 | 2,8 | 4,1 | 3,6 | 3,1 | 3,7 | 4,4 | 1,8 |
| TiO ₂ | 0,3 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 0,6 |
| H ₂ O | 0,5 | 1,0 | 0,6 | 0,7 | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 1,3 |
| Summe *) | 99,7 | 99,3 | 100,2 | 100,1 | 99,8 | 99,7 | 99,2 | 100,1 |
| FeO-Gesamt | 1,2 | 3,8 | 3,8 | 3,3 | 3,4 | 2,7 | 2,8 | 4,8 |
| Ba | 1150 | 420 | 700 | 900 | 740 | 920 | 840 | 280 |
| Be | 2 | 3 | 2 | 2 | 2 | 3 | 2 | 2 |
| B | <80 | <80 | <80 | <80 | <80 | <80 | <80 | <80 |
| V | 10 | 56 | 70 | 40 | 54 | 42 | 44 | 140 |
| Zr | 20 | 100 | 180 | 140 | 150 | 100 | 140 | 70 |
| Ni | 8 | 7 | 8 | 9 | 9 | 70 | 10 | 40 |
| Co | <2 | 8 | 7 | 5 | 2 | <2 | <2 | 17 |
| Sr | 180 | 260 | 340 | 290 | 350 | 330 | 350 | 360 |
| Cr | 10 | 27 | 20 | 21 | 20 | 17 | 18 | 130 |

*) Ohne FeO-Gesamt.

Lokalität: Kar Alpe di Piatto
di Bolla, Val Sambuco, Valle
Maggia. Kote ca. 2230 m. Koor-
dinaten ca. 600.00/147.20.

Lokalität: ca. 120 m NE im Streichen von Serie 1. Koor-
dinaten ca. 689.90/147.08.

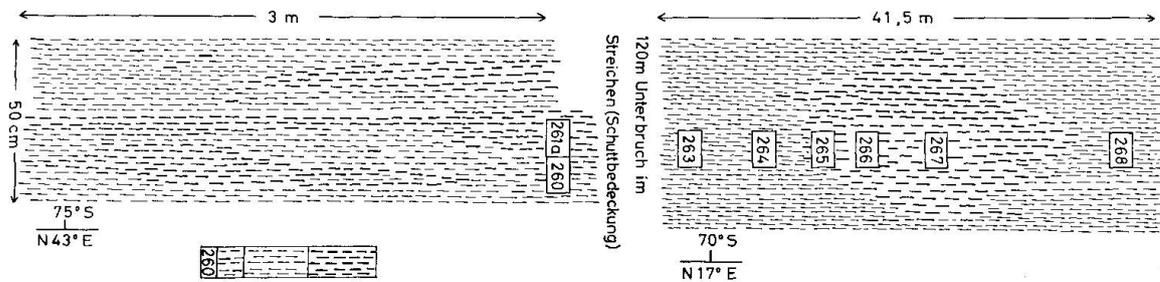


Fig. 1. Verbandsverhältnisse, Modalbestand und Chemismus von Serie 1 und 2.

SERIE 3

| <i>Modus</i> in Vol.-% | <i>Mto 270</i> | <i>Mto 271</i> | <i>Mto 272</i> | <i>Mto 273</i> | <i>Mto 274</i> | <i>Mto 275</i> |
|--|---------------------------|---------------------------|----------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| | Intermed. Nebengestein | Intermed. Nebengestein | Über- gangs- gestein | Intermed. Mator.- Gneis | Intermed. Mator.- Gneis | Intermed. Mator.- Gneis |
| Quarz und Plagioklas | 72,8 | 69,8 | 74,0 | 72,1 | 67,0 | 65,6 |
| K-Feldspat | 7,7 | 13,5 | 7,8 | 10,4 | 13,8 | 18,2 |
| Biotit | 16,0 | 12,8 | 14,1 | 12,1 | 11,5 | 9,6 |
| Muskowit | 1,8 | 2,2 | 1,7 | 2,3 | 6,5 | 2,7 |
| Klinozoisit-Epidot | 1,7 | 1,7 | 2,4 | 3,1 | 1,2 | 3,9 |
| An-Gehalt des Plagioklases | 20-25 | 18-26 | 23-26 | 23-28 | 19-31 | 22-28 |
| Berechnete Plagio- klasmenge (Vol.-%) | 39 | 37 | 36 | 33 | n. b. | 25 |
| Gew.-% | | | | | | |
| SiO ₂ | 69,2 | 69,1 | 67,6 | 69,8 | | 68,8 |
| Al ₂ O ₃ | 15,4 | 14,9 | 15,4 | 15,1 | | 15,3 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,8 | 0,6 | 1,0 | 0,9 | | 1,0 |
| FeO | 2,4 | 2,4 | 2,6 | 2,0 | | 2,4 |
| MnO | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | | 0,0 |
| MgO | 2,0 | 2,0 | 1,4 | 1,6 | | 2,0 |
| CaO | 2,6 | 2,7 | 3,1 | 3,4 | | 3,6 |
| Na ₂ O | 3,5 | 3,3 | 3,4 | 3,0 | | 2,2 |
| K ₂ O | 2,3 | 3,7 | 4,0 | 3,4 | | 3,0 |
| TiO ₂ | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,4 | | 0,5 |
| H ₂ O | 0,8 | 0,7 | 0,7 | 0,7 | | 0,8 |
| Summe | 99,4 | 99,9 | 99,7 | 100,3 | | 99,6 |
| Gesamteisen als FeO | 3,1 | 3,0 | 3,5 | 2,8 | | 3,3 |
| Ba | 500 | 720 | 600 | 620 | | 680 |
| Be | 5 | 5 | 5 | 3 | | 4 |
| B | <80 | <80 | <80 | <80 | | <80 |
| V | 46 | 60 | 56 | 44 | | 58 |
| Zr | 110 | 130 | 100 | 200 | | 60 |
| Ni | 10 | 20 | 20 | 9 | | 15 |
| Co | 7 | 12 | 10 | 7 | | 9 |
| Sr | 280 | 260 | 280 | 290 | | 240 |
| Cr | 16 | 19 | 29 | 17 | | 25 |

Lokalität: Kar Alpe Sciresa, Val Sambuco, Valle Maggia. Kote ca. 2400 m. Koordinaten zirka 690.06/146.17.

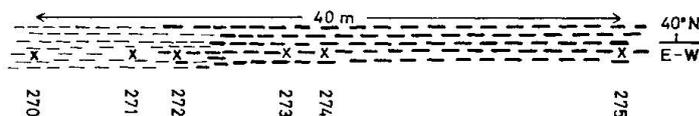


Fig. 2. Verbandsverhältnisse, Modalbestand und Chemismus von Serie 3.

In Fig. 1-6 bedeuten dünne Strichsignatur Nebengestein, dicke Strichsignatur Matorello-Gneis.

SERIE 4

| | Mto 782 | Mto 783 | Mto 784 | Mto 785 | Mto 786 | Mto 787 | Mto 788 | Mto 789 | Mto 791 | Mto 792 | Mto 794 |
|--|----------------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|----------------------------|-----------------------------|----------------------------|------------------------------|------------------------------|----------------------------|----------------------------|
| <i>Modus</i> in Vol.-% | Heller Mator.- Gneis | Heller Mator.- Gneis | Dunkles Neben- gestein | Heller Mator.- Gneis | Heller Mator.- Gneis | Helles Neben- gestein | Über- gangs- gestein | Dunkles Neben- gestein | Dunkles Neben- gestein | Heller Mator.- Gneis | Heller Mator.- Gneis |
| Quarz und Plagioklas | 74,6 | 71,3 | 56,6 | 74,8 | 75,8 | 72,5 | 60,5 | 58,7 | 60,1 | 72,7 | 69,3 |
| K-Feldspat | 10,3 | 12,0 | 0,1 | 7,9 | 6,1 | 7,9 | 12,1 | 0,0 | 11,1 | 12,6 | 14,5 |
| Biotit | 11,6 | 9,2 | 25,7 | 13,2 | 10,8 | 11,0 | 12,9 | 36,2 | 13,1 | 9,8 | 12,6 |
| Muskowit | 0,3 | 5,0 | 17,2 | 3,5 | 7,0 | 7,6 | 13,6 | 5,1 | 15,4 | 3,0 | 1,8 |
| Klinozoisit-Epidot | 3,2 | 2,5 | 0,4 | 0,6 | 0,3 | 1,0 | 0,9 | 0,0 | 0,3 | 1,9 | 1,8 |
| An-Gehalt des Plagioklases | | 22-27 | 20-24 | | | 20-24 | 20-27 | | 21-25 | 17-24 | 20-25 |
| Berechnete Plagio- klasmenge (Vol.-%) | | 47 | 35 | | | 47 | 33 | | 27 | 47 | 46 |
| Gew.-% | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 70,2 | 70,2 | 68,4 | 69,9 | 69,9 | 69,9 | 69,9 | 69,9 | 67,8 | 69,5 | 66,9 |
| Al ₂ O ₃ | 15,0 | 15,0 | 16,1 | 14,9 | 14,9 | 14,9 | 15,4 | 14,8 | 14,8 | 15,2 | 17,6 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,0 | 1,0 | 1,3 | 0,7 | 0,7 | 0,7 | 0,9 | 0,0 | 1,5 | 0,7 | 1,2 |
| FeO | 2,0 | 2,0 | 2,2 | 2,4 | 2,4 | 2,4 | 2,1 | 1,8 | 1,8 | 1,6 | 1,8 |
| MnO | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,1 |
| MgO | 1,0 | 1,0 | 1,3 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,4 | 2,7 | 2,7 | 1,0 | 1,1 |
| CaO | 2,5 | 2,5 | 1,4 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,4 | 0,7 | 0,7 | 2,7 | 2,6 |
| Na ₂ O | 4,9 | 4,9 | 3,5 | 4,9 | 4,9 | 4,9 | 3,4 | 3,0 | 3,0 | 4,4 | 4,4 |
| K ₂ O | 2,7 | 2,7 | 4,6 | 3,1 | 3,1 | 3,1 | 3,6 | 5,1 | 5,1 | 2,8 | 2,3 |
| TiO ₂ | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,4 |
| H ₂ O | 0,8 | 0,8 | 1,2 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,1 | 1,6 | 1,6 | 0,7 | 0,8 |
| Summe | 100,5 | 100,5 | 100,3 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 99,6 | 99,3 | 99,3 | 99,0 | 99,2 |
| Gesamtisen als FeO | 2,9 | 2,9 | 3,4 | 3,0 | 3,0 | 3,0 | 2,9 | 3,2 | 3,2 | 2,25 | 2,9 |

| | | | | | | | |
|----|-----|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| Ba | 340 | 450 | (700)* | 450 | 400 | 350 | 400 |
| Be | 4 | 8 | 2 1/2 | kl 1 | 2 1/2 | 3 1/2 | 5 |
| B | 25 | kl 10 | kl 10 | 30 | kl 10 | kl 10 | kl 10 |
| V | 35 | 35 | 40 | 45 | 35 | 35 | 45 |
| Zr | 100 | 130 | 120 | 170 | kl 10 | 100 | 190 |
| Co | 22 | 19 | kl 10 | kl 10 | kl 10 | | |
| Ni | 2 | 2 | 3 | kl 2 | 2 | kl 2 | kl 2 |
| Sr | 250 | 140 | 270 | 85 | 55 | 360 | 340 |
| Cr | 28 | 24 | 33 | 27 | 35 | 23 | 32 |

*) Spektrallinien gestört.

Lokalität: S Lago Naret, NW P. del Lago Seuro, Kote 2480 m. Koordinaten ca. 687.025/147.250.

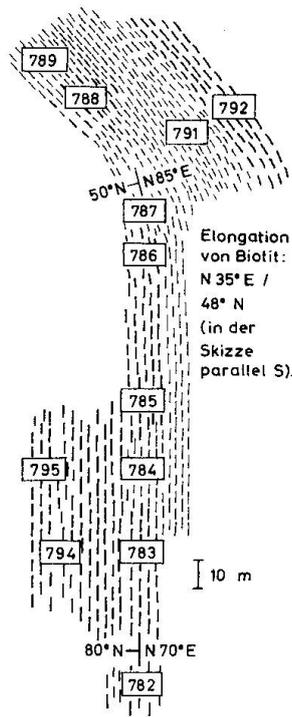


Fig. 3. Verbandsverhältnisse, Modalbestand und Chemismus von Serie 4.

SERIE 5

| <i>Modus</i> in Vol.-% | <i>Mto 810</i> Heller flaseriger Mator.- Gneis | <i>Mto 811-M</i> Inter- med. Mator.- Gneis | <i>Mto 812</i> Intermed. fein- und grobkörn. Mator.- Gneis | <i>Mto 812 ab</i> Über- gangs- gestein | <i>Mto 813</i> Helles Neben- gestein | <i>Mto 814</i> Inter- med. Mator.- Gneis | <i>Mto 815</i> Helles Neben- gestein |
|---|--|--|---|---|---|--|---|
| Quarz und Plagioklas | 65,0 | 66,5 | 61,3 | 73,0 | 73,8 | 67,5 | 68,3 |
| K-Feldspat | 19,0 | 24,0 | 25,0 | 12,9 | 14,8 | 15,5 | 20,8 |
| Biotit | 8,0 | 7,0 | 10,35 | 9,0 | 8,1 | 12,5 | 9,5 |
| Muskowit | 7,5 | 0,9 | 2,0 | 4,3 | 2,1 | 2,0 | 0,9 |
| Klinozoisit-Epidot An-Gehalt des Plagioklases | 0,5 | 1,6 | 1,35 | 0,8 | 1,2 | 2,5 | 0,5 |
| Berechnete Plagio- klasmenge (Vol.-%) | 21-24 35 | 21-25 41 | 18-25 44 | 21-25 47 | 17-25 41 | 20-27 46 | 23-26 45 |
| Gew.-% | | | | | | | |
| SiO ₂ | 70,9 | 71,1 | 71,0 | 68,6 | 67,3 | 65,8 | 70,0 |
| Al ₂ O ₃ | 14,4 | 13,4 | 14,7 | 16,4 | 17,7 | 17,6 | 14,8 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,5 | 1,5 | 1,0 | 0,5 | 1,0 | 0,6 | 0,1 |
| FeO | 1,6 | 1,5 | 1,5 | 1,5 | 1,4 | 2,5 | 1,6 |
| MnO | 0,0 | 0,03 | 0,04 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,1 |
| MgO | 1,0 | 1,1 | 0,9 | 1,0 | 0,5 | 1,5 | 1,0 |
| CaO | 1,8 | 2,0 | 2,2 | 1,8 | 2,4 | 2,7 | 1,7 |
| Na ₂ O | 3,2 | 4,1 | 4,3 | 4,7 | 4,0 | 4,3 | 4,7 |
| K ₂ O | 4,2 | 4,1 | 3,7 | 3,1 | 3,9 | 3,1 | 4,1 |
| TiO ₂ | 0,4 | 0,3 | 0,3 | 0,4 | 0,2 | 0,5 | 0,3 |
| H ₂ O | 0,9 | 0,6 | 0,7 | 1,2 | 0,7 | 0,7 | 0,8 |
| Summe | 99,9 | 99,7 | 100,3 | 99,2 | 99,1 | 99,4 | 99,2 |
| Gesamteisen als FeO | 3,0 | 2,9 | 2,4 | 1,95 | 2,3 | 3,05 | 1,7 |
| Ba | 550 | 380 | 300 | 380 | 800 | 350 | 400 |
| Be | 6 1/2 | 5 | 3 | 5 1/2 | 5 | 5 | 5 |
| B | kl 10 | gr 100 | kl 10 | kl 10 | kl 10 | 4 | 5 |
| V | 40 | 30 | 30 | 45 | 30 | 60 | 35 |
| Zr | 170 | gr 100 | gr 100 | 170 | 140 | 120 | 170 |
| Co | | | 16 | 35 | 28 | | |
| Ni | kl 2 | kl 2 | 4 | kl 2 | 4 | 11 | 2 |
| Sr | 200 | 75 | 320 | 190 | 340 | 200 | 270 |
| Cr | 29 | 23 | 39 | 32 | 32 | 65 | 55 |

Lokalität: S Lago 2229, Alpe Bolla di Val Peccia. Kote ca. 2290 m. Koordinaten ca. 687.00/145.80.

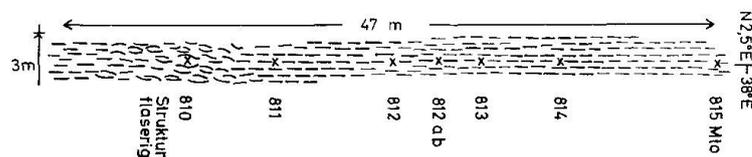


Fig. 4. Verbandsverhältnisse, Modalbestand und Chemismus von Serie 5.

SERIE 7

| <i>Modus</i> in Vol.-% | <i>Mto 818</i> Intermed. Neben- gestein | <i>Mto 819a</i> Intermed. Neben- gestein | <i>Mto 819c</i> Dunkles gefälteltes Nebengestein | <i>Mto 820</i> Intermed. Mator.- Gneis | <i>Mto 821b</i> Intermed. Mator.- Gneis |
|--|--|---|---|---|--|
| Quarz und Plagioklas | 85,5 | 82,9 | 71,5 | 72,4 | 67,7 |
| K-Feldspat | 0,0 | 0,0 | 1,0 | 10,3 | 15,3 |
| Biotit | 13,8 | 11,9 | 18,9 | 12,2 | 11,1 |
| Muskowit | 0,2 | 3,9 | 8,1 | 1,9 | 1,1 |
| Klinozoisit-Epidot | 0,5 | 1,3 | 0,5 | 3,2 | 4,8 |
| An-Gehalt des Plagioklases | 18-32 | 17-27 | 18-27 | 18-30 | 20-28 |
| Berechnete Plagioklas- menge (Vol.-%) | 47 | 52 | 45 | 50 | 41 |
| Gew.-% | | | | | |
| SiO ₂ | 73,1 | 68,0 | 68,0 | 69,0 | 69,4 |
| Al ₂ O ₃ | 13,0 | 15,0 | 15,0 | 15,1 | 14,6 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,7 | 1,0 | 1,2 | 1,2 | 1,2 |
| FeO | 1,8 | 2,1 | 2,8 | 1,7 | 2,0 |
| MnO | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 |
| MgO | 1,4 | 1,7 | 2,9 | 1,3 | 1,5 |
| CaO | 2,0 | 3,0 | 2,0 | 3,5 | 3,5 |
| Na ₂ O | 4,7 | 4,7 | 4,1 | 4,4 | 3,7 |
| K ₂ O | 1,5 | 2,4 | 3,0 | 2,6 | 3,0 |
| TiO ₂ | 0,3 | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,4 |
| H ₂ O | 0,8 | 1,1 | 1,4 | 0,9 | 0,8 |
| Summe | 100,3 | 99,4 | 100,8 | 100,0 | 100,2 |
| Gesamteisen als FeO | 3,35 | 3,0 | 3,9 | 2,8 | 3,1 |
| Ba | 50 | 150 | 250 | 250 | 300 |
| Be | kl 1 | 4 | 3 1/2 | 3 1/2 | 5 |
| B | 12 | 11 | 7 | 2 1/2 | 2 |
| V | 45 | 55 | 60 | 45 | 45 |
| Zr | 130 | 210 | 170 | 140 | 140 |
| Co | | | | | |
| Ni | kl 2 | kl 2 | 9 | 5 | 50 |
| Sr | 270 | 270 | 130 | 360 | 370 |
| Cr | 25 | 30 | 35 | 40 | 120 |

Lokalität: S Lago 2128 (Laghetti) auf der E-Seite des Kartälchens (genannt «Ospedale»), Campo la Torba, Valle Maggia. Kote 2450 m. Koordinaten 688.60/146.92.

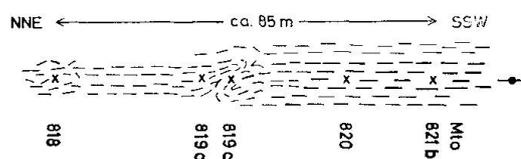


Fig. 5. Verbandsverhältnisse, Modalbestand und Chemismus von Serie 7.

| Modus in Vol.-% | SERIE 6 | | SERIE 8 | | | |
|--------------------------------|---|--|-----------------------------|---|--|----------------------------|
| | Mto 816 | Mto 817 | Mto 826 | Mto 827 | Mto 828 | Mto 829 |
| | Nebengestein: Zement des psephitischen Augengneises (Variationsbreiten) | Neben- gestein: dunkler Psammit- gneis | Dunkler Mator.- Gneis | Intermed. Neben- gestein: grobflaseriger Augengneis | Inter- med. Über- gangs- gestein | Heller Mator.- Gneis |
| Quarz und Plagioklas | 66,1 (61,0-70,2) | 66,2 | 48,3 | 67,5 | 43,0 | 63,1 |
| K-Feldspat | 19,2 (10,3-27,0) | 14,4 | 41,3 | 23,6 | 48,4 | 31,1 |
| Biotit | 13,1 (9,9-18,1) | 11,6 | 8,5 | 8,4 | 6,7 | 4,4 |
| Muskowit | 0,9 (0,6- 1,4) | 6,5 | 1,0 | 0,3 | 0,7 | 0,9 |
| Klinozoisit-Epidot | 0,7 (0,6- 0,9) | 1,3 | 0,9 | 0,2 | 1,2 | 0,5 |
| An-Gehalt des Plagioklases | 15-40 | 15-45*) | 18-27 | 18-28 | 27-28 | 18-28 |
| Berechnete Plagioklasmenge | 44 (Mittel) | 42 (Mittel) | 35 | 30 | 34 | 31 |
| Gew.-% | | | | | | |
| SiO ₂ | 69,5 | 69,6 | 72,3 | 72,5 | 72,5 | 72,6 |
| Al ₂ O ₃ | 15,3 | 14,4 | 13,8 | 12,9 | 13,5 | 13,6 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,3 | 0,5 | 0,4 | 0,3 | 0,6 | 0,3 |
| FeO | 2,7 | 2,5 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,1 |
| MnO | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| MgO | 1,0 | 1,0 | 0,9 | 0,9 | 1,0 | 0,8 |
| CaO | 2,5 | 3,0 | 1,2 | 1,1 | 1,4 | 1,3 |
| Na ₂ O | 4,1 | 3,6 | 3,6 | 3,1 | 3,5 | 3,1 |
| K ₂ O | 4,0 | 3,6 | 5,1 | 6,2 | 5,1 | 6,2 |
| TiO ₂ | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| H ₂ O | 0,8 | 1,2 | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,5 |
| Summe | 100,6 | 99,8 | 99,9 | 99,5 | 100,2 | 99,8 |
| Gesamteisen als FeO | 3,0 | 2,9 | 2,2 | 2,0 | 1,2 | 1,4 |
| Ba | 550 | 900 | 550 | 600 | 350 | 1000 |
| Be | 2½ | 3 | 1½ | 1½ | kl 1 | 3 |
| B | 3½ | 3 | 5 | (7) | 3½ | 4 |
| V | 50 | 50 | 30 | 35 | 30 | 40 |
| Zr | 190 | 180 | 120 | 200 | 180 | 170 |
| Co | | | | | | |
| Ni | 6 | 40 | 9 | 20 | 2 | 140 |
| Sr | 220 | 470 | 160 | 210 | 220 | 340 |
| Cr | kl 20 | 60 | 25 | 40 | 35 | 35 |

*) Bei Gegenwart von interstitialem Karbonat.

Lokalität: NE Ponc. di Braga. Mto 816: Kote 2640 m. Koordinaten 628.25/143.35. Mto 817: zirka 200 m NE Fundort von Mto 816, Kote 2590 m, Koordinaten 685.38/143.50.

Lokalität: Erster Felsrücken S Lago della Froda, Val Peccia. Kote 2460 m. Koordinaten 685.90/143.50. Zwei ½ m bzw. 4 m weite Vorkommen inmitten Augengneis vom Typ Mto 816.

Die Gesteine beider Serien gehen im Streichen und quer dazu ineinander über.

Fig. 6. Verbandsverhältnisse, Modalbestand und Chemismus von Serie 6 und 8.

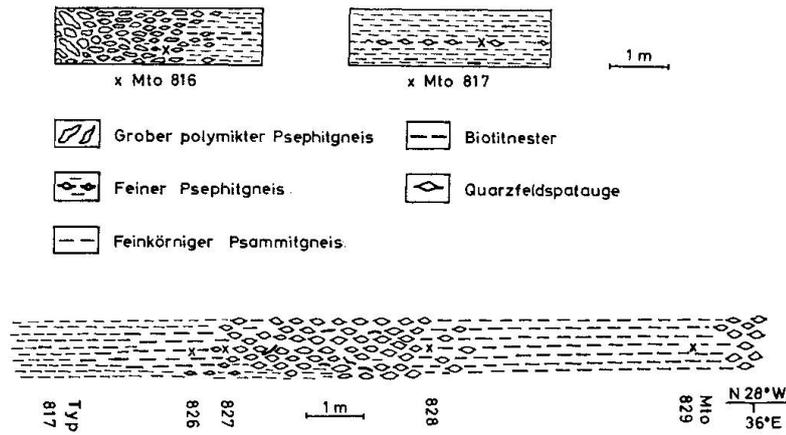


Fig. 6.

3. Serienvergleich

3.1. MODALER VERGLEICH

Der am Dünnschliff ermittelte Modalbestand erfasst ein wesentlich kleineres Gesteinsvolumen als die chemische Analyse, die für mehrere Kilogramm Gestein verantwortlich ist (vgl. 3.3.). Quarz und Oligoklas wurden zusammen gemessen, da eine eindeutige Trennung durch Färbung sich als unmöglich erwies (Kontrolle mit der Röntgenmikrosonde). Die Berechnung der Plagioklas-mengen erfolgte mit Hilfe von PHILIPSBORN (1933). Fig. 7 zeigt, dass die Gehalte der Hauptkomponenten in allen Gesteinstypen dieselben Variationsbreiten aufweisen. Die Mehrzahl der Extremwerte wurde in Nebengesteinsproben

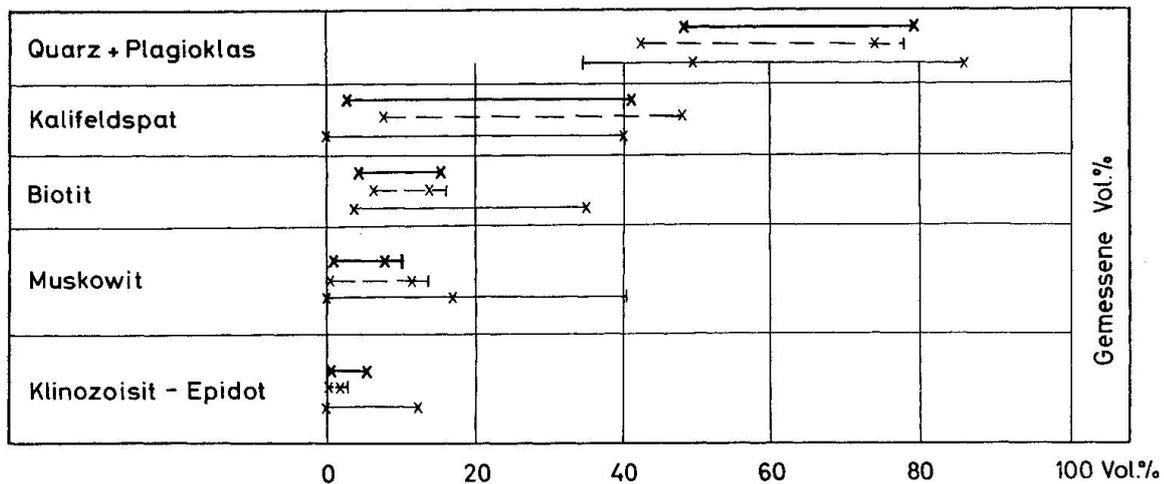


Fig. 7. Variationsbreite der Mineralmengen der Serien 1-9 und einzelner Proben.

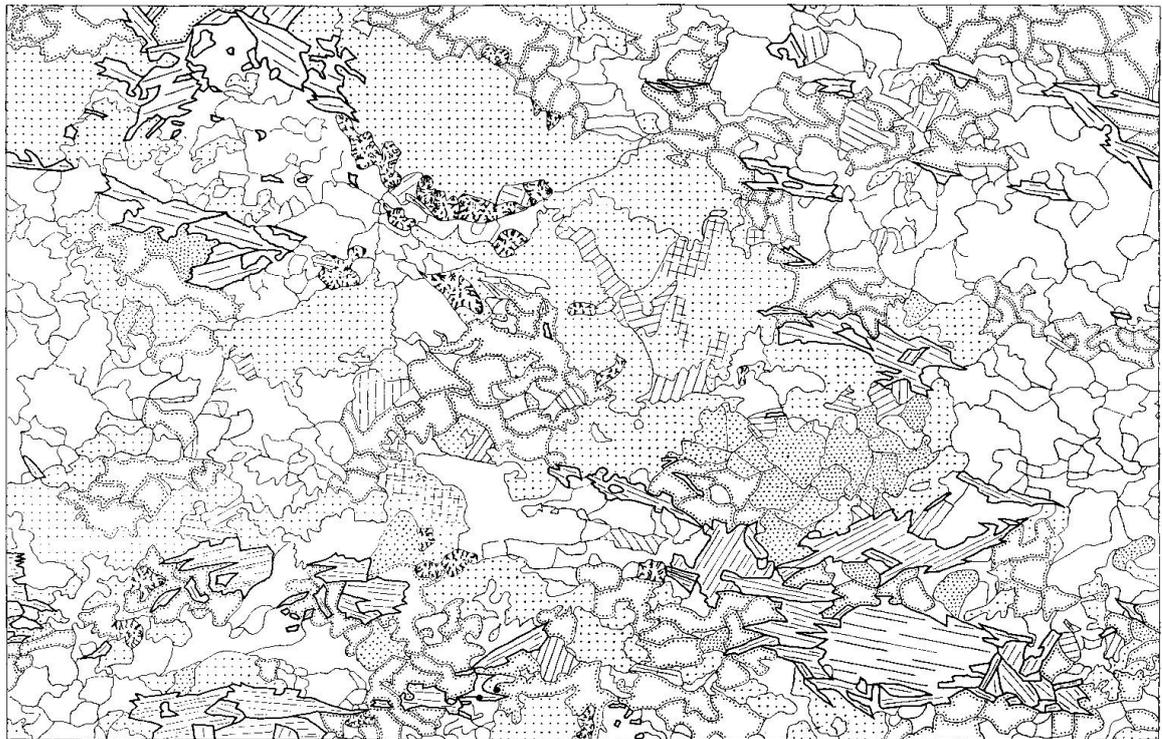
ausgezogene dicke Striche: Matorello-Gneise
 unterbrochene Striche: Übergangsgesteine
 ausgezogene dünne Striche: Nebengesteine
 Bereich zwischen x x: Variationsbreite innerhalb der chemisch analysierten Proben

beobachtet mit zwei überraschenden Ausnahmen: der höchste Gehalt an Alkalifeldspat und der niedrigste an Quarz + Oligoklas finden sich im Übergangsgestein (Mto 828, Serie 8). Da sämtliche Gesteine (mit Ausnahme weniger muskowitz- und klinozoisit-epidotfreier Proben) denselben Mineralbestand führen, sind sie alle als Biotit- bis Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneise bis -Plagioklasgneise zu bezeichnen.

3.2. DIE AUSBILDUNG DER HAUPTGEMENGTEILE

Quarz tritt sowohl in Matorello-Gneisen wie in Neben- und Übergangsgestein klein- bis grobkörnig (\varnothing bis 10 mm), wie auch in Nestern und Zeilen auf. Quarz und Plagioklas korrodieren alle übrigen Gemengteile.

Alkalifeldspat findet sich in allen drei Gesteinstypen in folgender Ausbildung: a) Porphyroblasten (\varnothing 4–10 mm) mit verschwommener Mikroklingit-



| | | | |
|--|--|--|--------------------|
| | Quarz meist in Nestern | | Myrmekit |
| | Quarz oder Oligoklas | | Biotit |
| | Oligoklas mit Spaltrissen oder Zwillingslamellen | | Muskowit |
| | Kalifeldspat | | Klinozoisit-Epidot |
| | Kalifeldspat mit Mikroklingitterung | | Granat |
| | Metasomatischer Antiperthit in Oligoklas | | |

Fig. 8a. Dünnschliffsskizze von Matorello-Gneis Mto 76 (Vergrößerung 1 : 4,4).

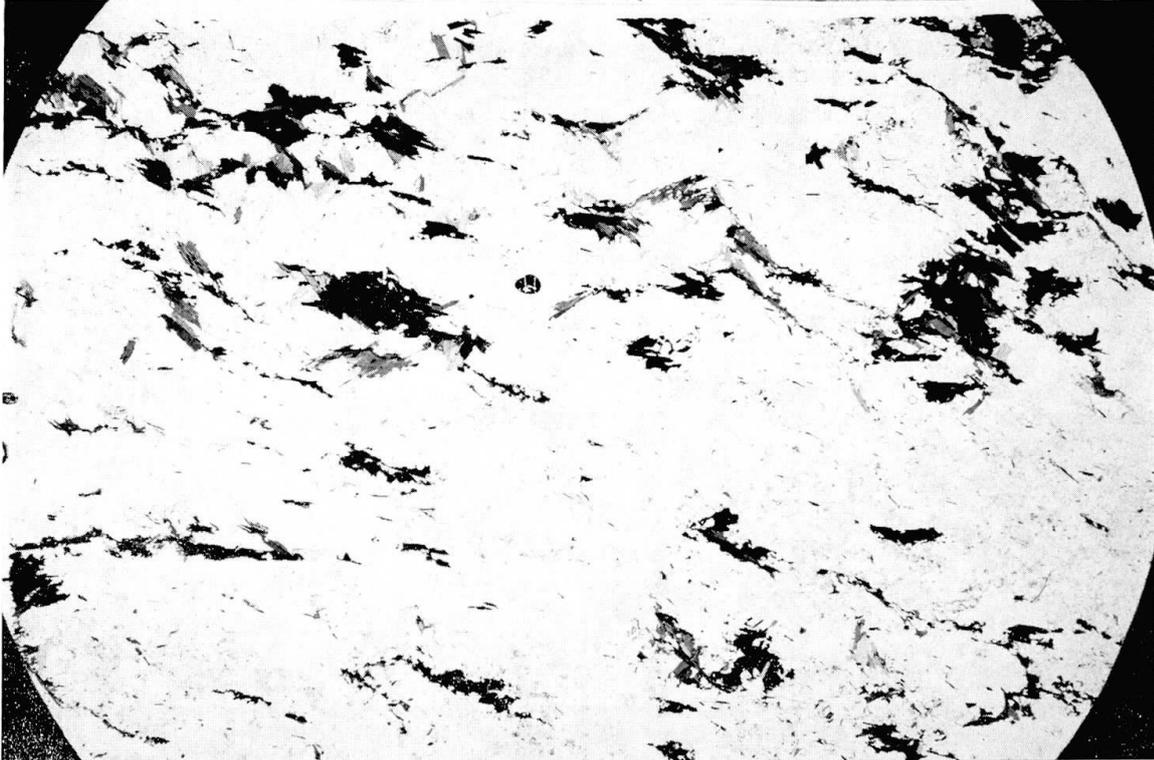


Fig. 8b. Dünnschliffphoto (ohne Nicols) von Mto 76 mit typischen Biotitnestern und Querbiotit (schwarz bis grau), Quarznestern (weiss) und Quarzfeldspatnestern (hellgrau). Makroskopisch Glimmer schwach bis unregelmäßig. Vergrößerung ca. $2,8\times$. Fundort von Mto 76: E Lago 2229, Zotta, Alpe della Bolla, Val Peccia. Koord. 687.295/145.935. Mto 76 stellt eine K-reiche Varietät von Matorello-Gneis dar. Die übrigen Varietäten sind reicher an Oligoklas und ärmer an Kalifeldspat und Myrmekit.

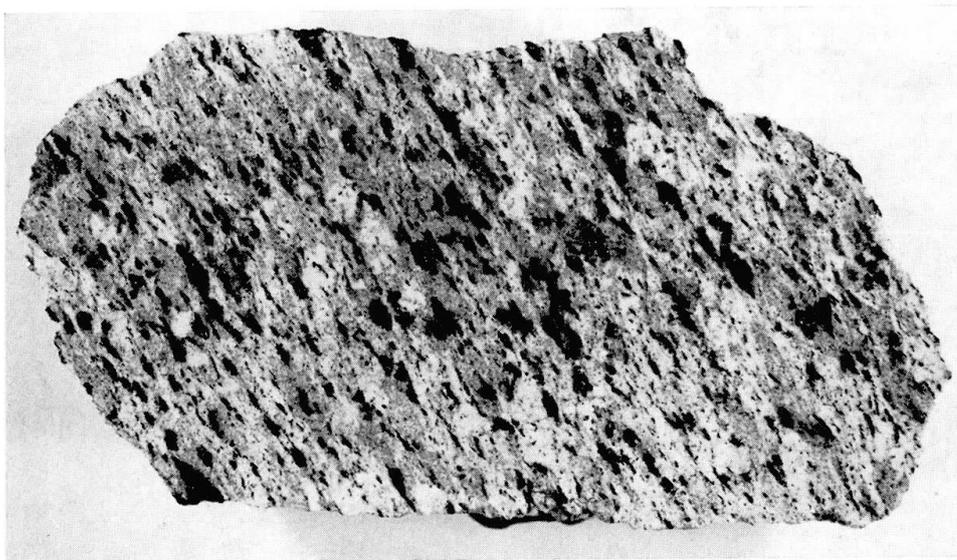


Fig. 9. Anschliff von Matorello-Gneis Mto 484. Länge des Handstückes 26 cm, Breite $13\frac{1}{2}$ cm. Fundort: Stauwerkstrasse N Lago 2074 auf ca. 2080 m (Koord. ca. 688.0/148.0).

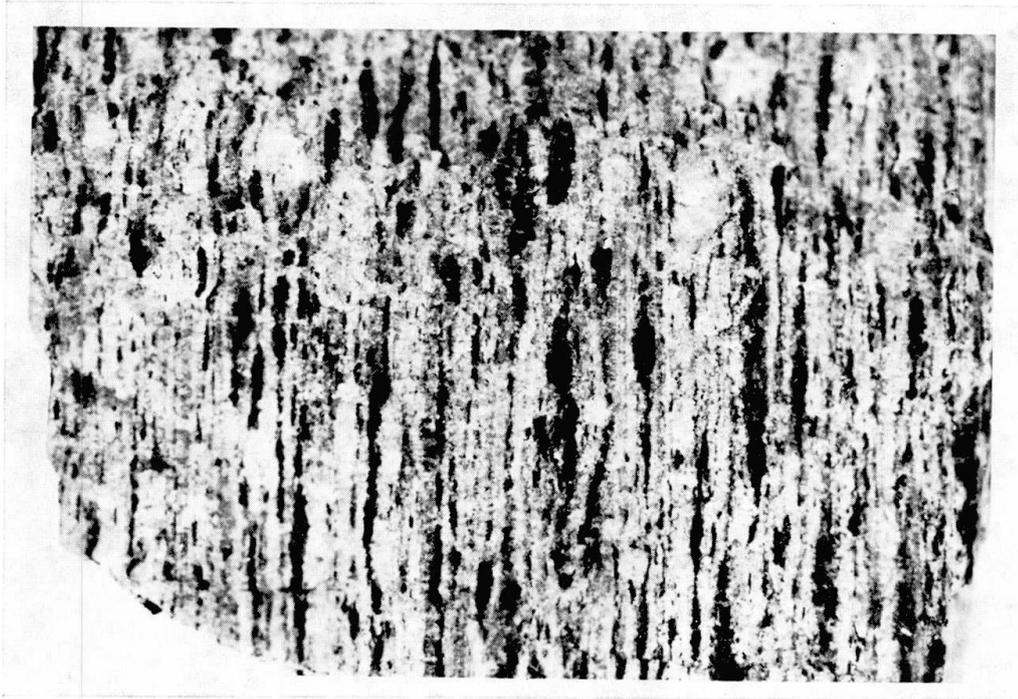


Fig. 10. Anschliff von Matorello-Gneis Mto 891a. Grösse: 5×7 cm. Der bc-Schnitt zeigt //s ausgezogene Biotitnester, Quarz- und Quarzfeldspatkornzeilen wie auch Feldspatporphyroblasten und Quarzkörner, welche Biotitlagen korrodieren. Fundort: Steinbruch WNW P. del Lago Scuro, S Lago di Naret (Nähe Fundort der Serie 4, vgl. Tafel 1). Kote ca. 2420 m (Koord. ca. 678.0/147.4).

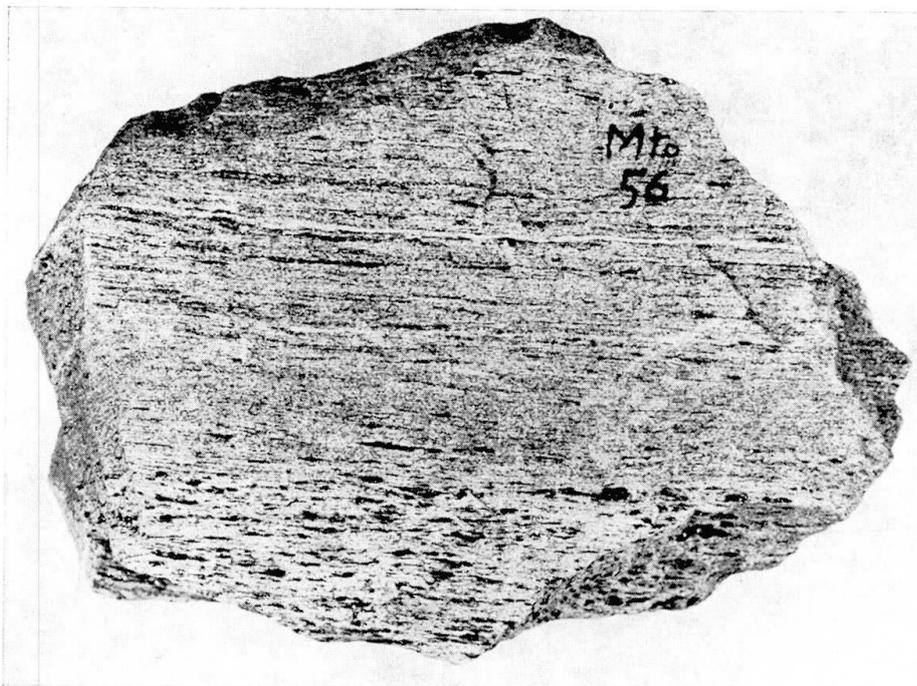


Fig. 11. Block (33×57 cm) von Mto 56: Fein- bis grobkörniges Nebengestein mit Biotit-, Quarz- und Quarzfeldspatnestern im Streichen und quer dazu übergehend in grobkörnig-granitoiden Matorello-Gneis. Fundort: Westufer des Lago Sambuco (Koord. ca. 692.55/146.65).

terung, b) in feinkörnigen Nestern und c) interstitial. Die Porphyroblasten sind oft durchsicht von Quarz und Plagioklas und umschliessen auch Glimmer und Klinozoisit-Epidotkörner.

Aufgrund ihrer Einschlüsse ist jungalpine Rekristallisation dieser Porphyroblasten anzunehmen. Sie sind wohl aus alten Kalifeldspäten hervorgegangen, wie man sie im Verwitterungssand porphyrischer Granitstöcke und porphyroblastischer Metamorphite finden kann. Der einschlussreiche grobkörnige Alkalifeldspat unserer Gneise tritt nur xenoblastisch auf. Der Alkalifeldspat aller vorliegenden Gesteinstypen wird von Quarz und Oligoklas korrodiert bis zur Bildung eines interstitialen Netzes von Alkalifeldspat, von Alkalifeldspatfetzen und von intrakristallin-metasomatisch entstandenem Antiperthit. Dieser reliktsche Alkalifeldspat bildet zusammen mit feinkörnigem Quarz, Plagioklas und Biotit die feinkörnige Fraktion des Gefüges. Nach H. R. WENK (1967, S. 137 und Tafel I) ist der Alkalifeldspat sämtlicher Gesteinstypen vorwiegend – jedoch nicht ausschliesslich – röntgenographisch monoklin und bleibt es auch bei Übergängen im Streichen von Matorello-Gneis in Nebengestein und an diskordanten Schollenkontakten des plagioklasaplitisch zusammengesetzten Neosoms des Matorello-Gneises (GÜNTHERT, 1954a, S. 92f., 99f.). Der meist feinkörnige *Plagioklas* bildet selten, und ausschliesslich im Matorello-Gneis, einzelne grobe Körner (\varnothing bis 2,5 mm). Er umschliesst Alkalifeldspat, Klinozoisit-Epidot und alle Nebengemengteile. Nester und Zeilen von Quarz + Plagioklas dagegen finden sich in allen Gesteinstypen. Der Vergleich der An-Werte der stets frischen, meist invers zonaren und oft fleckigen Plagioklase der Serien 1–8 ergab folgendes Bild (Tab. 2): Die An-Werte der Plagioklase der Matorello-Gneise stimmen gut überein mit denjenigen ihrer Nebengesteine. Höchste Basizität (An_{45}) wurde erreicht in Paragesteins-Serie 6 (Nebengestein Mto 816 und 817) bei grösster Distanz vom nächst gelegenen Matorello-Gneisvorkommen (vgl. Tafel 1 und Fig. 6).

Die relativ hohe Basizität der Plagioklase der Serie 1 + 2 im Zentrum des Matorello-Gneisgebietes bildet diejenige ihrer Nebengesteine ab (Fig. 1). Die An-Werte der Übergangsgesteine liegen innerhalb der ihrer Nachbarproben. In

Tabelle 2. An-Gehalt der invers zonaren Plagioklase der Serien 1–9

() Anzahl gemessener Körner

| Serie | Matorellogneise | Nebengesteine | Übergangsgesteine |
|-------|-----------------|---------------|-------------------|
| | Kern – Rand | Kern – Rand | Kern – Rand |
| 1 + 2 | 18–38 (17) | 17–37 (18) | – |
| 3 | 22–28 (5) | 18–26 (9) | 23–26 (4) |
| 4 | 17–27 (21) | 20–27 (22) | 20–25 (14) |
| 5 | 17–27 (44) | 17–27 (10) | 21–25 (11) |
| 6 | – | 15–45 (32) | – |
| 7 | 17–30 (22) | 17–32 (27) | – |
| 8 | 18–27 (16) | 18–27 (8) | 27–28 (8) |
| 9 | 17–36 (23) | 16–33 (11) | 17–35 (11) |

der verschuppten S Randzone des Maggia-Lappens wie auch E Lago Sambuco (HASLER, 1949, S. 101–105, und GÜNTHERT, 1954a, S. 69f., 77) treten an Stelle von Oligoklas Albitporphyroblasten in derselben Ausbildung in Muskowit-, Augen- und Matorello-Gneisen auf, die ebenfalls Kalifeldspat verdrängen. Der braune, seltener grünliche *Biotit* tritt in folgender Ausbildung in Matorello-Gneisen, Übergangs- und Nebengestein auf:

- a) Durch Quarz und Feldspäte korrodierte einzelne Leisten ($\varnothing = 0,2-0,4$ mm), $\pm //s$ orientiert.
- b) Dieselben wie a) in Zeilen mit oder ohne Quarz, meist $\pm //s$, gelegentlich flaserig bis gefältet.
- c) Querbiotit, der die Zeilen durchbricht, Flasern und Miniaturnester bildend.
- d) Unter allgemeiner Kornvergrößerung entstehen Schmitzen, Putzen und Nester kleiner bis grober Leisten, die von der Orientierung $\pm //s$ übergehen in wirre Lagerung in makroskopisch deutlich erkennbaren Nestern (\varnothing bis 2 cm) oder in mm-feine Lagen $\pm //s$. Diese Nester verleihen dem Gestein sein typisch grobgeflecktes Aussehen (Fig. 8–10).

Primärer *Muskowit* findet sich als Leistchen einzeln verteilt, seltener in Zeilen oder Nestern (im Nebengestein). Sekundärer Muskowit bildet sich in allen Gesteinstypen sehr untergeordnet als Produkt der Verdrängung von Kalifeldspat durch Oligoklas.

Der *Klinozoisit-Epidot* ist in allen Gesteinstypen feinkörnig ausgebildet und oft umschlossen von den übrigen Hauptgemengteilen. Sekundär kommt er selten vor (GÜNTHERT, 1954b). Über *Zirkon* vgl. Kap. 4. *Granat* tritt akzessorisch in allen untersuchten Gesteinstypen auf (HASLER, 1949, GÜNTHERT, 1954a).

3.3. DIE GEFÜGE (ohne Gefügeanalyse)

Sämtliche Gesteine weisen typische Gneisgefüge mit makroskopisch alpiner Regelung auf. Eruptivgesteinsstrukturen fehlen. Die *Nebengesteine* sind als fein- bis mittelkörnige, dünnplattige Gneise entwickelt, die im Feld den Eindruck einer homogenen Ausbildung erwecken.

Der Modus verschiedener Schriffe und Schliffhälften ergibt jedoch deutliche Korngrößen- und Mengenunterschiede. Diese steigern sich in jenen Nebengesteinstypen, welche mittel- bis grobkörnige Nester und Zeilen von Quarz, Feldspat und Biotit wie auch grobe Schuppen von Querbiotit führen. Nester, Zeilen und Querbiotit häufen sich gegen den *Matorello-Gneis* hin. Dabei nehmen Korngrösse, wie auch die Grösse der Nester zu und das zusammenhängende Grundgewebe verschwindet. So entstehen kontinuierliche Übergänge (Tab. 3; Fig. 1–6).

Tabelle 3. Über die Entstehung der granitoid-nidoblastischen Struktur (vgl. Kap. 3.3. und 5.2.2.)

| Nebengesteine | Granitoide Gneise |
|---|--|
| <p><i>Heteroblastische Ausgangsgefüge</i></p> <p>a) blastopsephitische Gneise mit mono- und polymikten «Augen»,</p> <p>b) porphyroblastische Gneise mit Biotit- und Feldspatporphyroblasten (verschiedene Generationen),</p> <p>c) Psammitgneise mit Zeilenbau und Mineralnestern (Reliktstrukturen),</p> <p>d) lepido- bis porphyroblastische Glimmerschiefer,</p> <p>e) Bändergneise.</p> <p><i>Homöoblastische Ausgangsgefüge</i></p> <p>f) arkoseartige Psammitgneise: feinkörnig-granoblastische Glimmer-Zweifeldspatgneise.</p> | <p><i>Granitoides Gefüge</i></p> <p>Polymetamorphes heteroblastisches <i>granitoides</i> Gefüge, nidoblastische (nesterreiche) Struktur der fein- bis meist grobkörnigen Matorello-Gneise, z. T. mit spätalpin granuliertem grobem Quarz und Feldspat.</p> |

Stellenweise lassen Matorello-Gneise blastopsephitische Struktur (zum Beispiel in Serie 8) erkennen. Die Strukturen von Handstück- und Meterbereich erwecken vielerorts den Eindruck einer homogenen Ausbildung. In grösseren Bereichen dagegen erscheinen sie heterogen wegen der sedimentogenen Einschlüsse, der Übergänge und Wechsellagerungen. Auch das Mikrogefüge der Matorello-Gneise ist heterogen, zeigt doch der Modus verschiedener Schlitze Schwankungen analog dem der Neben- und Übergangsgesteine. Typisch für Matorello-Gneise sind Alkalifeldspatporphyroblasten ($\varnothing = 2-5$ mm), einzelne grobe Quarzkörner, grobkörnige Quarzzeilen, Nester ($\varnothing = 2-5$ mm) von Quarz, Feldspat, Quarz + Feldspat und von Biotit mit wirr struierten bis $\pm //s$ eingeschichteten Biotitschuppen. Trotz des makroskopisch granitoiden Aussehens aller Matorello-Gneise liegt unter dem Mikroskop ein typisches Gefüge von Biotit-Alkalifeldspat-Oligoklasgneisen vor. Da ein zusammenhängendes Grundgewebe fehlt, und neben Biotit- und Feldspatporphyroblasten von zeitlich verschiedener Entstehung noch die genannten polygenen Quarz-, Feldspat- und Biotitnester auftreten, genügt die Bezeichnung «grano- bis porphyroblastisch» nicht.

Weder in der Literatur noch in den Schiffsammlungen des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der Universität Basel haben wir eine ähnliche Struktur magmatischer, migmatischer oder metamorpher Gesteine gefunden, ausgenommen die des verwandten Cocco-Gneises: er steht 10–20 km weiter im SE an. Wir schlagen deshalb für dieses inhomogene, heteroblastische, polygenetische nesterreiche Gefüge des Matorello-Gneises die neue Bezeichnung *nidoblastisch* (nidus lat., Nest) vor (Fig. 8–11). Dieses Gefüge verleiht dem Gestein ein körniges und dank der Biotitnester charakteristisches grobgeflecktes Aussehen (Fig. 11 unterer Teil von Handstück Mto 56; vgl. ferner HASLER, 1949, Fig. 10, und BUCHMANN, 1953, 39f.). Die Bildung der Biotit- und Quarzfeldspatnester der Übergänge a) bis c) (Tab. 3) kann durch die alten Gefüge,

durch Korngrösseneffekte, metastabile Nuclei (SPRY, 1969) und Gitterstörungen begünstigt worden sein.

Matorello-Gneis, Übergangs- und Nebengesteine unterscheiden sich wesentlich nach ihrem Gefüge, in zweiter Linie können sie auch nach Mineralmengen (Serie 1, 2, 4, 8), nicht jedoch nach Mineralart verschieden sein. Grobe Quarz- und Feldspatkörner würden in allen Gesteinstypen granuliert oder löschen undulös aus, was für spätalpine Beanspruchung aller Gesteine spricht. Die Abfolge der alpinen Umkristallisation ist in allen Gesteinstypen dieselbe: Akzessorien-Karbonat, Klinozoisit-Epidot, Orthit-Glimmer-Feldspäte + Quarz – Quarz, – selten Zoisit, in Plagioklas und spärlicher sekundärer Muskowit + Serizit in Kalifeldspat sowie Chlorit (HASLER, 1949, und Autor, 1954a, beschreiben u. a. die metasomatische Verdrängung von Kalifeldspat durch Oligoklas).

3.4. DIE CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG (Fig. 1–6, 12, 13)

Die Abschätzung der Fehlertoleranz der Hauptkomponenten und Spurenelemente erfolgte nach W. B. Stern (1972, Fig. 1). Sie beträgt für SiO_2 gesamthaft $\pm 1\frac{1}{2}\%$, für Al_2O_3 $\pm 2\%$, für Fe_{tot} als FeO $\pm 4\%$, für MgO $\pm 6\%$, für CaO 2–4%, für die Alkalien je 3–4% und für H_2O (= H_2O^+ plus H_2O^-) gesamthaft 5%.

Die Spurenelemente. Angaben «kleiner als» und «grösser als» sind analytisch bedingt (fehlende Standard). Charakteristischerweise zeigen Spurenelemente Stoffverschiebungen eher an als die Hauptkomponenten.

Tabelle 4. *Variationsbreiten der Spurenelemente der Serien 1–8*
Angaben in ppm

| | Matorello-Gneise (17 Analysen) | Übergangsgesteine (4 Analysen) | Nebengesteine (17 Analysen) |
|----|-----------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|
| B | 4–>100 | 3½–>80 | 1½–>80 |
| Ba | 250– 1000 | 350– 600 | 50–1150 |
| Be | 1½– 6½ | <1– 5½ | <1– 8 |
| Co | <2– 9 | <10– 35 | <2– 28 |
| Cr | <2– 120 | 27– 35 | <20– 130 |
| Ni | <2– 140 | <2– 20 | <2– 40 |
| Sr | 75– 370 | 85– 280 | 55– 470 |
| V | 30– 60 | 30– 56 | 10– 140 |
| Zr | 60– 200 | 100– 180 | <10– 210 |

3.5. EINIGE PETROGENETISCHE SCHLÜSSE AUS DEN CHEMISCHEN DATEN

Die chemische Variabilität der Matorello-Gneise entspricht jener der sedimentogenen Neben- und Übergangsgesteine. Diese Übereinstimmung allein ist nicht schlüssig, sie lässt aber die Entstehung der Matorello-Gneise aus Meta-

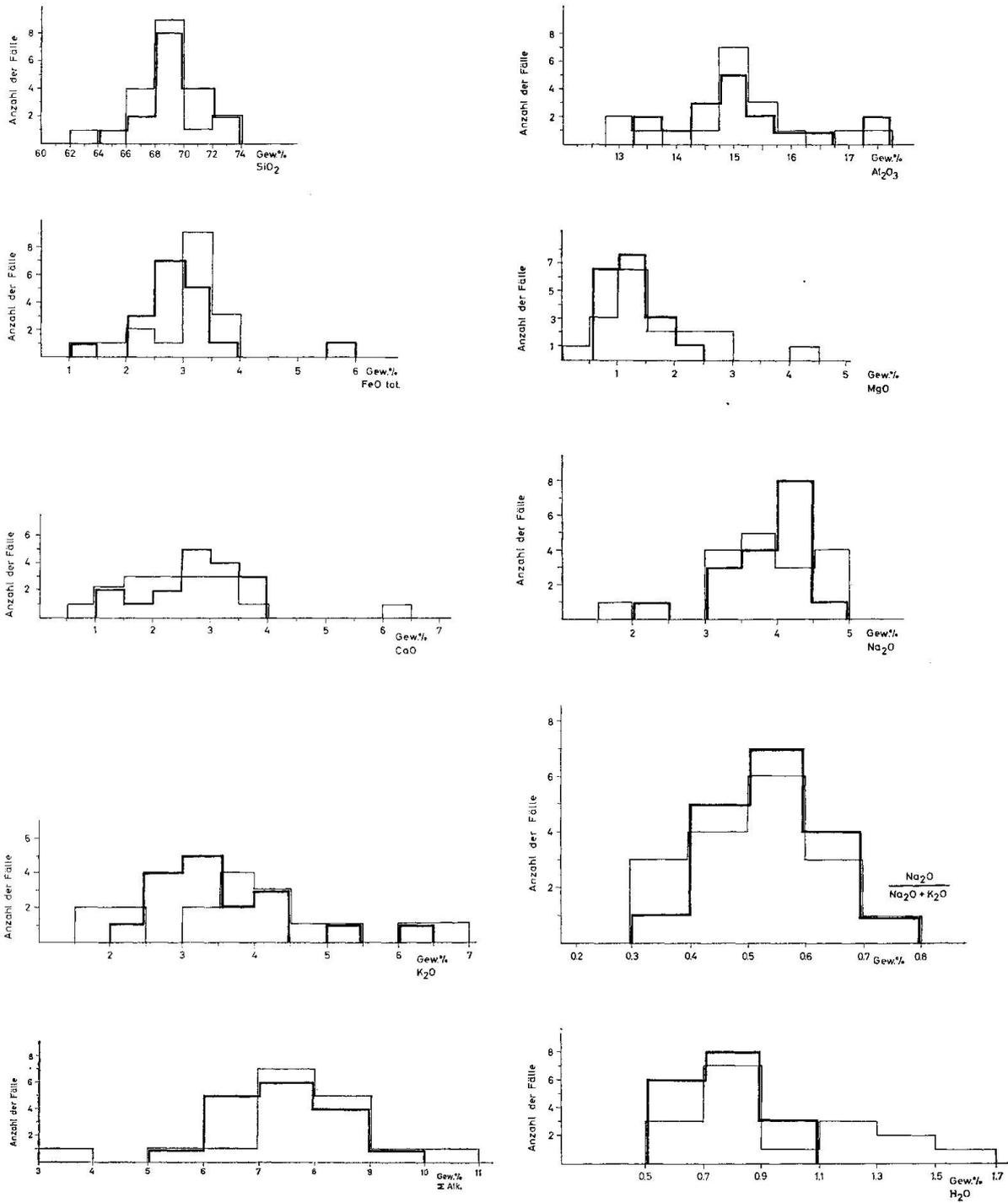


Fig. 12. Häufigkeitsverteilung der chemischen Hauptkomponenten der Serien 1-8.

Legende zu Fig. 12 und 13:
 Dicke Linien: Matorello-Gneise
 Dünne Linien: Nebengesteine

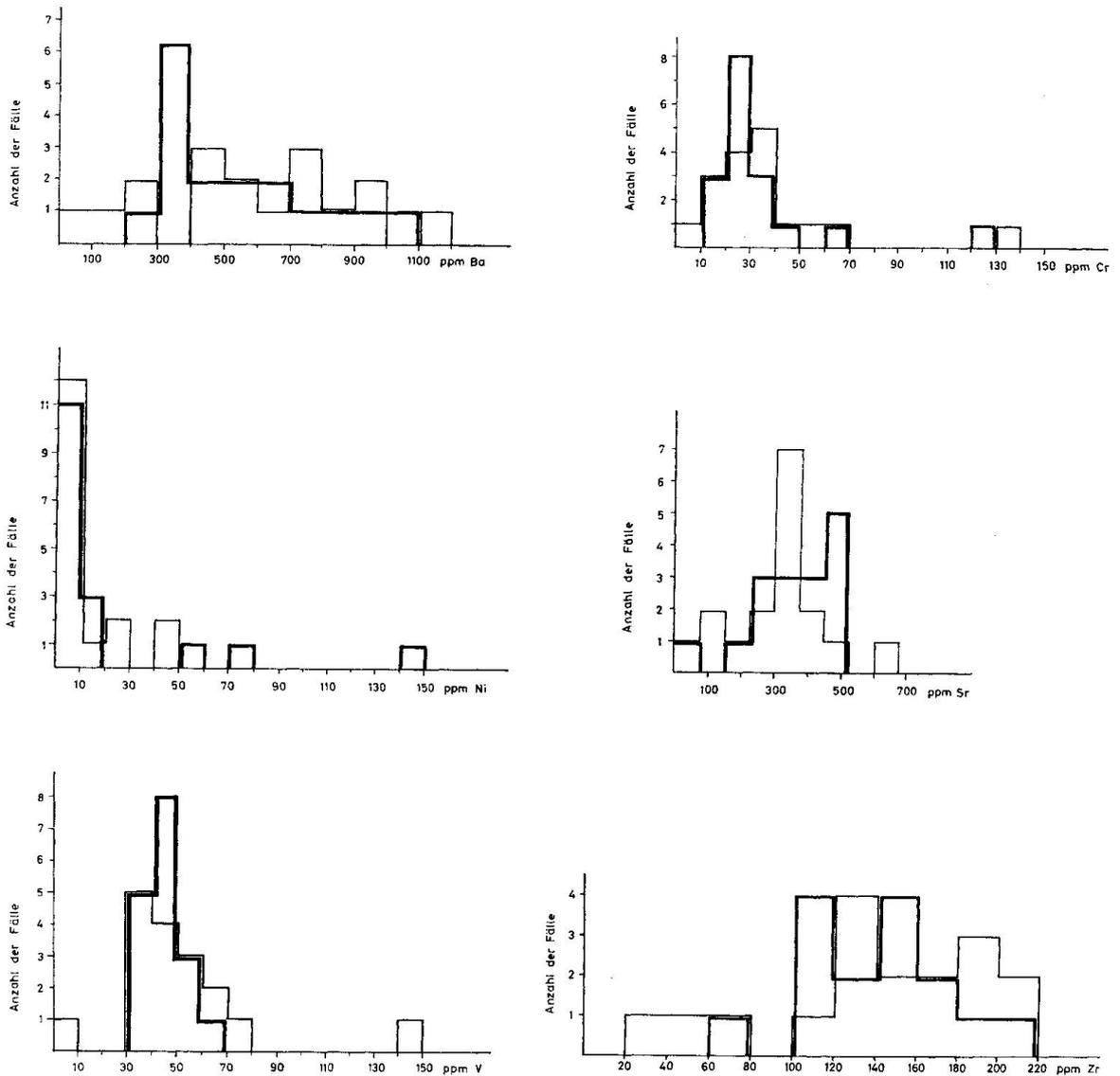


Fig. 13. Häufigkeitsverteilung der Spurenelemente der Serien 1-8.

sedimenten möglich erscheinen. Anzeichen für metasomatische Wanderungen etwa granitophiler und granitophober Elemente (MEHNERT, 1968, S. 141 f.) fehlen in den untersuchten isochemischen Übergängen von Matorello-Gneis zu Nebengestein. Der granitoide Gneis nimmt keine petrochemische Sonderstellung innerhalb des Maggia-Lappens ein. Die drei Gesteinsgruppen erscheinen von verwandter Entstehung. Die Streuung der Werte der Hauptkomponenten bildet präalpine Verhältnisse ab. Die weitab vom nächsten Matorello-Gneisvorkommen gelegene Paragesteinsserie 6 fällt nicht aus dem geochemischen Rahmen der übrigen sieben Serien. In einzelnen Serien lassen SiO_2 , Fe_{tot} , MgO , CaO , Na_2O , Alkaliensumme, H_2O , Ba und Sr der Matorello-Gneise Anfänge der Homogenisierung erkennen. Die höheren B- und Cr-Werte derselben

Tabelle 5. Zirkone der untersuchten Gesteinsproben und ihre U/Pb-Alter

| Grade der Metamorphose Low Medium High Epi Meso Kata (vgl. WINKLER, 1970) | Orogenesen (O.) und Gesteine | Alter der Zirkone in Mio. J. nach V. KÖRPEL, Zürich | | Unter dem Mikroskop festgestellte ungefähre Mengenverhältnisse der Zirkone | | Morphologie der Zirkone jeglichen Alters | |
|--|--|--|-----------|--|--------------|---|--|
| | | idiomorphe | gerundete | idiomorphe | gerundete | idiomorphe | gerundete |
| | | | | | | | |
| | <i>Archaische O.</i> Paragneis = Brauner Gneis PREISWERKS ¹⁾ | | 2000 | × | × × × | bipyramidale, kurze bis lange Prismen | kanten- gerundete bipyramidale Prismen bis rundliche Körner a : c = 1 : 1 bis 1 : 4 1/2 |
| | <i>Kaledonische O.</i> Psephitgneis Komponente ²⁾ Zement ³⁾ | ~ 400 | ~ 400 | × × × × × | × × × × × | | |
| R | <i>Herzynische O.</i> Zentrum des Granitgneis- gebietes (Z) ⁴⁾ Rand desselben Gebietes (R) | ~ 300 | | (Z) × × × (R) × × | × × × × × | farblos bis hellbräunlich, z. T. mit Zonarstruktur und Einschlüssen. Absolute Grössen: 0,05–0,30 mm | |
| | <i>Alpine O.</i> | Alter Zirkon ± unverändert | | | | | |

× = spärlich, × × = häufig, × × × = vorwiegend

Untersuchte Gesteine des Maggia-Lappens:

- 1) Nr. Mto 841: Biotit-Plagioklas-Arkosegneis. Nebengestein von Matorello-Gneis. Strasse Ostufer des Lago Sambuco (Koord. 693.85/146.15).
- 2) Nr. Mto 838: Augengneis. NE Poncione di Braga (Koord. 685.25/143.32).
- 3) Nr. Mto 837: Arkosegneis. NE Poncione di Braga (Koord. 685.25/143.32).
- 4) Nr. Mto 54–59: Matorello-Gneis, granitoid, Westufer des Lago Sambuco, Valle Maggia (Koord. 691.45/146.80–692.70/146.50).

Gneise sprechen für sedimentogene Abkunft (CRONAN, 1970, HANSEN, 1972, HARDER, 1960, KELLER, 1968, PETTIJOHN, 1963, RÖSLER et al., 1965, SABINE, 1969, SCHWARCZ, 1966).

4. Über Zirkone und absolute Altersbestimmungen

Aus 46 Gesteinsproben des Maggia-Lappens – Matorello-Gneise und Nebengesteine – wurde Zirkon mit Hilfe folgender (leicht abgeänderter) Methode nach FRASL (Mitteilung von Prof. Dr. E. JÄGER, Bern) gewonnen. Das Gesteinsmehl wurde einer Ultraschallbehandlung unterzogen, anschliessend der Schluff durch Dekantieren entfernt, und endlich das Pulver getrocknet und gesiebt (0,2 mm), und dann in je eine magnetische und nichtmagnetische Fraktion geteilt (Frantzsch Separator). Aus der letzteren liess sich Zirkon mittels Schwerelösung (Clerici) abtrennen.

Wir deuten Zirkone, deren Kanten und Pyramidenspitzen abgerundet sind, als detritisch-xenomorph, da alle Übergänge zu völlig gerundeten Individuen vorliegen. Gesamtmenge und Ausbildung der Zirkone sind dieselben in granitoiden und psephitisch-psammitischen Gneisen. Ansmelzformen (HOPPE, 1962, PUPIN et al., 1969) fehlen. Nach KÖPPEL (mündl. Mitt. 1973) ist der U-Gehalt niedrig im Vergleich mit dem von Orthogneisen (ALLEGRE et al., 1974). Erste Resultate von KÖPPELS *Altersbestimmungen an Zirkonpopulationen* sind in Tab. 5 enthalten.

Eine Anzahl Schweremineralanreicherungen wurde röntgenfluoreszenzanalytisch auf ihr *Zirkon/Hafniumverhältnis* hin geprüft; knapp 1 mg Mineralkonzentrat gelangte zur Anregung; die Präparation erfolgte im wesentlichen nach STERN (1971). Alle Proben, die genügend Material aufwiesen und auch tatsächlich das Mineral Zirkon enthielten, ergaben einen Zr/Hf-Quotienten um 10; im Rahmen der Messgenauigkeit erwies sich für alle untersuchten Proben – Konzentrate mit überwiegend xenomorphen Körnern als auch solche mit hauptsächlich idiomorphen – der Zr/Hf-Quotient als konstant. Dies gilt sowohl für Proben von Matorello-Gneis wie für Proben von Nebengestein.

Der *Gehalt an Y und an Th* ändert nicht signifikant in Zirkon von Matorello-Gneis und von Nebengestein. Dagegen variiert der *P-Gehalt* im Spurenbereich nicht nur innerhalb eines Zirkonkonzentrates, sondern auch innerhalb eines Einzelkornes, wie die RMS-Untersuchung gezeigt hat.

Die variszischen *Glimmer* wurden alpin verjüngt. Die jungen Abkühlungsalter der Glimmer benachbarter Gebiete (JÄGER et al., 1967) gelten auch für den Maggia-Lappen. Da in Nebengestein und Matorello-Gneis Quarz und Feldspäte die Glimmer korrodieren, sind sie gleichaltrig bis jünger als die Glimmerbildung.

5. Petrogenetische Deutung

5.1. EINLEITUNG

Der Maggia-Lappen setzt sich aus folgenden Gesteinstypen zusammen:

- | | | |
|--|---|--|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Granitoide Zweifeldspatgneise (Matorello-Gneise) 2. Übergangsgesteine von teilweise granitoidem Gefüge 3.–11. Nebengesteine von 1., nämlich 3. Glimmer-Alkalifeldspatgneise 4. Glimmer-Plagioklasgneise 5. Augengneise 6. Psephitgneise (Bindemittel = Typen 3.–5.) 7. Glimmerschiefer 8. Hornblendegneise und -schiefer 9. Amphibolite 10. Bändergneise 11. Gang- und Adergesteine, inkl. Schollenmigmatite | } | <p>Vgl. chemische und modale Analysen (Tab. 1, Fig. 1–7)</p> |
|--|---|--|

Mengenmässig überwiegen die Gesteinstypen 1.–5. und 8.–10. Sämtliche Gesteine treten konkordant auf, ausgenommen die spärlich vorhandenen Gang- und Adergesteine.

Nach STRECKEISEN (1967) sind die untersuchten Gesteine des Maggia-Lappens wie folgt zu klassifizieren:

| | Matorello-Gneise | Nebengesteine |
|-----------------------|------------------|---------------|
| granodioritisch | rund 60% | rund 60% |
| granitisch | 30 | 5 |
| quarzdioritisch | 5 | 25 |
| monzonitisch | 5 | 5 |
| quarz-granodioritisch | – | 5 |

Mit Ausnahme von Mto 260, 268, 826 und 828 bilden die untersuchten Gesteine ein geschlossenes Feld von granitischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung. Keine Serie zeigt konstantes Stoffgefälle oder bildet eine Sondergruppe. 1953a haben wir gezeigt, dass sich zu allen «Magmentypen» der Kalkkalkalireihe auch Sedimentchemismen finden lassen. Die Geochemie allein ist somit genetisch hier nicht entscheidend (vgl. Kap. 3.5.). Da die Projektion der psephitischen Augengneise Mto 827 und G 38 (Autor, 1954a) ins Feld der Matorello-Gneise fällt, verzichten wir auf die Wiedergabe von Q-Or-Ab- und Q-Or-Plag-Dreiecken (vgl. ROUBAULT, M. und DE LA ROCHE, H., 1970).



Fig. 14a.



Fig. 14b.

5.2. ÜBER VORALPINE GENESEN

5.2.1. Die nichtgranitoiden Nebengesteine

Für vormesozoische Herkunft der Paragesteine des Maggia-Lappens sprechen geologisch-tektonische (PREISWERK, 1918, NIGGLI et al. 1936) und petrographische Gründe (Fig. 6 und Autor, 1954a). Da die Komponenten der Psephitgneise grösstenteils als Paragesteine vorliegen, müssen sie schon verherzynisch Metamorphosen und Orogenesen erlitten haben. Damit stimmen KÖPPELS Ergebnisse (Tab. 5) überein: Einerseits liegen ererbte xenomorphe präkaledonische Zirkone vor (Probe Mto 841) und andererseits vorwiegend kaledonisch gebildete, wenig bis kaum gerundete Zirkone (Proben Mto 837, 838). Verschiedene Paragesteinstypen mit idio- und xenomorphen, verschiedenaltrigen Zirkonpopulationen wechsellagern intensiv. Die Vorkommen polymetamorpher Psephitgneise, Biotitschiefer, Para-Amphibolite und Bändergneise zeigen primär sedimentogene Strukturen und Zusammensetzung.

All dies spricht gegen ein totales Aufschmelzen der gesamten Serie des Maggia-Lappens.

5.2.2. Die granitoiden Gesteine (Matorello-Gneise)

Tab. 3 und Fig. 1–6 zeigen, wie diese Gesteine im Streichen in ihre Nebengesteine übergehen. Die häufigsten Übergänge a) bis c) und f) erfolgen c. gr. s. isomodal, zum Teil auch isochemisch (Kap. 2). Ähnliche Mineralnester und Kornzeilen wie im Matorello-Gneis (Fig. 9, 11, 14a, b und 1954a, Fig. 13–15) finden sich auch in seinem Nebengestein (Typen a) und c)), wie auch in Psephit- und Psammitgneisen der Lebendun-Serie (BURCKHARDT, 1942, Abb. 3, 4, 7, 8, und Joos, 1969, Photos 4, 5, 12, 14). Höhere Energiezufuhr verlangte wohl die Matorello-Gneisbildung der verbreitetsten Übergänge (Typ f):

Neben Biotitnestern des feinkörnigen Nebengesteins entstehen erste Biotit-

Fig. 14. Verbandsverhältnisse von Granitgneis und Nebengestein.

Fig. 14a. Lagenweise Häufung von Biotitnestern und Biotitporphyroblasten wie auch von Quarzfeldspatnestern in fein- bis grobkörnig granitoiden Partien mit und ohne Übergänge quer zum Streichen. Länge des angeschliffenen Handstückes (Mto 805): 13 cm; grösste Breite: 7 cm. Fundort: Kar E Poncione dei Laghetti, Kote 2330 (Koord. 689.6/146.95), ca. 250 m SW Fundort der Serie 2 anstehend, vgl. Tafel 1. (Die Buchstaben a–d der Aufnahme betreffen die hier nicht besprochene Bänderung.)

Fig. 14b. Aufnahme eines Blockes im Tälchen «Ospedale» S Lago 2128, Campo la Torba, Quellgebiet der Maggia (Kote ca. 2360 m). Helles feinkörniges Nebengestein (= Biotit-Zweifeldspatgneis mit «patches» und kleinen Schollen von Granitgneis) in grobkörnigem Matorello-Gneis. Der scharfe Kontakt des Matorello-Gneises (rechts) geht beidseits des Kompasses in Verzweigungen allmählich über in das Nebengestein. Fundort: Kar S Lago 2128, Kote ca. 2450 m (Koord. ca. 687.7/147.1), W Fundort der Serie 7, vgl. Tafel 1.

porphyroblasten und Biotitschmitzen, letztere in Abständen von $\frac{1}{2}$ –3 dm – sämtlicher Biotit wird grob, die Biotitschmitzen werden zahlreicher – alle Hauptgemengteile werden gröber und \pm parallel *s* ausgezogen – Sammlung der meisten Individuen in Biotit-, Quarz- und Quarzfeldspatnestern. Die Strukturelemente und Mineralausbildungen aller untersuchten Gesteine sind heteroblastisch und amagmatisch.

Gegen Entstehung *aller* Matorello-Gneisvorkommen durch totale Aufschmelzung sprechen folgende Gründe:

1. In allen Matorello-Gneisproben koexistiert ererbter detritischer und herzynisch neu gebildeter idiomorpher Zirkon. Im Zentrum des Granitgneisgebietes herrscht idiomorpher Zirkon vor. In der Randzone gibt es Matorello-Gneise (in Serie 4, 5, 7), die mehr detritischen als idiomorphen Zirkon führen. Andererseits stehen im Zentrum und am Rande des Granitgneisgebietes psammitogene Nebengesteine (in Serie 1, 2, 4) an, die neben detritischem reichlich idiomorphen Zirkon enthalten. Dasselbe gilt für die weitab von diesem Gebiet gelegenen Psephitgneise (Gü 38, 1954a; Mto 837, 838, s. Tab. 5). Da die Gesteinsstrukturen erhalten blieben, können die idiomorphen Zirkone dieser Paragneise nicht aus einer Schmelze *in situ* hervorgegangen sein. Dasselbe kann für gleich ausgebildete idiomorphe Zirkone der Matorello-Gneise gelten. Nach KÖPPEL (mündl. Mitt. 1975) ist die Neubildung von idiomorphem Zirkon nicht unbedingt an Gesteinsschmelzen gebunden (vgl. auch MAURICE, 1949, über Zirkonsynthese bei 400°C und 900 at in Gegenwart von H₂O; ferner DEER et al., 1962, S. 63):

Die untersuchten Zirkone sind arm an U und an anderen Spurenelementen, mithin resistenter gegen Umbau als dies U-reicher Zirkon ist. Ferner können vorherzynische Gitterstörungen und Verunreinigungen durch ältere Metamorphosen teilweise behoben worden sein, womit eine herzynische Umkristallisation des Zirkons erschwert wurde. Sie hing jedoch auch ab von der Art der zirkulierenden Lösungen und Teilschmelzen, ihrer Wegsamkeit und Dauer der Einwirkung. Zudem ist auch eine Rekristallisation gerundeter Zirkone verbunden mit Neuwachstum von Flächen unter Erhaltung des rundlichen Zirkonhabitus möglich (KÖPPEL et al., 1971).

2. Die Wechsellagerung der etwa 100–3000 m langen, rund 0,1–400 m mächtigen geröllfreien Nebengesteinszüge mit zum Teil \pm isochemischen Matorello-Gneisen ist vielerorts derart fein (bis in den cm-Bereich), dass sich granitoide Gneise und Nebengesteine in Karte und Profilen (1954a und BURCKHARDT et al., 1957, HAFNER et al., 1975) nicht getrennt ausscheiden liessen, vielmehr musste der jeweils vorherrschende Gesteinstyp angegeben werden. Sowohl der Feldeindruck wie die Gesteinschemismen und Zirkonalter weisen darauf hin, dass der Matorello-Gneis herzynisch *nach* seinem gneisartigen Nebengestein zu entstehen begann. Wie aber sind feinste Wechsellagerung, Übergänge und gering mächtige Lagen und Inseln («patches», Fig. 1,

3, 5, 6) von isochemischem und isomodalem Nebengestein in mächtigeren granitoiden Bänken erklärbar, wenn alle diese Bänke aus einer Schmelze hervorgegangen sein sollen? Differentielle postgranitische Vergneisung allein erklärt dies alles nicht.

Die Verbandsverhältnisse von granitoid zu nichtgranitoid sind wesentlich anders als in einem «massif circonscrit», wie wir sie zum Beispiel im Gott-hard-Massiv oder – mehr oder weniger deformiert – in gewissen west- und ostalpinen Decken antreffen. Diese Tatsachen sprechen gegen den Begriff eines geschlossenen granitoiden «Kerngneiskörpers» (BUCHMANN, 1953; die Gesteine seiner «Randfazies des Matorello-Gneises» finden sich überdies auch weitab dieses Gneises in kogenetischem Verband mit Paragesteinen des Maggia-Lappens).

3. Die Front der Granitgneisgefüge verläuft bald konkordant, bald diskordant zu den planaren Strukturen der Nebengesteine und quert auch alte Gänge und Migmatite.

4. Matorello-Gneise und Nebengesteine weisen, soweit untersucht, gleichen Gesteinschemismus auf (Kap. 4.3. und 3.5.). Eindringende Granitschmelzen liessen die Bildung signifikanter Stoffgefälle von Gestein zu Gestein erwarten. Dies scheint nur der Fall zu sein an folgenden diskordanten Intrusivkontakten: Val Peccia (Autor, 1954a, Fig. 12–16), Gebiete NE bis E Poncione dei Laghetti (zum Beispiel vgl. Fig. 14a), S Laghetto 2128 (Fig. 14b) und SSE P. di Rodi (Koord. 690.50/144.65; Fund Dr. F. Keller, Zug). Diese vereinzelt Intrusivkontakte reichen nur wenige Meter weit und sprechen für Lokalanatexis.

Insgesamt scheinen die Bedingungen vorliegender herzynischer Granitgneisbildung im Grenzbereich zwischen Amphibolitfazies und beginnender partieller Anatexis gelegen zu haben.

Die Granitgneisbildung erfolgte selektiv. Die Resistenz der Nebengesteine nimmt in folgender Reihe zu: helle, nester- und zeilenfreie, feinkörnige Arkosegneise (dünnplattige Alkalifeldspat- bis Oligoklasgneise) – ebensolche mit höherem Biotitgehalt – Biotitschiefer – Hornblendegneise und Amphibolite.

Wie Relikte vorherzynischer Gesteinsstrukturen und Zirkone zeigen, lassen sich folgende Grade der herzynischen Metamorphose (mit Übergängen) unterscheiden:

- Rekristallisation vorherzynischer Metamorphite und Sedimente ohne Zirkoneubildung,
- Bildung von Granitgneis mit mengenmässig untergeordnet idiomorphem Zirkon, detritischer Zirkon herrscht vor,
- Bildung von Granitgneis mit vorherrschend idiomorphem Zirkon,
- seltene partielle Lokalanatexis ± Intrusivverband im Bereich weniger Meter (s. oben unter 4.).

Ein alpines Alter aller Migmatite erscheint unwahrscheinlich, da die alpine Metamorphose den Zirkon nicht zu verjüngen vermochte, mithin keine so hohen PT-Bedingungen wie während der herzynischen Umprägung erreicht hat.

Die Annahme eines voralpinen Alters der ersten Entstehung von Matorello-Gneis erleichtert die Erklärung der konkordanten Einlagerungen dieses Gesteins in Arkosegneisen des Randes des Maggia-Lappens. Man findet sie E Cima della Donne, am Grat von P. Cristallina zum P. Naret, N Laghetti, am Lago Sambuco und E Lago di Ravina (Tafel 1, Tab. 1, Kap. 2 und HASLER, 1949, 142). Diese rund 2–25 m mächtigen, bank- und linsenartigen Vorkommen sind durchwegs alpin stark eingeschichtet und werden durch nur 250 bis 1000 m mächtige, zum Teil ähnlich zusammengesetzte Gneispartien von Quarz und Dolomit führenden, kalkreichen bis pelitischen Bündnerschiefern getrennt. Letztere unterteufen den Maggia-Lappen bis in grosse Tiefe. Jede Kontaktwirkung der genannten Matorello-Gneisvorkommen an Nebengestein und Bündnerschiefer fehlt.

Für paläozoisches Alter des Beginns der Matorello-Gneisbildung spricht ferner das vormesozoische Gesamtgesteinsalter von Apliten, die diesen Gneis und sein Nebengestein durchschlagen (mündl. Mitt., Prof. E. JÄGER, Bern, 1974).

Sollten Cocco-Gneise dieselben Zirkonpopulationen und -alter aufweisen wie die Matorello-Gneise, so ergibt sich die Möglichkeit einer Entstehung beider nebeneinander als Folge herzynisch regional verschiedener Metamorphosengrade (Tektonik und Verbandsverhältnisse sprechen gegen eine tektonische Abtrennung des einen vom andern. – Migmatite können Orogenesen mit oder ohne partielle Reaktivierung überstehen).

Dass psammitische Paragesteine c. gr. s. isochemisch in höher metamorphe Gneise, granitische, migmatitische und granulitische Gesteine umgewandelt werden können, haben SCHMIDT, K. (1959), SUK, M. (1964), BUTLER, B. C. M. (1965), SCHWARCZ, H. P. (1966), MATĚJOVSKÁ, O. und Autor (1953a) gezeigt.

5.3. ÜBER ALPINE REKRISTALLISATION

Sämtliche Gesteine des Maggia-Lappens und seiner mesozoischen Hülle (Bündnerschiefer s. l.) sind alpin umkristallisiert worden.

5.3.1. Metamorphe Fazies

Für die Beurteilung der letzten alpinen Blastese massgebend sind die folgenden Paragenesen:

- 1a Quarz + Oligoklas-Andesin + Biotit + Klinozoisit-Epidot (-Orthit) ± die folgenden Gemengteile: Kalifeldspat, Muskowit, Gemeine Hornblende, Granat, Albit, Chlorit, Zoisit, Talk, Karbonat, Staurolith, Disthen, Strahlstein

- 1b Quarz + Albit + Kalifeldspat + Muskowit + Epidot
 2a Quarz + Calcit + Dolomit
 2b Calcit + Dolomit + Zoisit + Muskowit ± Phlogopit
 2c Quarz + Calcit + Biotit + Chlorit + Gemeine Hornblende, resp. Richterit
 2d Quarz + Oligoklas + Skapolith (50–80% Meionit-Molekül, verdrängt Oligoklas) + Calcit + Dolomit + Biotit + Muskowit + Klinozoisit-Epidot
 2e Tremolitparagenesen (vgl. TROMMSDORFF, 1966, 1972)
 Quarz + Calcit + Tremolit, Quarz + Calcit + Dolomit + Tremolit, Quarz + Calcit + Talk + Tremolit, Calcit + Dolomit + Tremolit, Calcit + Dolomit + Talk + Tremolit
 3a Quarz + Oligoklas + Kalifeldspat + Calcit + Biotit + Muskowit + Klinozoisit-Epidot
 3b Quarz + basischer Plagioklas + Biotit + Calcit + Klinozoisit-Epidot
 3c Quarz + Bytownit + Skapolith (80% Me-Mol.) + Calcit + Dolomit + Biotit + Klinozoisit-Epidot

Vorkommen: Im Maggia-Lappen vorherrschend 1a; selten 1b, 2b–2d, 3a, 3c.
 Im Mesozoikum vorherrschend 2a; selten 2e, 3a, 3b.

Die Paragenesen belegen diopsidfreie Amphibolitfazies. Für ihren relativ nieder temperierten Bereich sprechen ferner folgende Erscheinungen:

1. Die Ausbildung der Plagioklase. Sie sind selten verzwillingt (vgl. Deutungen von SMITH, 1958, LAVES, 1960). A-Zwillinge überwiegen (vgl. GORAI, 1951), das Häufigkeitsverhältnis der (010)-Zwillingsebenen zu den übrigen Zwillingsgesetzen beträgt 0,58 (vgl. Deutung von TOBI, 1961).
2. Aufgrund seiner Untersuchungen an Kalifeldspäten unserer Gesteine schloss H. R. WENK (1967) auf eine maximale Temperatur von 500°C (vgl. dazu Experimente zit. in HEIER, 1957, MEHNERT, 1968, 105). STECK et al. (1971) schlossen von der vorherrschenden Monoklinisierung der Kalifeldspäte auf Einbau von Na ins Gitter, was mit ihrer verbreiteten Oligoklasierung übereinstimmt.
3. Die Ausbildung vorliegender Feldspäte zeigt, dass K und Na intra- und interkristallin wanderten. Innerhalb der Feldspäte herrschen Ungleichgewichte vor.
4. Klinozoisit-Epidot ist in unseren Gneisen primär vor den übrigen Hauptgemengteilen entstanden (Autor, 1954b). Nach NITSCH et al. (1965) entsteht dieses Mineral bei Gegenwart von Keimen in verwandten Paragenesen (allerdings ohne Gegenwart von Feldspäten) unter 250–4000 Bar H₂O-Druck bei 400–650°C (Gleichgewichtsreaktionen).
5. Die Zusammensetzung des Granats zeugt nach STECK et al. (1971, 536) ebenfalls für den genannten Faziesbereich.
6. Die voralpinen Zirkonpopulationen erlitten alpin nur bedeutungslose Pb-Verluste (s. Kap. 4).

Während der letzten Blastese wurde kein Gestein des Maggia-Lappens umgeschmolzen. Innerhalb der diopsidfreien Amphibolitfazies variierten die

Energiewirkungen (PTX) räumlich und zeitlich wie folgende Beobachtungen, zusammen mit den beschriebenen, belegen:

- Auftreten jungalpiner Albitknotengneise und Albit-Muskowitschiefer in stark durchbewegter S Randzone des Maggia-Lappens (1954a, 69f., 77), teilweise albitisierte Augen- und Matorello-Gneise, wobei Porphyroblasten von Kalifeldspat durch Albit und Oligoklas ersetzt werden (HASLER, 1949, 101–105);
- verschiedene Korngrößen isomodaler Gesteine;
- qualitativ und quantitativ unvollständige Granitgneisbildung mit wechselndem Gefüge;
- Ausschwitzen aplitischer und quarzitischer Adern;
- teilweise erhaltene Palimpseststrukturen nach alten Sedimenten und Metamorphiten (Psephite, Wechsellagerung, Faziesübergänge);
- unvollständige Feldspatisierung, teilweise Kleinfältelung und Bildung biotitreicher, plastisch deformierter Gesteinspartien.

Schlüsse: Die alpine Rekristallisation voralpiner Meta-Arkosen und Granitgneise verlangte minimale Bedingungen der Amphibolitfazies. Der An-Gehalt der Plagioklase und der Kalksilikatgehalt der jungalpin nicht mobilisierten Gesteine sind allein abhängig von der Pauschalzusammensetzung der Gesteine und dessen Metamorphosengrad, nicht von deckenquerenden Stoffwanderungen.

Vorbehältlich unbekannter Faktoren erscheinen folgende alpine Bildungsbedingungen wahrscheinlich (Mitt. Dr. M. Frey, Bern, 1973):

$$P = 4-5 \text{ kb, } T_{\text{Max.}} = 550-600^{\circ} \text{C.}$$

5.3.2. Für alpines Alter

der vorliegenden Matorello-Gneisgefüge spricht folgendes: Sämtliche Gesteine des Maggia-Lappens und seiner mesozoischen Hülle sind alpin durchbewegt und alpin syn- bis postdeform rekristallisiert worden (Kap. 3.2.f., HASLER, 1949, GÜNTHERT, 1954a, 1971, WENK, 1955, Tafel I). Im Felde weisen alle untersuchten Matorello-Gneisvorkommen alpine Linear- und Planarstrukturen sowie alpine Kluftsysteme wie ihre Nebengesteine auf. Die granitoiden Gesteine des Maggia-Lappens bilden die alpine Tektonik genau so ab wie ihre Nebengesteine. Lokal beginnt sich – makroskopisch gesehen – der alpine Biotit zu entregeln. Der alpine Gefügeumbau erfasste bereits deformierte Gesteine selektiv. Nach JÄGER (1970, 82) kann voralpines Rb/Sr-Gesamteinsalter unserer nicht anatektischen Gesteine bei den festgestellten alpinen Metamorphosebedingungen einschliesslich Granitgneisbildung erhalten geblieben sein. Die Elementverteilung der untersuchten Gesteine ist sedimentogen und früheren Metamorphosen zuzuschreiben.

6. Zusammenfassung und Entwicklungsgeschichte

Das untersuchte Gebiet liegt südlich des Gotthard-Massivs in der Stirnregion des Lepontins (= Penninikum der Simplon-Tessinregion). Unsere Arbeit ist vornehmlich der Granitgneisbildung des Maggia-Lappens gewidmet, einer deckenartig von S überschobenen Serie metamorpher Gesteine (auch «Maggia-Decke» genannt). Unserer Arbeit liegen 38 neue chemische und 50 neue modale Gesteinsanalysen nach detaillierten Feldaufnahmen, wie auch Funde voralpiner Adern, Gänge und Migmatite zugrunde. Die Gesteinsanalysen ergaben c. gr. s. isomodale und isochemische Zusammensetzung der granitoiden Matorello-Gneise und ihrer Neben- und Übergangsgesteine (Glimmer-Feldspatgneise von psammitischer bis feinpsephitischer Abkunft).

Die Bestimmung absoluter Zirkonalter durch PD Dr. V. KÖPPEL, Zürich, und die Untersuchung von uns separierter Zirkonpopulationen aus 46 Gesteinsproben ergaben folgendes: Die Zirkonalter der untersuchten Nebengesteine sind diskordant vorherzynisch, der idiomorphe Zirkon der Matorello-Gneise vom Westufer des Lago Sambuco ist herzynisch neu gebildet worden. Jüngere Zirkonbildungen wurden nicht festgestellt.

Sämtliche Gesteine des Maggia-Lappens sind polymetamorph.

Durch herzynische und alpine Blastesen entstand das eigenartige heteroblastische Gefüge makroskopisch granitoid aussehender Gneise. Dieses Gefüge wird neu als nidoblastisch (= nesterreich) beschrieben und wie folgt gedeutet:

Durch Sammelkristallisation (\pm Porphyroblastese) von Biotit, Feldspäten und Quarz konvergieren verschiedene polygene Gefüge des voralpinen Ausgangsmaterials zum Gefüge der grobkörnigen granitoiden Matorello-Gneise. Letztere nehmen petrochemisch keine Sonderstellung innerhalb des Maggia-Lappens ein. Sie bilden präalpine Stoffverteilung ab. Dieser Befund deckt sich mit den Verbandsverhältnissen, insbesondere den Übergängen in Arkose- und Psephitgneise.

Die alpine Metamorphose erfolgte bei niedrigeren PT-Bedingungen als die herzynische, doch wurden dabei sämtliche Gesteine des Maggia-Lappens und seiner mesozoischen Hülle (Bündnerschiefer) umkristallisiert und alpin gemeinsam deformiert. Abgesehen von Stoffverschiebungen im Kleinbereich wurden dabei lediglich die Gefüge umgeprägt. Tektonisch liegt der Maggia-Lappen hoch innerhalb des alpin relativ «kühlen» Nordendes der Maggia-Depression.

Wir gelangen zu folgendem Modell der *Entwicklungsgeschichte* der untersuchten Gesteine des Maggia-Lappens, welche sich in die des Gotthard-Massivs (GRÜNENFELDER et al., 1964, ARNOLD, 1970, NUNES et al., 1974), des Sottoceneri (KÖPPEL et al., 1971), des Wallis (HUNZIKER, 1970) und der Zentralalpen (JÄGER, 1970, ALLEGRE et al., 1974, KÖPPEL, briefl. Mitt., 1973) einfügt.

- *Vorkaledonische Orogenese(n)* mit ältester Zirkonbildung (2000 Mio J.).
- *Vorkaledonische Sedimentation* von Psammiten (zum Teil Arkosen), Peliten, Mergeln und Kalken. Eventueller Pb-Verlust des Zirkons.
- *Kaledonische Gebirgsbildung* mit Metamorphose der genannten Sedimente. Dabei wird idiomorpher Zirkon zum Teil neu gebildet in Augengneis, welcher heute als Komponente in Psephitgneisen vorliegt. Weitere Komponenten der Psephitgneise sind Glimmer- und Hornblendegneise \pm Kalzit führend, Glimmer- und Hornblendeschiefer, Aplit, Oligoklas führende Alkalifeldspat-, Epidot- und Granatquarzite und unreine Marmore.
- *Abtragung* – mithin Abkühlung des ganzen Gebietes – unter Geröllbildung und Einbettung der metamorphen Gerölle in Zement aus Arkosen. Einbettung des Zirkons als akzessorischer Bestandteil in diese Bindemittel. Tendenz zur sedimentogenen Homogenisierung der Arkosen. Daneben Bildung feinsten Wechsellagerung von sandigen Mergeln, Tonschiefern und Arkosen (Bänderung).
- *Herzynische Gebirgsbildung und Metamorphose(n)*: Umkristallisation der vorherzynischen Sedimentserie und ihrer metamorphen Gerölle und Brekzien zu Arkose- und Psephitgneisen und übrigen Metamorphiten (Nebengesteine der granitoiden Gesteine) der Serie. Lokal steigerte sich diese Metamorphose derart, dass aus Arkosegneisen granitoide Gesteine (Bildungsbeginn der Matorello-Gneise) entstanden ohne signifikante Stoffverschiebungen.

Auf Teilanatexis ist dort zu schliessen, wo herzynisch gebildeter idiomorpher Zirkon vorherrscht und wo Matorello-Gneis lokal diskordant auftritt. (Vorkommen der Migmatitbildung im dm- bis m-Bereich.) Saure und intermediäre Gänge und Adern durchschlugen die Serie.

- *Alpine Gebirgsbildung und Metamorphose*:
- Grosstektonische Transporte zerreißen die paläozoische Serie in die vornehmlich psephitisch-psammitische Lebendun-Serie oder -Decke und die psammitisch-pelitischen Serien des Maggia-Lappens und der Campo Tencia-Masse.
- Während und nach der Deckenbildung (Kreide-Tertiär) wird das gesamte paläozoische metamorphe Material umkristallisiert, wobei jede Zirkongeneration nur sehr wenig Pb verliert. Die variszischen Glimmer werden alpin verjüngt.

Durch die alpine Metamorphose entstehen aus den herzynisch nicht granitisierten Paragesteinen die vorliegenden Nebengesteine der granitoiden Matorello-Gneise mit ihren alpinen Linear- und Planarstrukturen. Aus herzynischen Granitgneisen und aus alpinem Nebengestein rekrystallisieren isochemisch und isomodal alpine Matorello-Gneise. Die alpinen Bildungsbedingungen dürften sich zwischen $P = 4\text{--}5$ kb und $T_{\text{Max.}} = 550\text{--}600^\circ\text{C}$ bewegt haben (diopsidfreie Amphibolitfazies).

- Beginnende teilweise Tendenz zur Homogenisierung einiger Elemente er-

- fasste Matorello-Gneise und Nebengesteine (keine alpin durchgehende Homogenisierung der Verteilung irgend eines Elementes).
- Bildung alpin diskordanter Aplite, Pegmatite und Quarzgänge (Exsudate saurer Gneise, die das Nebengestein durchadern und in Schollen zerlegen können).
 - Lokal beschränkte Diaphthorese: seltene sekundäre Zoisit-Epidotbildung durch Zerfall von Plagioklas, Chloritisierung und Baueritisierung von Biotit, Serizitisierung von Kalifeldspat.
 - Syn- bis postalpine Krustenbewegungen schufen verbreitete undulöse Auslöschung und Granulierung von grobem Quarz und Feldspat. Kataklyse und Mylonitisierung entstanden jedoch nur selten (Val Peccia – Laghetti, E Alpe Garzonera, SE Lago Naret) längs Scherklüften. Zum Teil (SE Lago Naret) folgt ihr Neubildung von Quarz und Plagioklas.
 - Aufreissen der Zerrklüfte und Bildung der jüngsten Quarzadern und -gänge, wie auch der Klüftmineralien (GÜNTHERT, 1953 b, c).

LITERATURVERZEICHNIS

Eclogae = Eclogae geol. Helvetiae

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- ALLÈGRE, C. J., F. ALBARÈDE, M. GRÜNENFELDER und V. KÖPPEL (1974): 238 U/206 Pb – 235 U/207 Pb – 232 Th/208 Pb Zircon Geochronology in Alpine and Non-Alpine Environment. *Contr. Mineral. and Petrol.* 43, 163–194.
- ARNOLD, A. (1970): On the history of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). *Eclogae* 63, 29–30.
- BUCHMANN, H. (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin. Diss. Basel.
- BURCKHARDT, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (NW-Tessin). *SMPM* 22, 99–186.
- BURCKHARDT, C. E. und A. GÜNTHERT (1957): Geologischer Atlas der Schweiz, Nr. 34, Blatt Basodino 1 : 25 000 (s. A. GÜNTHERT, 1958).
- BUTLER, B. C. M. (1965): A chemical study of some rocks of the Moine Series of Scotland. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 121, 163–208.
- CRONAN, D. S. (1970): Geochemistry of recent sediments from the central north-eastern Irish Sea. *Inst. Geol. Sci., Rep.* 70/17.
- DEER, W. A., R. A. HOWIE and J. ZUSSMAN (1962): *Rock-forming minerals*. Vol. 1, London.
- GORAI, M. (1951): Petrological studies on plagioclase twins. *Am. Min.* 36, 884–901.
- GRÜNENFELDER, M., F. HOFMÄNNER und N. GRÖGLER (1963): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrographische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. II. Präkambrische Zirkonbildung im Gotthardmassiv. *SMPM* 44, 543–558.
- GÜNTHERT, A. (1953a): Über Sedimente und Paragesteine von pazifischem Eruptivgesteinschemismus. *SMPM* 33, 144–158.
- (1953b): Mineralfunde im Penninikum des NW Tessins. *SMPM* 33, 159–161.
- (1953c): Plagioklyse aus Klüften der Tessiner Alpen. *SMPM* 33, 161–166.

- (1954a): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin). SMPM 34, 1–159.
- (1954b): Über Klinozoisit-Epidotbildung im Penninikum des NW-Tessins. SMPM 34, 185–187.
- (1958): Erläuterungen zu Blatt Basodino 1 : 25 000. Geologischer Atlas der Schweiz, Bern.
- (1971): Klufttypen im nordwestlichen Tessin und westlichen Gotthardmassiv, eine Übersicht. *Eclogae* 64, 105–131.
- HAFNER, S., A. GÜNTHERT, C. E. BURCKHARDT, R. H. STEIGER, J. W. HANSEN und C. R. NIGGLI (1975): Geologischer Atlas der Schweiz. Blatt 1251, Val Bedretto 1 : 25 000.
- HANSEN, J. W. (1972): Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Bündnerschiefer-Serien zwischen Nufenenpass (Schweiz) und Cascata Toce (Italia). SMPM 52, 109–153.
- HARDER, H. (1960): Das Bor im Kreislauf der Gesteine. Rept. 21st Int. Geol. Congr. Norden 1, 10–13.
- HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Leventina und Valle Maggia. SMPM 29, 50–155.
- HEIER, K. (1957): Phase relations of potash feldspar in metamorphism. *J. Geol.* 65, 468–479.
- HOPPE, G. (1962): Die akzessorischen Zirkone aus Gesteinen des Bergeller- und des Adamello-Massivs. *Chem. d. Erde* 22, 245–263.
- HUNZIKER, J. C. (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae* 63, 151–161.
- JÄGER, E., E. NIGGLI und E. WENK (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz N.F.*, 134. Liefg., Bern.
- JÄGER, E. (1970): Radiometrische Altersbestimmung der Erforschung metamorpher Prozesse. *Fortschr. Miner.* 47, 1, 77–83.
- JOOS, M. G. (1969): Zur Geologie und Petrographie der Monte Giove-Gebirgsgruppe im östlichen Simplon-Gebiet (Novara, Italien). SMPM 49, 277–323.
- KELLER, F. (1968): Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia-Pizzo Forno-Gebirgsgruppe. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz N.F.*, 135. Liefg., Bern.
- KÖPPEL, V. und M. GRÜNENFELDER (1971): A study of inherited and newly formed zircons from paragneisses and granitised sediments of the Strona-Ceneri-Zone (Southern Alps). SMPM 51, 385–409.
- KÜNDIG, E. (1936): Tektonischer Überblick über die gesamten Tessiner Alpen. In: P. NIGGLI et al. (1936).
- LAVES, F. (1960): Die Feldspäte, ihre polysynthetischen Verzwilligungen und Phasenbeziehungen. *Rend. Soc. Min. Ital.*, 16, 37–70.
- MATĚJOVSKÁ, O. (1967): Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Náměšť nad Oslavou. *Czechoslovak Acad. Sci., Prag. Krystalinikum* 5.
- MAURICE, O. D. (1949): Transport and deposition of the non-sulphide vein minerals. V. Zirconium minerals. *Econ. Geol.* 44, 721–731.
- MEHNERT, K. R. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Amsterdam.
- NIGGLI, E. und C. R. NIGGLI (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). *Eclogae* 58, 335–368.
- NIGGLI, P., H. PREISWERK, O. GRÜTTER, L. BOSSARD und E. KÜNDIG (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N.F.* 71. Liefg., Bern.

- NITTSCH, K. H. und H. G. F. WINKLER (1965): Bildungsbedingungen von Epidot und Orthozoisit. *Beitr. Min. Petr.* 11, 470–486.
- NUNES, P. D. und R. H. STEIGER (1974): A U-Pb zircon, and Rb-Sr and U-Th-Pb whole rock study of a polymetamorphic terrane in the Central Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 47, 255–280.
- PETTIJOHN, F. J. (1963): Data of geochemistry. *Geol. Surv. Prof. Paper* 440-S, Washington.
- PHILIPSBORN, H. v. (1933): Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. Leipzig.
- PREISWERK, H. (1918): Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. 2. Teil. Oberes Tessin- und Maggiagebiet. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz*, 26. Liefg., Bern.
- PUPIN, J.-P., M. BOUCARUT et G. TURCO (1969): Les zircons des granites et migmatites du massif de l'Argentera-Mercantour et leur signification pétrogénétique. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.* 92, 472–483.
- RÖSLER, H. J. und H. LANGE (1965): Geochemische Tabellen. Leipzig.
- ROUBAULT, M. et H. DE LA ROCHE (1970): Gneiss, migmatites et granites dans le système Q-Or-Ab. (Manuskript für den Jubiläumsband von Prof. A. P. Vinogradov.)
- SABINE, P. A. (1969): Geochemistry of sedimentary rocks. 1. Petrography and chemistry of arenaceous rocks. *Inst. Geol. Sci., Rep.* 69/1.
- SCHMIDT, K. (1959): Zur tektonischen Analyse des Sächsischen Erzgebirges. *Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin* 5, 1–104.
- SCHWARCZ, H. P. (1966): Chemical and mineralogical variations in an arkosic quartzite during progressive regional metamorphism. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 77, 509–532.
- SMITH, J. V. (1958): The effect of temperature, structural state and composition on the albite pericline and acline – A twins of plagioclase feldspars. *Am. Min.* 43, 546–551.
- SPRY, A. (1969): *Metamorphic textures*. Oxford.
- STECK, A. und G. BURRI (1971): Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen. *SMPM* 51, 534–538.
- STERN, W. B. (1972): Zur röntgenspektrometrischen Analyse von silikatischen Gesteinen und Mineralien. *SMPM* 52, 1–26.
- STRECKEISEN, A. L. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 2, 144–240.
- SUK, M. (1964): Material characteristics of the metamorphism and migmatization of Moldanubian paragneisses in central Bohemia. *Czechoslovak Acad. Sci., Krystalinikum* 2, 71–105.
- TOBI, A. C. (1961): Pattern of plagioclase twinning as a significant rock property. *Koninkl. Nederl. Akad. von Wetenschappen, Proc. Ser. B*, 64, Nr. 4.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. *SMPM* 46, 431–460.
- (1972): Change in T-X during metamorphism of siliceous dolomitic rocks of the Central Alps. *SMPM* 52, 567–571.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. *SMPM* 35, 311–319.
- WENK, H.-R. (1967): Triklinität der Alkalifeldspäte in lepontinischen Gneissen. *SMPM* 47, 129–146.
- WINKLER, H. G. F. (1970): Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isogrades in common rocks. *N. Jb. f. Min.*, 5, 189–248.
- WUNDERLICH, H. G. (1963): Ablauf und Altersverhältnis der postvaristischen Tektonik im Westalpenbogen. *Geol. Mij.*, 42, 155–169.

Manuskript eingegangen am 12. Mai 1975.