

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 46 (1966)
Heft: 2

Artikel: Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (Provincia di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin)
Autor: Hunziker, Johannes C.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-36138>

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: 27.06.2025

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

Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (Provincia di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin)

Von *Johannes C. Hunziker* (Basel)*)

Mit 28 Textfiguren, 6 Tabellen, 3 Kartenbeilagen

ABSTRACT

Part of the following work is a detailed mapping of a small area in the central Lepontine-Gneiss-Region; a petrographic description of the therein existing rocks is given as well as a tectonic outline of the isoclinal folding (around the Mte. Leone-Core) of the Forno-Zone and the Isorno-Series on top of the Antigorio-Nappe.

In the second part of this work, some components of the 40 rock samples from the area were separated and analyzed by means of a Jarrel Ash Atomcounter for the main elements and a 1.5 m Wadsworth Spectrograph for the trace elements. The methods applied are also described.

With the aid of D.T.A., all minerals and the marble intercalating the Gneisses were tested for their carbonates.

The analyses of 40 rocks, 35 biotites, 14 muscovites (main and trace elements), 8 garnets and 8 hornblendes (trace elements) are discussed with regard to the distribution of the elements in the rocks.

With k/mg, Na/K, K/Ba and Al diagrams of rocks the effects of a rather strong homogenisation between core and covering could be shown as well as a variable participation of sedimentary material in the composition of the Antigorio-core.

The main effects influencing the chemistry of micas: rock-chemistry, paragenesis and grade of metamorphism were studied, specially with regard to the trace elements.

RIASSUNTO

Nella prima parte del presente lavoro sono esposti i risultati del rilevamento geologico di una piccola zona facente parte della regione centrale dello gneiss lepontinico. Allo studio petrografico fa seguito uno schizzo tettonico: le rocce della

*) Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Basel.

zona in esame formano una piega isoclinale che avvolge da un lato il ricoprimento del Monte Leone e giace, insieme con tale ricoprimento, al disopra del ricoprimento di Antigorio.

La seconda parte del lavoro riporta i risultati delle analisi condotte su diversi minerali, separati da 40 campioni di rocce; i metodi di separazione e di analisi vengono descritti. Le analisi furono eseguite con un Jarrel Ash Atomcounter per i componenti principali e con uno spettrografo tipo Wadsworth da 1,5 m per i microelementi. Di tutti i minerali venne studiata la reazione DTA. Furono anche esaminati i minerali carbonatici dei marmi compresi negli gneiss. Per determinare la distribuzione degli elementi nelle rocce furono analizzate 40 rocce e, tra i minerali separati dalle stesse, 35 biotiti, 14 muscoviti, 8 granati e 8 orneblende. Mediante i diagrammi K/Mg, Na/K, K/Ba, K/Al è stato possibile dimostrare un processo di omogeneizzazione abbastanza spinta nelle rocce del ricoprimento di Antigorio e anche la presenza di alternanze di materiale sedimentario nel ricoprimento di Antigorio.

Esaminati gli effetti principali dell'omogeneizzazione sul chimismo della mica, e, tenendo conto specialmente dei microelementi, vengono illustrati il chimismo e la paragenesi delle rocce, nonché il grado di metamorfismo.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	476
Einleitung	477
1. <i>Geologisch-petrographischer Teil</i>	480
1.1. Verampio-Granitgneiss	481
1.2. Baceno-Schiefer	482
1.3. Gneisse der Antigorio-Einheit	483
1.3.1. Augige Biotit-Flatschengneisse (Haupttyp Antigorio)	484
1.3.2. Plattengneisse (Beole)	485
1.3.3. Aplit-Granitgneisse	485
1.3.4. Gänge und Klüfte	486
1.3.5. Mikroskopische Untersuchung	486
1.4. Forno-/Lago Gelato-Zone	488
1.4.1. Karbonatische Gesteine (mesozoische Bündnerschieferäquivalente)	488
1.4.2. Augige Biotit-Flatschengneisse	489
1.4.3. Plattengneisse	489
1.4.4. Aplit-Granitgneisse	489
1.4.5. Alkalifeldspatgneisse	489
1.4.6. Geologie der Forno-Zone	489
1.5. Isorno-Serie	491
1.5.1. Amphibolite	491
1.5.2. Basische und ultrabasische Linsen	492
1.5.3. Granat-Glimmerschiefer	493
1.5.4. Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisse	493

1.5.5.	Karbonatische Gesteine	494
1.5.6.	Alkalifeldspat-Augengneisse	494
1.5.7.	Geologie der Isorno-Serie	494
1.6.	Monte-Leone-Gneisse	495
1.7.	Bemerkungen zur Metamorphose	495
1.8.	Tektonik	497
1.9.	Rekapitulation der im Felde gewonnenen Anschauungen	501
2.	<i>Chemischer Teil</i>	502
2.1.	Verfahren	503
2.1.1.	Auswahl und Entnahme der Proben, Fundortliste	503
2.1.2.	Aufbereitung	506
2.1.3.	Bestimmung von Farbe, Brechungsindices, Dichte, Radioaktivität	507
2.1.4.	Bestimmung von Glühverlust und FeO	508
2.1.5.	Differentialthermoanalyse	508
2.1.5.1.	Verfahren	508
2.1.5.2.	Analysen (Gesamtgesteinspulver [karbonatfreie Gesteine, karbonatische Gesteine], Mineralien, Besprechung der Reaktionen)	510
2.1.6.	Spektralanalyse	517
2.1.6.1.	Spurenelemente (Analysengang, Abklärung der Fehlergrenze)	517
2.1.6.2.	Alkalien	520
2.1.6.3.	Hauptkomponenten	520
2.1.7.	Darstellungs- und Berechnungsverfahren	522
2.1.7.1.	Hauptkomponenten der Gesteine	522
2.1.7.2.	Hauptkomponenten von Biotit und Muskowit	522
2.1.7.3.	Spurenelemente (Gesteine und Mineralien). (Mittlere Spurenkonzentration, Spurenquotient, mittlerer Spurenquotient)	523
2.2.	Ergebnisse	525
2.2.1.	Gesteinschemismus	525
2.2.1.1.	Hauptkomponenten	525
2.2.1.2.	Spurenelemente	529
2.2.1.3.	Zusammenhang zwischen Hauptkomponenten und Spuren im Gestein	531
2.2.1.4.	Kennzeichen der verschiedenen Gesteinsgruppen (Tonerdeüberschuss, k/mg-Verhältnisse, K ₂ O/Ba-Verhältnis)	531
2.2.2.	Mineralanalysen	534
2.2.2.1.	Hauptkomponenten	534
2.2.2.2.	Spurenelemente	535
2.2.2.3.	Verteilungskoeffizienten	536
2.2.3.	Faktoren, welche die chemische Zusammensetzung von Glimmern beeinflussen	538
2.2.3.1.	Gesteinschemismus (Spuren, Hauptkomponenten)	538
2.2.3.2.	Paragenese (Hauptkomponenten, Spuren)	543
2.2.3.3.	Metamorphose (Fe ⁺² /Fe ⁺² + Mg, Titanoeastonit/Al in tetraedrischer Position, mittlere Spurenquotienten	545
2.2.4.	Rekapitulation der chemischen Ergebnisse	547
	Literaturverzeichnis	549

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung meines verehrten Lehrers Prof. Dr. E. Wenk unternommen, dem ich zu Dank verpflichtet bin für sein reges Interesse und für die wohlwollende Hilfe während meines Studiums. Ich werde gerne noch lange an gemeinsame Begehungen im Gebiet mit den anregenden Diskussionen zurückdenken. Die Feldaufnahmen führte ich in den Sommern 1962 und 1963 durch; im Sommer 1964 wurden nur noch einige Detailprobleme ausgearbeitet und Proben für die Laboruntersuchungen gesammelt.

Herrn Prof. Dr. P. Bearth, der mich ebenfalls im Gebiet besuchte, bin ich zu besonderem Dank verpflichtet für die kritische Beurteilung meiner Gedankengänge und für manche Anregung für die vorliegende Arbeit.

Herrn P.-D. Dr. H. Schwander fühle ich mich sehr verbunden für die Art und Weise, wie er mich in die Spektrographie, ja überhaupt in die Methodik der Laboratoriumsuntersuchungen einführte.

Herrn Prof. Dr. J. Haller (USA) danke ich für seine Einführung in die Geologie der arktischen Länder, für viele lehrreiche Diskussionen und für alles, was ich in bezug auf graphische Darstellung wissenschaftlicher Resultate von ihm gelernt habe.

Frau Prof. Dr. E. Jäger danke ich für den regen Probenaustausch sowie für die durchgeführten Altersbestimmungen.

Herrn Dr. Th. Locher (Peru) bin ich sehr dankbar für seine grundlegende Einführung in die Geologie der oberen Maggiatäler, die er mir anlässlich meiner Arbeiten für die Maggia S.A. zuteil werden liess. Im Sommer 1961 und auch später durfte ich ihn oft auf gemeinsamen Begehungen begleiten.

Herrn Dr. T. Peters, Bern, sowie Herrn Dr. T. Rey von der Technischen Stelle Holderbank danke ich bestens für die Bereitwilligkeit, mich in die Praxis der Differential-Thermoanalyse einzuführen.

Herr Dr. A. Günthert hat in dankenswerter Weise die Übersetzung ins Italienische besorgt; Prof. G. Schiavinato und Dr. R. Crespi (Milano) bin ich dankbar für die Durchsicht des Riassunto. Frl. E. Nebel unterstützte mich in den Laborarbeiten.

Herr H. A. Hänni fertigte mir sämtliche Dünnschliffe an und Herr E. Glauser stand mir mit Rat und Tat zur Seite, wenn es darum ging, einen Apparat zu bauen oder zu reparieren, wofür ich ihnen auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank aussprechen möchte.

Mit Vergnügen denke ich an die vier vergangenen Sommer zurück und an die gemeinsame Wohnung in der Casa Gioia in Orselina (Locarno), die ich mit meinen drei Freunden und Gebietsnachbarn M. Joos, J. Hansen und W. B. Stern bewohnte, wo wir während Schlechtwetterzeiten oft und angeregt über gemeinsame Probleme diskutierten und von wo aus auch bei gutem Wetter manche gemeinsame Tour unternommen wurde. Der Familie Biedermann, den Besitzern dieses gastfreundlichen Hauses, sei für ihre freundliche Aufnahme an dieser Stelle besonders gedankt.

Zum Schluss gilt mein Dank meinen Eltern, die mir dieses Studium ermöglichten. Mein Vater begleitete mich während mehreren Wochen im Felde. Ich danke auch meiner Frau Eva Hunziker, welche mir bei der Vorbereitung, Abschrift und Korrektur des Manuskripts unentwegt zur Seite stand.

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit ist in zwei Teile gegliedert, von denen sich der erste mit der Petrographie und dem Bau eines Gebirgsausschnittes befasst, der zweite behandelt einige mineralchemische Fragen der gleichen Region und die angewendeten Verfahren.

Das kartierte Gebiet befindet sich zwischen der italienischen Valle Antigorio und der Landesgrenze Schweiz-Italien, also inmitten der Lepontinischen Alpen.

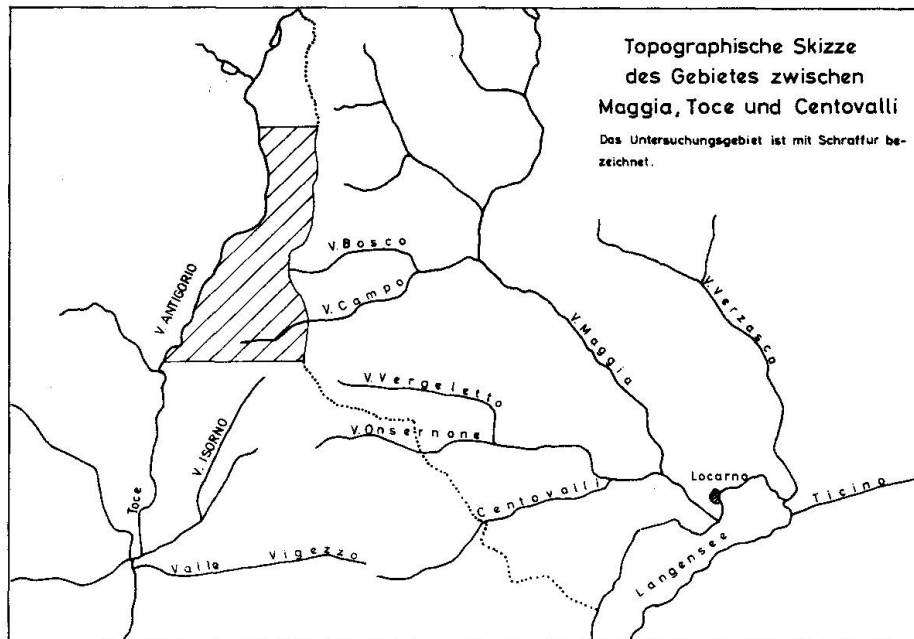


Fig. 1.

Als Kartierungsgrundlagen dienten die Aufnahmen der Eidg. Landestopographie, welche entsprechend vergrößert wurden. Die Lokalbezeichnungen stammen aus der Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blatt Antigorio 275 und Blatt Nufenenpass 265.

Die Lepontinischen Alpen waren schon zu wiederholten Malen Gegenstand geologischer Betrachtungen.

Aus der reichhaltigen Literatur über das weitere Gebiet möchte ich nur einige Arbeiten herausgreifen, die mir wichtig erscheinen. Zu erwähnen ist die Karte von H. GERLACH (1869) aus seiner Monographie: Die Penninischen Alpen, sowie die Karte im Werk Geologia dell'Ossola von S. TRAVERSO (1895) mit einem vorzüglichen Literaturnachweis. Die Karte gibt schon manches Detail wieder, das später C. SCHMIDT, H. PREISWERK und A. STELLA (1907) in ihrer geologischen Karte der Simplon-

gruppe zeigen, auf welcher in meinem Gebiet folgende Zonen unterschieden wurden, die in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe (1908) näher beschrieben sind.

Zonen	dazwischen liegende Mulden
Berisal	Ganter-Mulde
Monte Leone	Veglia-Mulde
Lebendun	Teggiolo-Mulde
Antigorio	Baceno-Fenster
Verampio	

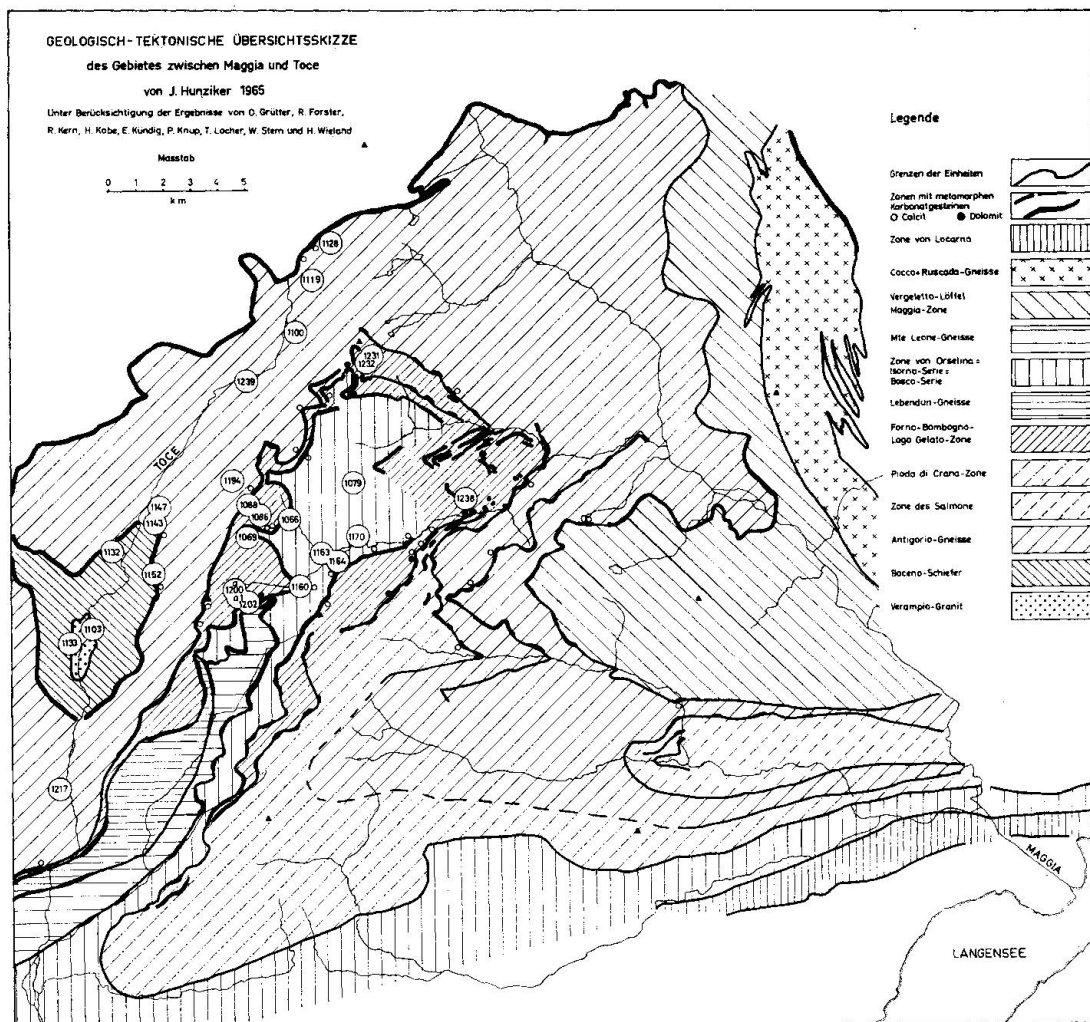
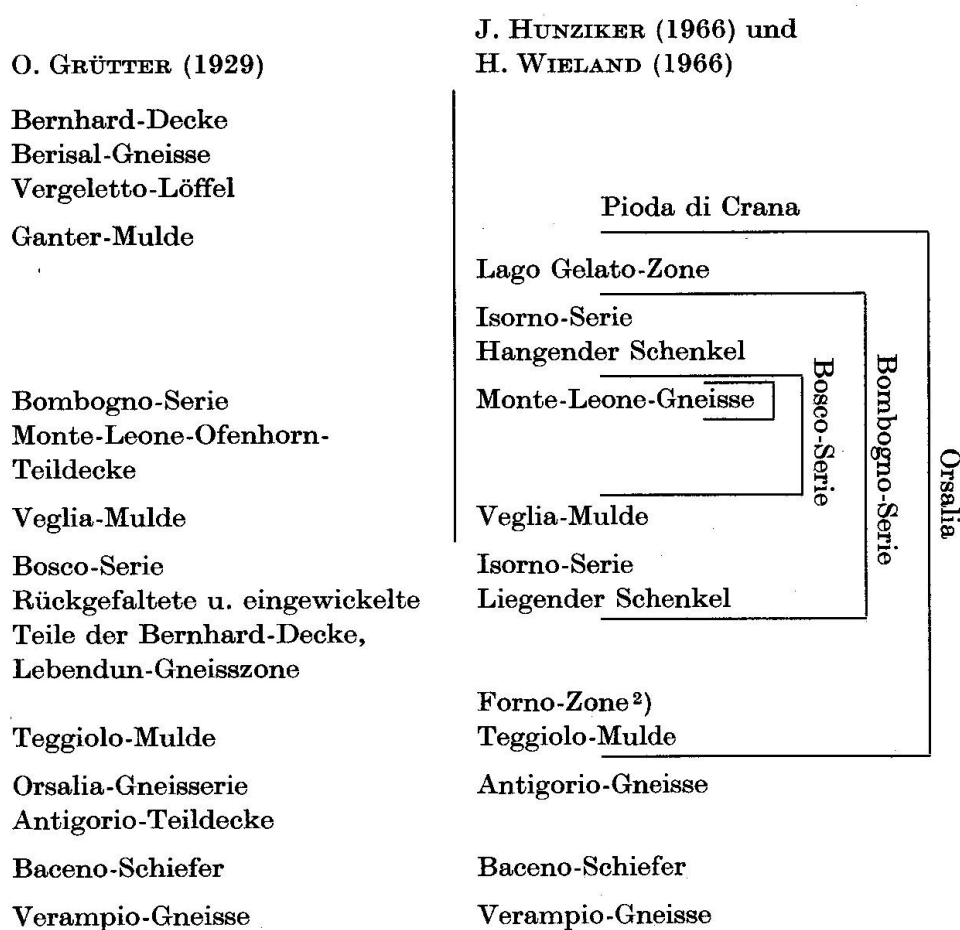


Fig. 2.

Zu beachten ist, dass nach der Darstellung der obgenannten Autoren die Wandfluhhorn-Partie¹⁾ als Umbiegung interpretiert werden kann. Die Bündnerschiefer biegen um und umschliessen die dazwischen liegenden Gneisse. Die Arbeit von O. GRÜTTER (1929) zeigt dagegen zwei getrennte Bündnerschieferzüge, die auskeilen; die dazwischen liegenden Gneisse scheinen aufzuhören. Obwohl die hiermit dokumentierte Ansicht keine Interpretation als Umbiegung zulässt, entwickelte GRÜTTER in einem tektonischen Blockdiagramm dennoch solche Ideen. Dies war der Anfang einer ganzen Kette von Deutungsversuchen, die in der Arbeit von P. NIGGLI, H. PREISWERK, O. GRÜTTER, L. BOSSHARD, E. KÜNDIG (1936) zusammengefasst sind.



¹⁾ Das Wandfluhhorn liegt zwischen Bosco Gurin und dem italienischen Fondovalle.

²⁾ Forno-Zone, von Pizzo del Forno 2696 m, Koordinate 673.250/123.400. Diese Einheit hat keinerlei Zusammenhang mit den im Bergell oder von Alpe Sponda beschriebenen Zonen.

C. HERMANN (1937) versuchte eine Synthese zu bilden und lehnte sich im hier besprochenen Kartenausschnitt stark an die GRÜTTERSchen Ideen an.

Die geologische Generalkarte 1955 zeigt den letzten Stand der Erforschung des Gebietes. Die Wandfluhhorn-Partie ist hier mit Leichtigkeit als Umbiegung zu interpretieren.

Ich bin mir bewusst, dass auch ich nur aus der Kenntnis eines kleinen Ausschnittes des ganzen Gebietes eine Lösung suche, die wiederum nicht Anspruch auf Vollständigkeit erheben kann.

Jahrzehnte lang erschien die Parallelisierung der Tessiner Gesteinszonen mit den klassischen penninischen Deckeneinheiten als das brennendste geologische Problem. Obwohl das Deckenschema der Simplongruppe nur mit Zwang auf das Gebirge zwischen Toce und Maggia angepasst werden kann, da hier eine Repetition analoger isoklinaler Gesteinszonen im Liegenden und Hangenden der Monte Leone-Gneisse auftritt, seien auf S. 479 die von O. GRÜTTER (1929) zusammengefassten Ideen dem heutigen Stand der Erforschung gegenübergestellt.

1. Geologisch-petrographischer Teil

Die in der vorliegenden Arbeit verwendete Einteilung der Gesteine und Serien knüpft an die von meinem Gebietsnachbarn H. WIELAND (1966) für die Valle dell'Isorno eingeführte Unterteilung an, um dem Leser das Verständnis und den Zusammenhang zu erleichtern.

Zur Altersgliederung der sedimentogenen Serien ist zu bemerken, dass das vollständige Fehlen von Fossilien eine stratigraphische Datierung verunmöglicht. Eine indirekte Altersbestimmung, durch Vergleich mit lithologisch ähnlichen, stratigraphisch datierten Serien, wird durch die räumliche Trennung von solchen Abfolgen erschwert. Mangels neuerer Daten befolge ich bei den eindeutigen Paraserien die schon von C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1908) eingeführte Gliederung.

Was die physikalische Altersbestimmung anbelangt — ich denke dabei vor allem an die Rubidium-Strontium-Methode — ergeben bekanntlich Mineralalter im allgemeinen Endpunkte von Kristallisationsphasen (oder Abkühlungsalter), physikalische Gesamtgesteinsalter dagegen den Zeitpunkt der Entstehung des heute vorliegenden Chemismus.

Die von E. JÄGER (mündliche Mitteilung) durchgeführten Untersuchungen an Biotiten aus meinem Dissertationsgebiet und dessen unmittelbarer

Umgebung ergaben Alter von 13 bis $14 \cdot 10^6$ Jahren; dies entspricht sowohl nach A. HOLMES (1960) wie auch nach J. KULP (1960) dem Spätmiozän. „All diese jungen Alterswerte geben uns nicht die Zeit der Metamorphose, sondern die Zeit der Abkühlung auf eine bestimmte Temperatur nach der Metamorphose“ (A. ARNOLD und E. JÄGER, 1965). Die physikalischen Gesteinsalter granitoider Gneisse aus dem Dissertationsgebiet scheinen dagegen ein herzynisches Alter zu ergeben:

Verampio-Gneiss (Hu 1103) $230 \pm 85 \cdot 10^6 \text{ a} = \text{Oberperm}$ (nach J. KULP)
Biotit aus Verampio-Gneiss $14,1 \pm 0,6 \cdot 10^6 \text{ a}$

1.1. VERAMPIO-GRANITGNEISS

Die unterste Einheit des Arbeitsgebietes wird durch einen mittelkörnigen, leukokraten, biotitarmlen Mikroklin-Plagioklas-Granitgneiss aufgebaut, der zugleich das tiefstliegende tektonische Element der Lepontinischen Gneissregion darstellt. Schon H. GERLACH (1869), S. TRAVERSO (1895), C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1907) sowie G. CASTIGLIONI (1956, 1958) gaben in ihren Arbeiten vorzügliche Beschreibungen dieser Einheit; ich kann mich also auf das Wesentliche beschränken.

Der Verampio-Granit hat einen mittleren modalen Mineralbestand von 41% Quarz, 27% Plagioklas (Oligoklas), 27% Mikroklin, 3,5% grünem Biotit, 0,3% Muskowit, 0,5% Akzessorien (Granat, Epidot, Klinozoisit, Apatit), 0,7% Erze (Titanit, Pyrit) (siehe auch Analysen Hu 1103).

Gegen den Kontakt mit den Baceno-Schiefen (der nächst höheren Einheit) nimmt die Tendenz zur Paralleltexur zu, so dass wir am Kontakt von einem Gneiss sprechen müssen.

Die räumliche Form dieses Gesteinskörpers wird im allgemeinen als Kuppel beschrieben, doch ist der Aufschluss wohl zu klein, um das mit Bestimmtheit feststellen zu können. G. CASTIGLIONI (1958), der einen Ausläufer dieses Granits bei Piedilago kartiert (vgl. Analyse Hu 1152) und eine weitere Lamelle eines ähnlichen Gesteins im Rio del Groppo auf ca. 1200 m Höhe (vgl. Analyse Hu 1143) gefunden hat, nimmt deshalb einen komplizierteren Bau an.

Über die Genese dieser Einheit wurde schon viel geschrieben. C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1908) bezeichnen den Verampio-Granit als prätriadisches Grundgebirge mit Orthocharakter (wie auch die Antigorio- und Monte Leone-Gneisse). Auch G. CASTIGLIONI (1958) schliesst sich dieser Ansicht an.

Betrachtet man die prächtigen von der Tosa glatt geschliffenen Aufschlüsse des Verampio-Granitgneisses beim Zusammenfluss des Devero

mit der Tosa, so fallen die vielen nebulitischen Schollen auf. Man erhält den Eindruck, einen fast vollständig homogenisierten Migmatitkomplex vor sich zu haben.

Auf der anderen Seite fehlen kataklastische Erscheinungen fast gänzlich (nur gegen den Kontakt mit den Baceno-Schiefern löscht der Quarz undulös aus), so dass angenommen werden kann, dass zum mindesten ein Teil dieser Homogenisierung während des alpinen Orogenzyklus stattgefunden hat.

Auch die gemessenen Strukturdaten (siehe Karte II) fügen sich harmonisch in das alpine Bild ein, was wiederum, trotz der komplexen Vorgeschichte, auf ein alpines Alter dieser Umprägung schliessen lässt. Diese Tatsache steht in keinem Widerspruch zu dem von E. JÄGER (1964) gefundenen permischen Gesamtgesteinsalter, da, wie schon eingangs erwähnt, der Gesteinskörper sehr wohl im Perm ein in sich geschlossenes System gebildet haben kann, aber während der alpinen Metamorphose (in sich geschlossen) umgeprägt wurde.

1.2. BACENO-SCHIEFER

Am Aufbau der Baceno-Schiefer sind vornehmlich granatführende Zweiglimmer-Plagioklasschiefer beteiligt. Der Granatgehalt dieser Schiefer nimmt gegen den Kontakt mit dem Verampio-Granitgneiss hin ab und wird durch einen zunehmenden Staurolithgehalt ersetzt. Der Muskowit zeigt einen erhöhten Natriumgehalt, der auf eine Mischung mit Paragonit schliessen lässt. Der reichlich vorhandene Quarz ist teilweise linsenförmig zusammen mit Calcit abgesondert, zum Teil durchzieht er in dünnen Bändern das Gestein, wodurch die Angabe einer mittleren modalen Mineralzusammensetzung äusserst erschwert wird und dementsprechend mit Vorsicht zu verwenden ist (Hu 1132).

Quarz 34%, Muskowit 28%, Plagioklas (Oligoklas) 25%, brauner Biotit 8%, Erz und Akzessorien 3,5%, Granat 2%.

Dem Chemismus nach sind diese granatführenden Zweiglimmer-Plagioklasschiefer als metamorphe Umwandlungsprodukte einer tonig-sandigen Serie zu betrachten.

Als Zwischenlagen treten gelegentlich kleine Amphibolitlamellen auf, die von den meisten bisherigen Bearbeitern als metamorphe Derivate mesozoischer Ophiolithe aufgefasst wurden. Im Hangenden der Serie kommen noch Calcescisti vor (in variablem Prozentsatz quarz- und glimmerführende Marmore), deren Mächtigkeit stark wechselt. Diese Calcescisti werden gegen den Kontakt mit den Antigorio-Gneissen noch-

mals von Glimmerschiefern abgelöst. Hinzu kommt die schon in Abschnitt 1. Verampio-Granitgneiss zitierte Granitlamelle.

Die Paralleltexur der Baceno-Schiefer kann stark variieren, vor allem in den mittleren Partien spalten sie im Zentimeter-Decimeterbereich, so dass wir von Gneissen sprechen müssen. In der Regel ist jedoch die Spaltbarkeit, durch die z. T. hohen Glimmergehalte bedingt, gut ausgebildet. Sämtliche Kontakte sind mechanisch.

C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1907, 1908) hängen die Baceno-Schiefer und die Teggiolo-Mulde zusammen. Sie haben dies auch auf ihrer Karte zum Ausdruck gebracht. Auch G. CASTIGLIONI (1958) war dieser Ansicht, er vergleicht die Baceno-Schiefer mit den Quartenschiefern des Gotthard-Massivs. A. G. MILNES (1964) stellte den Zusammenhang der Baceno-Schiefer mit der Teggiolo-Mulde auf Grund seiner Detailkartierung in Frage. So sind wir hier auf lithologische Vergleiche angewiesen. Als weiteren Diskussionsbeitrag entwickelte MILNES die Auffassung, dass die Baceno-Schiefer durch Gesteinsdeformation entstanden seien. Seiner Meinung nach sind zum mindesten die oberen Baceno-Schiefer als verschieferte Antigorio-Gneisse zu betrachten, wie dies am Kontakt nordwestlich Cristo tatsächlich auf wenige Meter zu beobachten ist. Dieser Ansicht scheinen chemische Ergebnisse allerdings zu widersprechen. Abgesehen vom enormen Tonerdeüberschuss der Baceno-Schiefer, der sie an und für sich schon als metamorphe Sedimente kennzeichnet, kommt noch hinzu, dass sie deutlich ärmer an Calcium sind als die Antigorio-Gneisse. Auch an Hand der Spurenelemente ist eine Zusammengehörigkeit fraglich. Der Strontium-Gehalt der Baceno-Schiefer ist niedriger als derjenige der Antigorio-Gneisse, dafür weisen die Baceno-Schiefer einen etwas erhöhten Mn-Gehalt auf. Auch die Biotite dieser zwei Gesteinsgruppen weisen Unterschiede auf, die eine Zusammengehörigkeit fraglich erscheinen lassen. Die Biotite der Baceno-Schiefer sind signifikant höher im Zr, Co, Ni, Cr und niedriger im Sr als die Biotite der Antigorio-Gneisse (siehe petrochemischer Teil). Auch in mineralogischer Hinsicht ist zu bemerken, dass in den Antigorio-Gneissen Granat äusserst selten vorkommt und dass in den Baceno-Schiefern kein Kalifeldspat vorhanden ist.

1.3. GNEISSE DER ANTIGORIO-EINHEIT

Im untersuchten Gebiet wird die Antigorio-Einheit grob gesprochen von drei verschiedenen Gneisstypen aufgebaut. Dreiviertel des Gneisskörpers werden durch die augigen Biotitflatschengneisse gebildet, den Haupttyp der Antigorio-Einheit. Das restliche Viertel besteht aus plat-

tigen Zweiglimmergneissen und feinkörnigen Granitgneissen. Die Verbandsverhältnisse der Plattengneisse und der Granitgneisse zum Biotit-Flatschengneiss möchte ich als migmatisch bezeichnen. Sowohl Plattengneisse wie Granitgneisse durchziehen schwarmweise als Adern Lagen, Schollen und Flecken den Haupttyp. Das „s“ dieser Schollen ist mit dem „s“ des Nebengesteins identisch, die Kontakte sind jedoch scharf und ohne Saum.

1.3.1. Augige Biotit-Flatschengneisse (Haupttyp Antigorio)

Trotz des relativ homogenen Aussehens dieser Gneisse, wenigstens was den Handstückbereich im untersuchten Gebiet anbelangt, ist die Variation sowohl im Streichen als auch quer dazu sehr gross.

Die Hauptmasse wird durch die von H. PREISWERK als Antigorio-Gneisse bezeichneten Gesteine aufgebaut. Es sind dies heteroblastische Plagioklas- (Oligoklas bis Andesin) Kalifeldspat-Biotitgneisse. Der Biotit ist zwischen den oft polymikten Feldspat-Augen flatschigflaserig verteilt. O. GRÜTTER (1929) bezeichnet diese flatschige Varietät als Orsalia-Gneiss.

Sowohl der Plagioklasgehalt wie auch der Kalifeldspatgehalt (Mikroklinitterung oft vorhanden) dieser Gneisse variieren stark. Die Biotit- und Quarzgehalte schwanken weniger.

Variation der gemessenen modalen Mineralgehalte

Quarz	25—33 %	
Plagioklas	37—57 %	Siehe auch Analysen Hu
Kalifeldspat	0—25 %	1100, 1119a, 1147, 1217a, 1217b, 1239
Biotit	9—17 %	

Im allgemeinen werden zwei Varietäten des augigen Biotit-Flatschengneisses unterschieden, eine helle glimmerarme oft massigere (1217b) und eine dunklere glimmerreichere (1217a), tatsächlich sind jedoch sämtliche Übergänge als Zwischenglieder vorhanden, was den Eindruck einer relativ starken Homogenität im Aufschlussbereich aufkommen lässt. Die Textur dieser augigen Flatschengneisse, kurz Antigorio-Gneisse, geht von plattig über grobbankig bis zum massigen Gestein über, das dann als Quarzdiorit bis Granodiorit angesprochen werden muss. Massige und parallelstruierte Gesteine gehen sowohl im Streichen wie quer dazu ineinander über. Die massigen Partien scheinen als linsenförmige Körper aufzutreten; dazwischen — wie als Abbild einer alten tektonischen Durchbewegung und Zerschierung — liegen die parallelstruierten Gesteine. Die Grösse der Linsen massigen Gesteines kann 100×200 m erreichen.

Konform mit der Abnahme der Paralleltexur nimmt der Gehalt an Quarz zu, derjenige von Biotit ab. Ausserdem ist noch eine Zunahme von Plagioklas gegenüber Kalifeldspat in der glimmerreichen Varietät sowie eine erhöhte Epidot-Orthitführung zu bemerken. In der Stirnregion der Antigorio-Einheit wird ein Überwiegen der helleren Varietät festgestellt, die hier ausserdem noch häufig von Quarzbändern durchzogen ist und viel Erz enthält.

1.3.2. Plattengneisse (Beole)

Neben dem soeben beschriebenen Haupttyp Antigorio tritt noch untergeordnet an Menge, nicht aber an technischer Bedeutung ein basischerer feinkörniger Biotit-Plagioklasgneiss mit wechselnder Kalifeldspat-, gelegentlich auch Hornblendeführung auf. Diese Gneisse können, wie schon C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1908) auf der Westseite des Tosa-Tales beobachteten, in Amphibolite übergehen. Auch O. GRÜTTER (1929) hat solche Gneisse aus der Valle di Bosco beschrieben. Die Kontakte dieses Gesteins mit dem Biotitflatschengneiss sind zum Teil diskordant und migmatisch; die feinkörnigen Plattengneisse bilden Lagen und Schollen im Antigorio-Gneiss, was besonders schön in den Steinbrüchen von Rencio im Tosa-Tal zu beobachten, aber auch überall im eigentlichen Dissertationsgebiet mehr oder weniger deutlich zu sehen ist. Als sichtbare Überreste solcher dunklen Schollen sind wohl auch die oft handgrossen Linsen von Biotitschiefern zu betrachten, die schwarmweise das Gestein durchziehen. Zum Vorkommen dieser Plattengneisse oder Beole ist noch zu bemerken, dass sie gegen Osten immer häufiger auftreten und im Maggiatal, wo sie in Steinbrüchen abgebaut werden (Riveo und Cevio), die Hauptmasse der Einheit bilden.

1.3.3. Aplit-Granitgneisse

Als weiteres Gestein im Antigorio-Komplex wäre noch ein aplitischer Granit zu erwähnen, der grosse Ähnlichkeit mit dem Verampio-Granit aufweist (sowohl chemisch wie auch in bezug auf den modalen Mineralgehalt 31% Quarz, 29% Plagioklas, 35% Kalifeldspat, 3% Biotit (Hu 1194). Dieser Granit tritt in Form von konkordanten Linsen im Antigorio-Gneiss auf. Die Linsen haben Dimensionen von 50×100 m und sind von einem Quarzband umgeben. Gelegentlich, besonders im Wandfluhhorn-Gebiet kommen diese Granite auch diskordant vor und ergeben dann eigentliche Intrusionsbilder.

1.3.4. Gänge und Klüfte

Weit verbreitet im ganzen Antigoriokörper sind Aplite, die sowohl chemisch wie mineralogisch grosse Ähnlichkeit mit den unter 1.3.3. beschriebenen Aplit-Granitgneissen aufweisen und sämtliche Gesteine des Komplexes diskordant durchschlagen. Gelegentlich, besonders in den breiteren Gängen, ist eine mehr aplitische Randpartie von einem pegmatitischen Kern zu unterscheiden. Den Gangrändern nach zu urteilen, sind die Aplite als Dilatationsspaltenfüllungen zu erklären; das Gestein „s“ ist häufig in den Gang hinein zu verfolgen.

Oft kann auch späte Kluftmineralbildung innerhalb der Gänge beobachtet werden. Wie alle im Antigorio-Körper auftretenden Mineralklüfte, führen diese vor allem Quarz und Muskowit neben reichlich Pyrit. Metamorphe basische Gänge mit grössenordnungsmässig 50% dunklen Gemengteilen, wie sie von G. A. MILNES (1964) beschrieben werden, konnten keine beobachtet werden.

Überhaupt ist beim Vergleich von Profilen der Antigorio-Einheit über das Tal der Tosa hinweg äusserste Vorsicht geboten; dies gilt noch viel mehr für alle darüberliegenden Einheiten, eine Eigenart der regionalen Geologie, die schon C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1908) aufgefallen ist. Auch neuere Untersuchungen von M. JOOS und J. HANSEN (mündliche Mitteilungen) werden diesen Aspekt näher beleuchten.

1.3.5. Mikroskopische Untersuchung

Mineralogisch hat die ganze Einheit grosse Ähnlichkeit und mag eine gemeinsame Besprechung rechtfertigen. Folgende Mineralien treten in wechselnder Häufigkeit auf: Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Muskowit, Hornblende und als Unter- bzw. Nebengemengteile Epidot, Orthit, Apatit, Zirkon, Titanit, sekundärer Chlorit, Calcit, Granat und die Erze, Magnetit, Pyrit und Hämatit.

Quarz zeigt oft wellige Auslöschung als letzter Überrest von kataklastischen Erscheinungen. Die Plagioklase sind oft von feinen Biotit-schüppchen durchsetzt, sowie von Mineralien aus der Epidotgruppe. Nach T. BARTH (1962) lässt dies eine Umkristallisation aus früher eher basischen Plagioklasen und somit polymetamorphe Verhältnisse erkennen.

Myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Plagioklas sind häufig. Das verbreitete Auftreten von Myrmekit dürfte den Migmatitcharakter der Einheit andeuten. Das schon von O. GRÜTTER (1929) beobachtete, auf kalifeldspatführende Varietäten beschränkte Vorkommen von Myrmekit konnte bestätigt werden. Dagegen konnten auch eckige bis gerun-

dete Quarzkörner im Kalifeldspat beobachtet werden, was bisher nur von Plagioklasen dieser Gegend bekannt war. Die Kalifeldspäte treten oft als Kerne von Plagioklasen auf, oft aber werden Plagioklasfetzen (wenn sie Augen bilden) von Kalifeldspat umschlossen. Dies sind Erscheinungen, die als Umwandlung der Kalifeldspatkomponenten durch Assimilation von Calcium zur Plagioklaskomponente, unter Bildung von Quarz und Freiwerden von Kalium, also als Verdrängungserscheinung aufgefasst werden können. Wahrscheinlich können die häufigen Myrmekitbildungen auch hier eingereiht werden. Die typische Mikroklingitterung (wie unter 1.1 Verampio-Granitgneiss beschrieben) ist nur gelegentlich festzustellen.

A. G. MILNES (1964) wie auch H. WIELAND (1966) unterscheiden verschiedene Feldspatgenerationen, die sich in ihrem gegenseitigen Verband, der Verzwillingung, ihrer wechselseitigen Verdrängung, ihrer Bestäubung, der Einschlussführung und Anordnung unterscheiden. Da die Beschreibung dieser Verhältnisse einen wichtigen Teil der zitierten Arbeiten einnimmt, und die Beobachtungen im hier besprochenen Gebiet recht ähnlich sind, wird auf die Arbeiten von MILNES und WIELAND verwiesen.

Das Fehlen von Muskowit ist für die ganze Serie charakteristisch. Tritt Muskowit dennoch auf, ist er voller Erzkörner und wahrscheinlich als sekundäre Bildung (Umwandlung aus Kalifeldspat und Biotit) zu betrachten. In der Regel ist der Biotit dieser Gesteine olivgrün, was von H. PREISWERK (1918) als Anzeichen für den Orthocharakter der Serie gedeutet wurde. Ausserdem kommt noch brauner Biotit vor, der als Relikt der resorbierten Paragesteine dann lagenweise mit olivgrünen Paketen zusammengewachsen ist. Ausgebleichter Biotit, eventuell auch Chlorit zeigt gelegentlich Sagenitbildung, die nach Y. OKY (1961) als Titanübersättigung gedeutet, ebenso gut aber auf Entmischung zurückgeführt werden kann, womit ein Anzeichen mehr für den polymetamorphen Charakter der Serie sprechen würde. Verglichen mit den typischen Paragesteinen der Isorno-Serie ist eine deutliche Erzarmut zu bemerken.

Zum reichlichen Vorkommen von Orthit, der nach K. MEHNERT (1948) als Leitmineral für die Gesteinsentwicklung betrachtet werden kann, ist noch zu bemerken, dass er vor allem in den quarzärmeren Varietäten auftritt. MEHNERT deutet das Auftreten von Orthit als Reaktionsprodukt zwischen calciumreichem Paramaterial und den Orthogneissen. Im Gegensatz zum reinen Epidot, der häufig in Plagioklasen gefunden wird, sind Orthit und orthitführende Epidote an glimmerreiche Lagen gebunden. Wir hätten demnach auch hier einen Anhaltspunkt für den polymetamorphen Migmatitcharakter der Antigorio-Gneisse. Polymetamorph,

da die während der alpinen Regionalmetamorphose in dieser Gegend wirksamen PT-Bedingungen nicht zu einer anatektischen Differentiation ausgereicht haben dürften. Über die während der Migmatitisierung vorhandene Mobilität sei nur soviel ausgesagt, dass nicht mit einer magmatisch-intrusionsbedingten Aufschmelzung gerechnet wird.

Die schon durch O. GRÜTTER beobachtete Radioaktivität beruht hauptsächlich auf der Orthitführung dieser Gesteine. Neben Cer und Lanthan sind bis zu 2% Elemente aus der Uran-Thoriumreihe angereichert (siehe experimenteller Teil). Die Orthite sind in der Regel idiomorph und verzwillingt und haben einen Epidotsaum. Epidot und Orthit scheinen alten Schieferungsrichtungen des eingeschlossenen Paramaterials zu folgen, aber auch — wie in den Aplitgneissen zu beobachten ist — dem neuen „s“.

Titanit tritt oft gehäuft auf (bis 4%). Die Erze sind teils idiomorph ausgebildet, teils nestartig verwachsen.

Der Metamorphosegrad der Antigorio-Gneissmasse entspricht der tieferen Mesozone. Schon E. NIGGLI (1960) und E. WENK (1962) haben regional sowohl grosse Unregelmässigkeiten als auch eine starke Änderung des Metamorphosegradienten in ostwestlicher Richtung festgestellt. Eine mengenmässige Abschätzung des prätriadischen Altbestandes einerseits, des alpin reaktivierten Materials andererseits ist äusserst schwierig und geht wohl über den Rahmen der vorliegenden Arbeit hinaus.

1.4. FORNO-/LAGO GELATO-ZONE

Im Hangenden des Antigorio-Komplexes folgt die kompliziert zusammengesetzte Forno-Zone, die im Westabfall des Wandfluhorns umbiegt und mit GRÜTTERS Bombogno-Serie zu parallelisieren wäre. Diese wiederum entspricht WIELANDS Lago Gelato-Zone. (Siehe hierzu auch die geologisch-tektonische Skizze sowie den tektonische Abschnitt.) Die Gneisse der Forno-Zone zeigen im ganzen grosse Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Antigorio-Gneissmasse.

1.4.1. Karbonatische Gesteine

(mesozoische Bündnerschiefer-Äquivalente)

Das Aussehen der metamorphen mesozoischen Gesteine ist recht unterschiedlich. Das eine Extrem bildet der fast karbonatfreie Glimmerquarzit übergehend in Kalkglimmerschiefer, quarzreichen (Quarz-Calcit-

linsen) Glimmermarmor, und fast reinen Dolomit- oder Calcitmarmor. Während in den reineren Marmoren Tremolit und Phlogopit sowie Pyrit auftreten (die reichlich vorhandenen Mineralklüfte enthalten neben idiomorphen wasserklaren Quarzen auch Calcit), führen die anderen Gesteine eher Biotit und Hornblende neben Granat und Turmalin. Hornblende und Tremolit treten oft als monomineralische Linsen mit einer Glimmerhaut auf.

1.4.2. Angige Biotit-Flatschengneisse

1.4.3. Plattengneisse

1.4.4. Aplit-Granitgneisse

Die drei Gesteinstypen unterscheiden sich von den Gneissen der Antigorio-Einheit einzig durch ihre Calcitführung (bis 10%) sowie durch einen etwas erhöhten Wassergehalt (im Mittel 0,5 Kationenprozent mehr Wasserstoff). Ausserdem treten Orthit und Epidotminerale getrennt auf. Da diese Unterschiede jedoch makroskopisch nicht ins Auge fallen, werden die drei Gesteine auf der geologischen Karte nicht von den unter 1.3 Gneisse der Antigorio-Einheit beschriebenen unterschieden.

1.4.5. Alkalifeldspatgneisse

Daneben tritt in der Forno-Zone noch ein Gneiss auf, der durch seine enorme Quarzarmut auffällt (max. 10% Quarz), der aber neben einer normalen Biotit- und Muskowitführung bis 80% Feldspäte enthält, z. B. Hu 1079: Modaler Mineralbestand; Quarz 4,5%, Plagioklas 41,5%, Kalifeldspat 35,0%, Biotit 10%, Muskowit 7,5%, Akzessorien 1,5%. Es ist einleuchtend, dass ein Gneiss mit einer derart extremen Zusammensetzung auch bis 5 Kationenprozent mehr Gesamtalkalien enthält.

Nach K. MEHNERT (1960) sind solch hohe Feldspatgehalte charakteristisch für Bereiche anatektischer Differentiation.

1.4.6. Geologie der Forno-Zone

Als neues Element treten in der Forno-/Lago Gelato-Zone lediglich wiederholt dünne Marmor bis Kalk-Glimmerschieferbänder auf, deren Mächtigkeit recht unterschiedlich ist und die im Streichen oft auskeilen und wieder einsetzen. Diese Calcescisti können im Streichen aber auch durch Glimmerquarzite abgelöst, oder von Glimmerquarziten überlagert werden. Sie sind nach C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1907), O. GRÜTTER

(1929) und H. WIELAND (1966) im Streichen bis in die klassischen Mulden Teggiolo und Veglia bei Crevola d'Ossola zu verfolgen und demnach als mesozoische Bündnerschiefer-Äquivalente aufzufassen.

Im untersuchten Gebiet sind keinerlei stratigraphische Diskordanzen gefunden worden, die eine Ablagerung in situ der mesozoischen Sedimente auf einem herzynischen Gneisssockel beweisen würden. Alle Kontakte sind alpin eingeschichtet. Mesozoikum und kristalliner Kern sind homoaxial verfaltet, was E. WENK (1948) schon gezeigt hat. Allerdings konnten H. WIELAND (1966) und A. G. MILNES (1964) übereinstimmend aus Nachbargebieten solche Ablagerungsdiskordanzen im Dach der Antigorio-Gneissmasse beobachten, so dass wir annehmen können, dass präalpin schon ein kristalliner Sockel vorhanden gewesen sein muss, auf dem die mesozoischen Muldengesteine abgelagert wurden.

Die sechsfache Wiederholung der teils dolomitischen Marmor- bis Calcescistibänder in der Forno-Serie kann am ehesten als tektonische Verschuppung gedeutet werden, besonders, wenn man die stark verschieften, feinplattigen „Antigorio-Gneiss“-Varietäten im Liegenden der Zone betrachtet.

Auf der anderen Seite könnte dieses Bild auch als dasjenige einer Paraserie mit vielen karbonatischen Zwischenlagen interpretiert werden, die in verschiedenen Stockwerken von granitoiden Keilen der Antigorio-Einheit intrudiert wurde. Als weitere jedoch wenig wahrscheinliche Interpretationsmöglichkeit wäre noch die Entstehung aus Psephiten zu erwähnen, wie dies von H. WIELAND für die Isorno-Serie, angenommen wird. Dennoch halte ich die Interpretation als Verschuppung für wahrscheinlicher, da Intrusionsdiskordanzen äusserst selten und — wenn überhaupt — nur im Wandfluhhorn-Gebiet vorkommen. Aber auch wenn ich das kinematische Geschehen betrachte, das recht komplizierte alpidische Tangentialbewegungen voraussetzt, in deren Verlauf eine solche Serie wohl verschuppt werden konnte, komme ich zu demselben Ergebnis.

Einzig der Alkalienreichtum mancher Gneisslamelle sowie die extremen Modalbestände dieser Alkalifeldspat-Gneisse bleiben so schwer deutbar.

Schon O. GRÜTTER (1929) ist der erhöhte Alkaligehalt dieser Gneisse aufgefallen und parallel dazu das häufige Auftreten von Muskowit. Nach K. MEHNERT (1960) ist der Alkaligehalt von der Tiefenposition im Pluton abhängig, wobei die Aufstiegsgeschwindigkeit von der Mobilität des Materials abhängt. MEHNERT postuliert bereits mobile Gesteinsanteile, wenn die Verschiebungen über den Handstückbereich hinaus-

gehen. Dieser Mechanismus darf sicher mit den nötigen Einschränkungen auch auf einen Migmatitkörper übertragen werden. Im Gegensatz zur Antigorio-Gneissmasse haben wir aber in der Forno-Zone keinerlei Anzeichen für eine migmatitische Vergangenheit. Es handelt sich bei dieser Serie viel eher um eine metasomatische Metamorphose, in deren Verlauf die Umkristallisation mit oder ohne Stoffzufuhr (je nach Porengrösse und Wassergehalt) im festen Zustand vor sich gegangen ist. Rechnen wir aber mit Verschuppungen der Dachpartie der Antigorio-Einheit, so dürfte eine befriedigende Erklärung für alle beobachteten Erscheinungen vorliegen.

1.5. ISORNO-SERIE

Die Isorno-Serie — der Name wird von H. WIELAND (1966) eingeführt — ist mit der Bosco-Serie von O. GRÜTTER (1929) zu parallelisieren. Die neue Bezeichnung, welche sich auf die Typenprofile in der Valle dell'Isorno bezieht, wurde vorgezogen, da der alte Terminus durch eine tektonische Deutung (Lebendun = eingewickelter Teil der Bernhard-Decke) belastet erscheint.

Mit der Isorno-Serie haben wir ein vollständig neues Element vor uns. Sie wird hauptsächlich aus Paramaterial aufgebaut. Calcescisti, Quarzite, Granat-Glimmerschiefer, Amphibolite, Talk-Olivinfelse und plattige kalifeldspatführende Zweiglimmer-Plagioklasgneisse sowie antigorioartige Gneisse nehmen wechselnd an ihrem Aufbau teil.

1.5.1. Amphibolite

Bei den amphibolitischen Gesteinen handelt es sich in der Regel um Plagioklas-Biotit-Epidotamphibolite mit wechselnden Mengen von Quarz und Erzen.

Die olivgrüne Hornblende tritt in wechselnden Prozentsätzen auf (20—60%). Als Plagioklase kommen sowohl Andesin wie auch Oligoklas vor und zwar in stark wechselnden Mengen (25—55%). Adular sowie Titanit wurden nur in Klüften gefunden. Olivgrüner Biotit wechselt an Häufigkeit mit Hornblende ab.

Die Mineralien der Epidotgruppe können bis zu 10% des Gesteinsvolumens ausmachen. Chlorit kommt sekundär vor. Zum Vorkommen der Amphibolite ist zu bemerken, dass sie teils als bis 100 m mächtige Bänke im Streichen über mehrere Kilometer zu verfolgen sind, teils sind sie aber auch 10—20 m oder nur einige Meter mächtig und wechsellagern als konkordante Lagen mit Gneissen und Granat-Glimmerschiefern.

Stellenweise werden infolge mächtiger tektonischer Beanspruchung starke Stauchungserscheinungen beobachtet. Dass solche Pressungen jedoch erst einer späten Bewegungsphase der alpinen Orogenese angehören, kann aus den teils verbogenen, teils versetzten Quarzfeldspatbändern geschlossen werden. Die zu diesem Zeitpunkt herrschenden PT-Bedingungen entsprechen der Mineralparagenese nach einem sicher etwas schwächeren Metamorphosegrad als dem während der Hauptphase wirksamen, dennoch waren sie ausreichend, um neue Mineralien zu bilden. Das stellenweise Auftreten von Albit neben basischeren Plagioklasen sowie von Chlorit mag damit zusammenhängen (näheres siehe unter Metamorphose).

Wechsellagerung von granatführenden und granatfreien amphibolitischen Bändern mit karbonatischen Gesteinen und Glimmerschiefern sowie Übergänge von Amphiboliten in hornblendeführende Plagioklasgneisse und in feinkörnige Biotit-Plagioklasgneisse sind oft zu beobachten. Alle diese Anzeichen sprechen für den Paracharakter der Amphibolite.

Der Natriumgehalt der meisten Amphibolite ist zum Teil recht hoch (im Mittel um 6 Kationenprozent Natrium). In der Hauptsache entstammt das Material mergelig-tonigen Sedimenten. Wieweit Natrium zugeführt wurde, lässt sich schwer beurteilen.

1.5.2. Basische und ultrabasische Linsen

Ausser den Amphiboliten kommen an der Grenze von amphibolitischen Lagen gegen plattige Biotit-Oligoklasgneisse oft monomineralische Hornblendelinsen mit Biotitsäumen vor. Sie sind als Produkte einer metamorphen Differentiation zu deuten, die bei der Aufspaltung der Amphibolite in feinkörnige Biotit-Plagioklasgneisse einerseits und in diese Hornblendelinsen andererseits entstanden sind (siehe auch Analysen Hu 1026, 1164, 1170a₁ bis 1170a₃). Wir hätten demnach in diesen Hornblendelinsen Restite vor uns und nicht Abkömmlinge von basischen Eruptivgesteinen.

Die in denselben Serien auftretenden Talk-Olivinfelse, Topfstein- oder Lavezsteinlinsen werden als Abkömmlinge peridotitischer Gesteine gedeutet. Der metamorphe Mineralbestand Serpentin, Talk, Olivin, Chlorit, Dolomit, Ankerit, Magnesit, Breunerit und Magnetit unterscheidet die im Dissertationsgebiet auftretenden Linsen nicht von den in der Literatur beschriebenen, so dass ich mich der gegebenen Deutung anschliesse. Die Lavezsteinlinsen wurden in früheren Zeiten an verschie-

denen Stellen zur Herstellung von Töpfen abgebaut (Alpe Colobiasca und Alpe Matignello).

1.5.3. Granat-Glimmerschiefer

Einen wesentlichen Anteil am Aufbau der Isorno-Serie bilden die Granatglimmerschiefer. Sie sind als metamorphe Derivate eisenschüssiger quarzreicher teils calciumhaltiger Tone zu betrachten.

Der Mineralbestand ist für die tiefere Mesozone charakteristisch (siehe auch E. NIGGLI, 1960). Quarz, Plagioklas (Oligoklas-Andesin), Muskowit, brauner Biotit, Granat (oft als Porphyroblasten ausgebildet), gelegentlich Staurolith, Disthen, Turmalin und als Nebengemengteile Calcit, Rutil, Apatit, Magnetit, Pyrit und eventuell Graphit treten auf.

Quarz ist wie in den Baceno-Schiefern in Linsen oder dünnen Bändchen zusammen mit Calcit angereichert, wodurch eine Messung des modalen Mineralbestandes auch hier erschwert wird. Quarz schwankt von 25—50%, Plagioklas von 20—50%, Biotit von 5—25%, Muskowit von 10—30%, Granat bis 6% und Erze bis 3%.

Disthen kommt hauptsächlich in den Quarzlinsen vor, als blaue bis 10 cm lange Stengel, gelegentlich auch gesteinsbildend. Diese Granat-Glimmerschiefer gehen örtlich oft in braun anwitternde Zweiglimmer-Plagioklasgneisse (mit vielen Quarzlinsen) über, die die Hauptmasse der Paragneisse auf der Karte ausmachen.

1.5.4. Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisse

Diese Gneisse können in zwei Gruppen geteilt werden, die sich ihrer Herkunft nach unterscheiden lassen. Beiden gemeinsam ist die rostbraune Anwitterungsfarbe, die vor allem im Feld auffällt und von der Verwitterung von Pyrit und Hämatit herrühren dürfte.

Die Biotit-Plagioklasgneisse sind immer mit hornblendeführenden Gesteinen verbunden und — wie schon unter 1.5.1 Amphibolite besprochen — aus jenen durch metamorphe Differentiation hervorgegangen. Im untersuchten Gebiet konnte beobachtet werden, dass die Biotit-Plagioklasgneisse oft an tektonisch stark bewegten Orten bevorzugt auftreten; sie sind dann meist stengelig ausgebildet (parallel zur Faltenachse).

Die Zweiglimmer-Plagioklasgneisse sind als quarzreichere und eisenärmere Granat-Glimmerschiefer zu betrachten oder stehen diesen sehr nahe. Sie variieren zwischen Glimmer-Quarzitgneissen und Granat-Glimmerschiefern. In der Regel sind es Zweiglimmergneisse, die Granat-

führung ist wechselnd. Der Glimmeranteil ist deutlich kleiner als in den Schiefen obwohl sie im Streichen ineinander übergehen können.

1.5.5. Karbonatische Gesteine

Die unter 1.5.1 bis 1.5.3 besprochenen Gesteine wechsellagern mit zentimeter- bis dezimetermächtigen Bändchen von Marmoren bis Calcescisti; das sehr häufige Auftreten von Karbonaten als Linsen, Schmitzen und Bändchen ist für die ganze Isorno-Serie typisch. Je nach Chemismus treten auch wieder Phlogopit bis Biotit, Strahlstein, Pyrit, Turmalin, Hornblende, Granat und Plagioklas in stark wechselnden Prozentsätzen auf.

1.5.6. Alkalifeldspat-Augengneisse

Als Einlagerung kommen in mehreren Horizonten der Isorno-Paragesteine antigorioartige Gneisse vor. Diese Gneisse haben dann oft einen etwas veränderten Habitus, die Augen sind gelängt und die Gneisse sind stark stengelig parallel B ausgebildet. Ob diese Gesteine tatsächlich von den Antigorio-Gneissen abzuleiten sind, kann nicht mit Sicherheit bewiesen werden, vielleicht können sie auch von Psephiten abgeleitet werden, wie dies H. WIELAND (1966) annimmt; die grosse Ähnlichkeit führte jedoch dazu, sie in der Karte nicht von Antigorio-Gneissen zu unterscheiden.

1.5.7. Geologie der Isorno-Serie

Altersmässig sind die gesamten Paragesteine der Serie sehr schwer einzugliedern. C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1908) sowie O. GRÜTTER (1929) zählen sie zu den paläozoischen Sedimenten. Grosse Ähnlichkeit besteht zwischen dieser Serie und jener der Bannhörner im obersten Toce, aber auch dort kann man nach J. HANSEN verschiedener Meinung sein, ob die Gesteine zu den mesozoischen Bündnerschiefern oder zur Lebendun-Einheit gezählt werden sollten.

Andererseits zeigt die Isorno-Serie sowohl grosse Ähnlichkeit zu den grauen Schiefen von SCHMIDT und PREISWERK als zu den Lebendun-Serien, wie sie an der Simplon-Strasse oberhalb der „alten Kaserne“ aufgeschlossen sind. Als weitere Vergleichsmöglichkeit wären noch die Hüllgesteine der Monte Leone-Decke zu erwähnen, wie sie in der Ofenhornserie vorkommen. Ausserdem ist nach H. WIELAND (1966) das kontinuierliche Verfolgen der Serie bis Crevola d'Ossola und damit bis zu den klassischen Punkten des Simplon-Profiles unmöglich, so dass auf eine Parallelisierung wohl oder übel verzichtet werden muss.

Die karbonatischen Zwischenlagen wurden von O. GRÜTTER (1929) zu den mesozoischen Gesteinen gerechnet, was sich aus den obigen Gründen und angesichts der gleichen Mineralfazies aller Gesteine jedoch nicht beweisen lässt.

1.6. MONTE LEONE-GNEISSE

Da die Monte Leone-Umbiegung auf Alpe Bosa die nördlichste Erstreckung dieser Gneisse im untersuchten Gebiet darstellt und ausserdem noch von H. WIELAND bearbeitet wurde, überlasse ich die Beschreibung dieser Einheit meinem Gebietsnachbarn. Dazu kommt, dass durch die Einengung auf Alpe Bosa die Gneisse ein wenig typisches Aussehen erhalten haben und dass der Aufschluss sehr klein ist. Auf Alpe Bosa wird die Monte Leone-Einheit von stengelig ausgebildeten Zweiglimmer-Plagioklasgneissen aufgebaut.

1.7. BEMERKUNGEN ZUR METAMORPHOSE

Wie schon E. NIGGLI (1960 und 1965), E. WENK (1962), P. BEARTH (1962) und H. U. BAMBAUER (1962) in ihren grundlegenden Arbeiten über die Zoneographie der alpidisch metamorphen Mineralien festgestellt haben, bilden die Verbreitungsgebiete der alpidisch metamorphen Mineralien die Tektonik der Lepontinischen Alpen nicht ab, d. h. die Grenzen der metamorphen Fazies zeigen Eigengesetzmässigkeit, die sich nach E. WENK (1962) am ehesten als Abbildung eines Wärmedomes erklären lassen. Zur Frage des Kristallisationsalters ist zu sagen, dass E. WENK (1943) an Hand von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal die Rekristallisation der Mineralien Glimmer und Quarz während der alpinen Metamorphose beweisen konnte. Radioaktive Altersbestimmungen von Mineralien (E. JÄGER, 1962) konnten dieses Bild bestätigen, so dass wir nach E. WENK annehmen können, dass „im zentralen Tessin tatsächlich alles alpin völlig umkristallisiert ist“.

In dem von mir untersuchten Gebiet befinden wir uns innerhalb der Zone, in der einerseits brauner Biotit, Muskowit, Disthen, Staurolith und Granat, anderseits Hornblende, Epidot, Plagioklas und Granat, in den Gneissen der Antigorio- und der Forno-Einheit olivgrüner Biotit vorkommen. Die Metamorphose des Gebietes fand demnach unter den Bedingungen der Epidot-Amphibolit-Fazies statt und zwar, wie schon weiter oben bemerkt, ohne Rücksicht auf tektonische Zugehörigkeit der Gesteine. Wir stellen also dieselbe metamorphe Fazies bei allen vorhan-

denen Gesteinen fest, ein Umstand, der, wie schon verschiedentlich bemerkt, die Hauptkomplikation bei der Altersfrage der sedimentogenen Gesteine bietet.

Was nun die bei der Metamorphose wirksamen PT-Bedingungen anbetrifft, so zeichnet sich in den letzten Jahren immer deutlicher ab, dass man mit der Interpretation und Parallelisation zwischen Syntheseexperimenten einerseits und den Feldergebnissen andererseits höchste Vorsicht walten lassen muss. Besonders die Experimente von J. WYART (1945, 1947, 1949), H. S. YODER (1952), H. WINKLER (1965) um nur wenige zu nennen, zeigten, wie WINKLER sich ausdrückt:

„Es ist somit klar, dass das spezielle Mineralgemenge — und damit auch, aber *nicht nur* der Chemismus — eines Gesteins ausschlaggebend für die Temperaturen und Drucke ist, bei denen im Zuge einer Metamorphose Minerale neugebildet werden, beziehungsweise wieder abgebaut werden. Es ist sicher nicht so einfach, wie es die Lehre von der metamorphen Fazies angenommen hat, dass nämlich nur der Chemismus eines Gesteins die in einem gewissen Temperatur- und Druckbereich stabile Mineralparagenese bestimmt.“

Im Falle des hier untersuchten Gebietes kann dennoch einiges über die bei der Metamorphose wirksamen Bedingungen ausgesagt werden, vorausgesetzt, dass man die sich nicht immer genau deckenden Angaben der einzelnen Autoren berücksichtigt. Nach H. G. F. WINKLER (1965) kann beim Beginn der Amphibolitfazies (Oligoklas-Epidot-Amphibolit-Subfazies) mit Temperaturen zwischen 520 und 580° C je nach Druck gerechnet werden. Da sowohl Diopsid wie auch Tremolit vorhanden sind und die Reaktion von Tremolit und Quarz und Calcit zu Diopsid bei 520—580° C je nach Druck abläuft (H. G. F. WINKLER, 1965), andererseits kein Cordierit vorhanden ist (nach WINKLER entsteht bei Drucken über 5,5 kb (Kilo Bar), durch die Reaktion Chlorit + Muskowit + Quarz zu Cordierit + Biotit + H₂O anstelle von Cordierit Almandin) und Staurolith bei mindestens 4 kb und 540° C stabil ist, kann die Temperatur ziemlich genau festgelegt werden. Über die bei der Metamorphose vorhandenen Drucke kann an Hand des Vorkommens von Disthen (Andalusit und Sillimanit kommen nicht vor) etwas ausgesagt werden. WINKLER rechnet mit Mindestdrucken von 7 bis 8 kb bei ca. 560° C, was eine Überlagerung von ungefähr 26 km bedeuten würde. Als Stresskompensation können höchstens 8 km Überlagerung abgezogen werden, so dass wir immer noch mit einer Überlagerung von 18 km rechnen können. Ob diese experimentell ermittelten Daten sich ohne weiteres auf die Natur übertragen lassen, ist besonders in Anbetracht einiger tektonisch höher gelegenen Disthenvorkommen der Schweizer Alpen noch unklar. Sicher ist,

dass wir bei der Metamorphose der Gesteine der Isorno-Serie und der Forno-/Lago Gelato-Zone nach WINKLER mit Drucken über 6 kb bei ca. 560° C rechnen müssen. Nach E. WENK (1962) nimmt die Metamorphose in diesem Gebiet von E nach W ab; wir hätten demnach sinkende Temperaturgradienten gegen das Tal der Tosa hin. Auf der anderen Seite wurden in den Antigorio-Gneissen migmatistische Erscheinungen festgestellt, die wiederum nach WINKLER bei Temperaturen oberhalb 650° C stattfinden. Diese zwei Fakten führen zum zwingenden Schluss, dass Metamorphose und Migmatisierung zwei getrennte Akte sind, dass somit eine präalpine Migmatisation des Antigorio-Körpers angenommen werden muss.

Selbst unter Berücksichtigung der Experimente von P. S. WYLLIE und O. F. TUTTLE (1965), nach denen bei Vorhandensein von Li, F, P die Schmelztemperatur von Graniten erheblich unter 650° C gesenkt werden kann, behält obige Schlussfolgerung eine gewisse Berechtigung.

1.8. TEKTONIK

Aus den anfangs erwähnten SCHMIDT-PREISWERKSchen Deutungen war zu schliessen, dass der Knoten zum ganzen tektonischen Problem

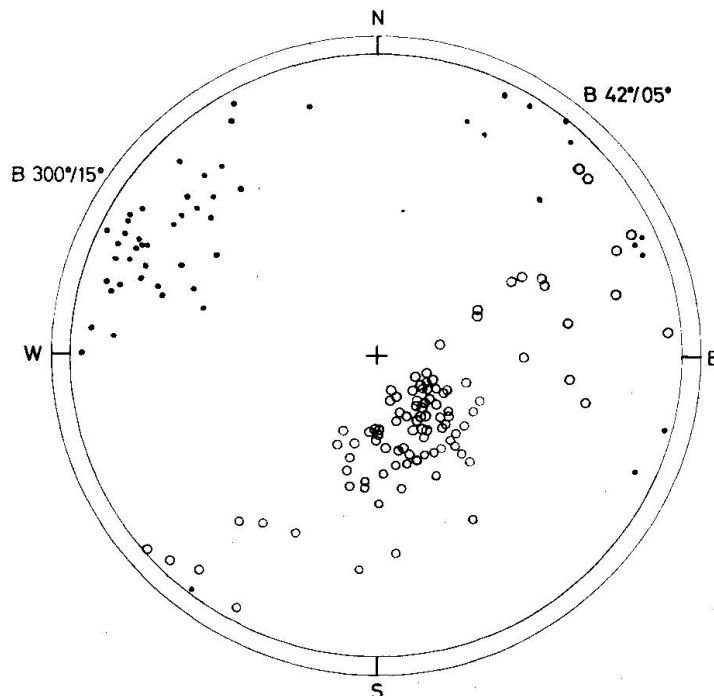


Fig. 3. Umbiegung Wandfluhhorn.
○ s-Pole, ● B-Achsen (170 Messungen).

am Wandfluhhorn liege. Deshalb wurde diese Gegend eingehend untersucht. Die Kartierung wird dort jedoch erschwert durch die fast senkrechten, WNW-streichenden, späten Brüche. Sie verstellen die Marmore, welche oft die einzigen Leitlinien innerhalb der grossen Gneisskomplexe darstellen.

Schon aus der Symmetrie der Schichtkomplexe, die die Monte Leone-Einheit umgeben, kann auf eine Umbiegung geschlossen werden. Diese Umbiegung kann sowohl in den Gneissen, als auch in einem im Hangenden Schenkel auskeilenden meter- bis dezimeterbreiten Marmorband gemessen werden. Die dazugehörenden Daten sind in Fig. 3 enthalten.

Marmor und Gneiss zeigen absolute Konkordanz zueinander, der Kontakt ist tektonisch verschliffen; Ablagerungsdiskordanzen wurden im Untersuchungsgebiet keine gefunden. Die zur Antigorio-Einheit gehörenden Gneisse biegen in einer mit ca. 15° nach Südosten (300°) einfallenden Schlinge um ganze 180° um. Konform zu dieser Schlinge biegen auch die Isorno-Serie und die Forno-/Lago Gelato-Zone um. Die gleiche Lage der Achsenfläche der Falte weisen weiter im Süden auch die Monte Leone-Gneisse auf. Neben dieser Hauptachsenrichtung $300^\circ/15^\circ$ SE ist die untergeordnete zweite Achse $45^\circ/05^\circ$ NO festgestellt worden. Über die Altersbeziehung dieser beiden Achsensysteme kann nichts ausgesagt werden, da die beiden Richtungen nie am selben Aufschluss gemessen werden konnten.

Auf der Flugaufnahme (Fig. 4), die von WSW her aufgenommen wurde, ist das Umbiegen der Schichten in der Fallinie des Wandfluhhorn-Gipfels deutlich erkennbar.

Nachdem eindeutig gezeigt werden konnte, dass es sich um eine Umbiegung handelt, dass also die alte SCHMIDT-PREISWERKSche Darstellung richtig ist, stellte sich die Frage, ob auch an anderen Stellen solche Umbiegungen festgestellt werden können.

Tatsächlich wurde auch auf Alpe Bosa, d. h. in der Verlängerung der Achsenebene der Falte des Wandfluhhorns eine ähnliche Umbiegung konstatiert, die leider der intensiven Bewachsung wegen weniger eindeutig belegt werden kann.

Die Achsenrichtung ist hier $280^\circ/30^\circ$ E.

Die Verhältnisse im übrigen Dissertationsgebiet sind auf Karte II und Fig. 6 festgehalten. Die zwei Achsenrichtungen können im gesamten Gebiet gemessen werden, wobei die ESE einfallende Richtung von 270° im Süden auf 300° im Norden abdreht. Das Streichen der Schichten macht diese Drehung konform mit, wobei B nicht senkrecht zur Streichgeraden von „s“ liegt (Differenz zur Fallrichtung ca. 15°).



Fig. 4. Flugaufnahme. Wandfluhhorn von WSW her aufgenommen. Das Umbiegen der Schichten in der Falllinie des Wandfluhhorn-Gipfels ist deutlich erkennbar.

Flugaufnahme: Werner Friedli, Brüttisellen, Zürich.

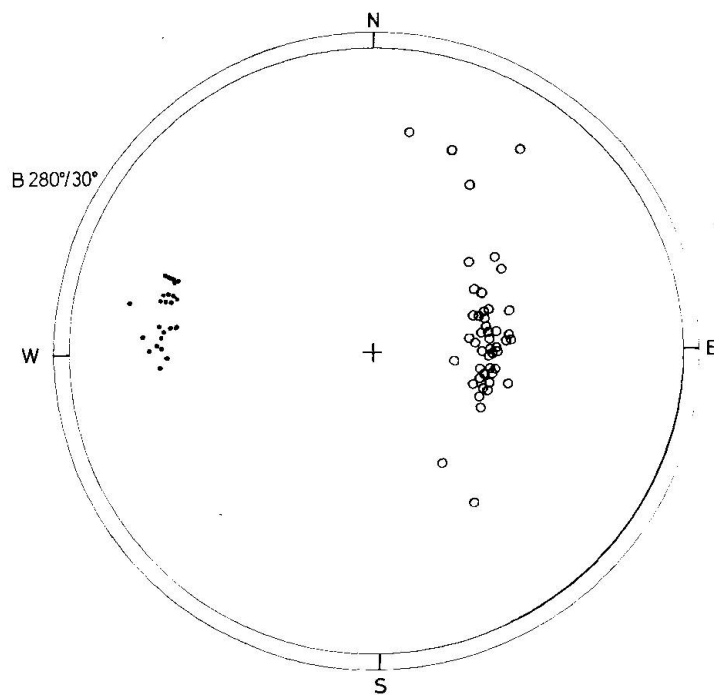


Fig. 5. Alpe Bosa, Cravairola.
 ○ s-Pole, ● B-Achsen (70 Messungen).

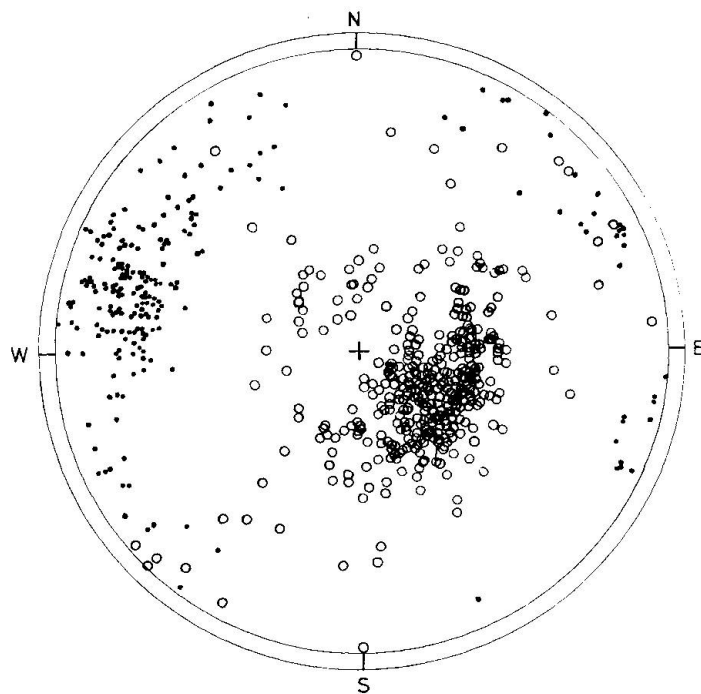


Fig. 6. Sammeldiagramm Cravairola-Wandfluhhorn.
 ○ s-Pole, ● B-Achsen.

Gegen Osten nimmt ausserdem das Einfallen der Gneissverbände zu. Auf Alpe Sfilie fallen die s-Flächen mit 45° nach ESE ein, um über der Tosa-Kulmination waagrecht zu liegen, westlich der Tosa-Kulmination fallen die Schichten hingegen nach Westen ein.

Verfolgen wir die 45° Faltenachsenrichtung von Süden gegen Norden, schwenkt auch diese gegen Osten ab, so dass der Zwischenwinkel zwischen den beiden Achsensystemen von ca. 70° bestehen bleibt, was schon durch E. WENK (1955 und 1963) belegt wurde.

Wie E. WENK und V. TROMMSDORFF (1965) im südöstlichen Teil der Simplon-Gruppe zeigen konnten, entspricht die Glimmerregelung den alpinen Lineationen (B-Achsen), so dass man annehmen muss, dass die Kristallisation aller mineralischen Hauptkomponenten des Gesteins die alpine Deformation überdauert hat. Die im südöstlichen Teil der Simplon-Gruppe geltenden Tatsachen dürften ohne weiteres auch für das Gebiet zwischen V. Antigorio und V. di Campo zutreffen.

1.9. REKAPITULATION DER IM FELDE GEWONNENEN ANSCHAUUNGEN

Die Verampio-Granitgneisse stellen einen Teil des alpin umgeprägten prätriadischen Sockels dar.

Während der alpinen Orogenese wurde die Antigorio-Einheit samt Teilen ihrer mesozoischen Hülle als Decke über diesen Sockel geschoben. In einem nachfolgenden Akt wurde dieser Deckenkörper im Gebiet des Wandfluhhorns schlingenartig verformt.

Von dieser Überschiebung und Verfaltung wurden auch die höheren Einheiten: Forno-Zone und Isorno-Serie erfasst.

In der Antigorio-Decke haben wir einen alpin umgeprägten Migmatitkomplex vor uns, der einenteils von tonerde- und calciumreichen resorbiertem Paramaterial andernteils von aplitgranitischen Mobilisaten aufgebaut wird. Als letzte sichtbare Anzeichen dieser Assimilation von Paramaterial sind die vielen im Flatschengneiss schwimmenden Schollen zu betrachten, aber auch der stellenweise recht hohe Glimmergehalt der Flatschengneisse muss in diesem Zusammenhang erwähnt werden (siehe geochemischer Teil). Der Gneissanteil der Antigorio-Decke vor der Migmatitisierung kann nicht abgeschätzt werden.

Die Gneisse der Forno-/Lago Gelato-Zone weisen grosse chemische und mineralogische Ähnlichkeit auf mit den Gesteinen der Antigorio-Decke. Jedoch sind bei der Forno-/Lago Gelato-Zone keine Anzeichen

einer Migmatitisierung erkennbar. Tektonisch kann diese Einheit schwer eingereiht werden; als Zugehörigkeitsmöglichkeiten kommen in Betracht:

1. Verschuppte Dachpartie der Antigorio-Decke.
2. Teile der Lebendun-Einheit.
3. Teile der Monte Leone-Einheit.

Die Zugehörigkeit wird erst aus einer regionalen Übersicht über das gesamte Simplon-Gebiet eruiert werden können.

Die Isorno-Serie stellt ein Glied der vor der alpinen Metamorphose in grösserer Verbreitung vorhandenen sedimentogenen Serien dar. Relikte weiterer Glieder dieser Paraserien, die im Streichen gegen NE und SE in den Tessiner-Gneiss übergehen, können überall auf dem Grenzgrat Campo/Vergeletto beobachtet werden. Ob diese Einheiten einer ursprünglichen Altersfolge entsprechen, oder ob sie durch Verschuppung einer oder weniger Sedimentationsabfolgen zustande kamen, lässt sich nicht entscheiden.

2. Chemischer Teil

Ausgehend von den im Felde gewonnenen Erfahrungen über die Geologie des Gebietes, stellte sich die Frage nach dem weiteren Vorgehen. H. WIELAND, mein südlicher Gebietsnachbar, hatte die Aufgabe übernommen, die Serien eingehend mikroskopisch zu bearbeiten, auch O. GRÜTTER (1929) widmete einen grossen Teil seiner Arbeit der mikroskopischen Untersuchung und hat teilweise auch Beiträge zur Petrochemie des Gebietes geliefert.

In der Fortführung dieser Anfänge der geochemischen Arbeitsweise blieb noch eine Lücke zu schliessen. So begann ich 1962, als Teilaufgabe der Dissertation, die geochemische Untersuchung des Gebietes. Speziell wurde der Versuch unternommen, Näheres über die Verteilung der Elemente auf die verschiedenen Phasen eines Gesteins zu erfahren, und es wurde geprüft, inwiefern der Gesteinschemismus den Mineralchemismus beeinflusst. Die Frage war, ob ein solcher Einfluss dominant ist, oder ob die Elementverteilung ausschliesslich vom Grad der Metamorphose oder der Art der Genese abhängt. Obwohl diese Probleme besonders im Hinblick auf die Spurenelemente interessant sind, setzen sie doch die Erfassung der Hauptkomponenten voraus.

Dies sind lauter Fragen, die im Zusammenhang mit der regionalen Arbeit „Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessiner Alpen“ von

E. WENK, H. SCHWANDER et al. (1963) schon aufgeworfen worden waren, die aber am ehesten im Rahmen einer Detailarbeit untersucht werden können. Nichts lag also näher als mit der Untersuchung der Glimmer des Gebietes eine Fortsetzung dieser Arbeit im Detail zu unternehmen. Wenn ich in der vorliegenden Arbeit trotzdem mit dem Chemismus der Gesteine beginne, so nur aus Gründen der Systematik, auf der anderen Seite vielleicht auch um dem Ganzen einen logischen Zusammenhang zu geben.

Im vorliegenden Fall wurden die untersuchten Gesteine zerlegt und zunächst die Hauptvertreter der mafischen Gruppe analysiert, Biotite, Muskowite, Granate und Hornblenden.

2.1. VERFAHREN

Dieser Abschnitt behandelt die Verfahren, mit denen die im petrochemischen Teil aufgeführten physikalischen und chemischen Daten gewonnen wurden. Die Methoden sind mehrheitlich die gleichen, wie sie bei Forschungsprojekten des Institutes, an denen ich als Nationalfondsassistent mitarbeiten durfte, Anwendung fanden und die zum Teil bereits publiziert sind. Es werden deshalb im folgenden nur die bisher unveröffentlichten Verfahren ausführlicher dargestellt. Um Doppelspurigkeiten zu vermeiden, habe ich mich zudem mit meinem Freund und Arbeitskollegen W. B. STERN in die Darstellung geteilt und verweise an den betreffenden Stellen auf seine Publikation. Vieles, was — auch an Kleinarbeit — in unserem Team entstand, verdanken wir der Anregung und dem Rat von PD Dr. H. Schwander.

2.1.1. Auswahl und Entnahme der Proben

Ausgehend von der feldgeologischen Erfahrung, begann ich die petrochemische Arbeit.

Besondere Sorgfalt galt der Probenentnahme. Denn eine unsachgemässe Probenentnahme kann das ganze Ergebnis in Frage stellen. Vor allem wurde auf äusserste Probenfrische Wert gelegt. Viele der untersuchten Proben entstammen Steinbrüchen. Wo keine geeigneten Steinbrüche vorhanden waren, sind vielfach frische Proben durch Sprengung gewonnen worden.

Ein solches Vorgehen stellt naturgemäss einer statistischen Probenentnahme, wie sie von vielen modernen Petrochemikern gefordert wird, fast unüberwindbare Hindernisse entgegen. Zwei Profile gelangten zur

Fundorte und nähere Bezeichnung der untersuchten Proben

Nr.	Koordinaten	Höhe m ü. Meer	Gesteins- gruppe	Bezeichnung und geologischer Verband
Hu 1015	675,2/123,4	2000	1	Dolomitmarmor mit Hornblendelinsen (mit Biotitsaum), Forno-Zone
Hu 1026	678,7/125,2	1600	2	Hornblendelinse als Rest im Hornblendegneiss, Isorno-Serie
Hu 1066	676,3/126,4	2000	2	Schiefrieger, hornblendeführender Biotit-Oligoklasgneiss, Isorno-Serie
Hu 1069	674,7/125,8	2400	4a	Augiger Biotit-Flatschengneiss (KF + Oligoklas bis Andesin) Typ Antigorio, Grenze Forno-Zone/Isorno-Serie
Hu 1079	674,2/125,2	2400	4a	2-Glimmer-Oligoklas bis Andesingneiss, augig (KF) Typ Antigorio, Grenze Forno-Zone/Isorno-Serie.
Hu 1086a	675,2/126,6	2300	4a	Biotit-Oligoklas-Andesingneiss, Forno-Zone
Hu 1086b	675,2/126,6	2300	4a	2-Glimmer-Oligoklasgneiss, augig Typ Antigorio, Forno-Zone
Hu 1086c	675,2/126,6	2300	1	Calcitmarmor mit Phlogopit und Tremolit, Forno-Zone
Hu 1088	674,7/127,0	2500	4a	Schiefrieger 2-Glimmer-Augengneiss (KF + Oligoklas) Forno-Zone
Hu 1100	676,3/133,3	1500	4a	Augiger Biotit-Flatschengneiss (Kf + Oligoklas bis Andesin) Typ Antigorio, Antigorio-Einheit
Hu 1103	668,9/122,0	500	4b	Mikrokin Granitgneiss, Verampio-Granitgneiss
Hu 1119a	677,1/135,8	1500	4a	Augiger Biotit-Flatschengneiss (KF + Oligoklas bis Andesin) Typ Antigorio, Antigorio-Einheit
Hu 1128	677,6/136,7	2100	4a	Schiefrieger 2-Glimmer-Oligoklas bis Andesingneiss, Antigorio-Einheit
Hu 1132	669,9/125,2	700	3	Granat-Oligoklas-2-Glimmerschiefer, Baceno-Schiefer
Hu 1133a	668,1/121,5	500	3	Staurolithführender Epidot-Oligoklas-2-Glimmerschiefer, Baceno-Schiefer
Hu 1143	671,4/124,4	1000	4b	Plagioklasführender Mikroklinggranitgneiss, Verampio-Granitgneiss
Hu 1147	671,4/126,7	900	4a	Augiger Biotit-Flatschengneiss (KF + Oligoklas-Andesin) Typ Antigorio, Antigorio-Einheit
Hu 1152	670,8/125,6	700	4b	Mikroklinggranitgneiss Verampio-Granitgneiss
Hu 1160a ₁	676,7/123,9	1500	3	Biotit-Oligoklas-Granatschiefergneiss, Isorno-Serie
Hu 1160a ₂	676,7/123,9	1500	3	Granatführender Oligoklas-2-Glimmerschiefer, Isorno-Serie
Hu 1163	677,6/125,1	1400	5	Diskordanter Pegmatit in Isorno-Serie
Hu 1164d	678,1/124,9	1400	2	Epidotreicher Oligoklas-Amphibolit, Isorno-Serie.

Hu 1170	678,8/125,8	1400	2	Hornblendelinse als Sammelkristallisation im Amphibolit, Isorno-Serie
Hu 1170a ₁				
Hu 1170a ₂				
Hu 1170a ₃				
Hu 1170b ₁				
Hu 1170b ₂	674,1/127,8	2100	3	Leukokrater Biotit-Oligoklasgneiss { Übergänge v. Amphibolit zu Gneiss u. Hornblendelinsen in Isorno-Serie
Hu 1170b ₃			3	
Hu 1194			4b	
Hu 1200a	674,3/123,8	2200	4a	Granatführender Oligoklas-2-Glimmerschiefer Reihe parallel 1170a, Isorno-Serie
Hu 1200a ₁	674,3/123,8	2200	4a	2-Glimmer-Oligoklas-Schiefergneiss Heller Biotit-Plagioklasgneiss (KF + granatführend) als Linse im Antigorio-Gneiss
Hu 1202a	674,7/123,4	2200	2	Augiger Biotit-Flatschengneiss, Typ Antigorio (KF + Oligoklas bis Andesin), Forno-Zone
Hu 1202b			2	
Hu 1202c			3	
Hu 1202d			3	
Hu 1217a	667,5/117,3	400	4a	Granatführender Plagioklas-2-Glimmerschiefer, Isorno-Serie
Hu 1217b			4a	
Hu 1217d	679,0/132,6	2400	4a	Mesokrate Phase, Antigorio-Gneiss. Augiger Biotit-Oligoklas-Andesingneiss Leukokrater Phase, Antigorio-Gneiss. Heller Bi-Oligoklas- bis Andesingneiss KF-führend
Hu 1231			4b	
Hu 1232			4a	
Hu 1238			4a	
Hu 1239			4a	
Hu 1239 Aplrit	674,7/131,8	900	5	Quarzlinse aus Antigorio-Gneiss Heller, grobkörniger Biotit-KF-Plag. Granitgneiss, Forno-Zone Mesokrater Bi-Oligoklasgneiss, KF-führend, Forno-Zone Mesokrater Bi-Oligoklas bis Andesin, KF-Gneiss Augiger Biotit-Flatschengneiss (KF + Plag.) Typ Antigorio, Antigorio-Einheit

Schlüssel zur numerischen Klassifikation der Gesteinsgruppen 1—5

- 1 Marmore bis Calcescisti, metamorphe mesozoische Sedimente
- 2 Amphibolite bis Hornblendegneisse
- 3 Glimmerschiefer, mesokrate Plagioklasgneisse (sedimentogene Schieferhülle)
- 4a Mesokrate Biotit-Flatschengneisse (meist augig)
- 4b Leukokrater Gneisse, granitoide Kerngneisse
- 5 Ganggesteine

Untersuchung, die ungefähr senkrecht zueinander stehen (N-S und E-W). Im Nordsüdprofil wurden die Änderungen innerhalb der Antigorio-Einheit erfasst, mit dem Ost-Westprofil die Änderungen von Einheit zu Einheit.

Trotz der zahlreichen Antigorio-Gneissanalysen in der Literatur (Chemismus schweizerischer Gesteine) wurde ein weiteres Dutzend solcher Gesteine analysiert, da streng genommen nur ein Vergleich zwischen Daten mit demselben analytischen Fehler sinnvoll ist, wie dies K. MEHNERT (1961) feststellt. Ausserdem fehlen die Spurenelemente bei den älteren Analysen und — was fast noch wichtiger erscheint — auch die Analysen der dazugehörenden Mineralien. Die von vielen modernen Petrochemikern geforderte grosse Anzahl von Analysen konnte, soweit es der Rahmen einer Dissertation erlaubt, verwirklicht werden. Insgesamt wurden 40 Gesteine analysiert.

Durch geschickt gewählte Reihenfolge der Untersuchungen kann die Menge eines separierten Minerals klein gehalten werden. Die Reihenfolge, in der die Verfahren beschrieben werden, entspricht dem angewendeten Arbeitsvorgang.

2.1.2. Aufbereitung

Von den 40 sorgfältig ausgewählten Gesteinsproben lagen je 5—10 kg Material vor. Je ein Handstück wurde als Beleg zurückbehalten und daraus Dünnschliffe hergestellt. Der Rest der Probe wurde mit einem Backenbrecher, wie er in Steinbrüchen zur Herstellung von Splitt Verwendung findet, zerbrochen und mit einer Scheibenmühle (End Runner Mills Co., Ashbourne, England) — Scheibenabstand ca. 1 mm — zu Sand zerrieben. (Über den Vorteil von Scheibenmühlen gegenüber Schlagmühlen siehe H. WÜTHRICH, 1965.) Danach gelangt die Probe mittels eines Transportbandes in ein Durchlaufsieb (Eigenkonstruktion) und wird in 4 Korngrössen aufgeteilt, Durchmesser $> 0,5$ mm, $0,5—0,2$ mm, $0,2—0,1$ mm, $< 0,1$ mm.

Die Fraktion von $0,5—0,2$ mm Korndurchmesser eignet sich bei den vorliegenden Gesteinen vorzüglich zur Separation der Glimmer, da durch die Scheibenmühle die Glimmer schon in dieser Fraktion angereichert sind. Auf einem Schütteltisch (siehe W. B. STERN, 1966) gelingt es mühe-los, die Glimmer von den übrigen Mineralien zu trennen. Der in Zusammenarbeit mit W. B. STERN entwickelte Schütteltisch hat gegenüber dem von H. FAUL (1959) beschriebenen den Vorteil, dass die Neigung der Platte variabel einstellbar ist, wodurch es sogar möglich wird, die Feld-

spatspaltplättchen und Hornblenden vom Glimmer zu trennen, was eine differenzierte Auffangvorrichtung nochmals verbessert.

Sind zwei verschiedene Glimmerarten in einem Gestein vorhanden, so ist es möglich, sie mit dem Magnetscheider (Frantz Isodynamic Separator) voneinander zu trennen. Durch Zerreiben der im Alkohol schwimmenden Proben in der Achatschale können die vorhandenen Einschlüsse herausgebrochen und sodann ausgesiebt werden. Die erhaltenen Glimmerkonzentrate weisen samt und sonders eine Reinheit von über 99% auf, was durch Auszählen von Pulverpräparaten zu kontrollieren ist. Sind zwei verschieden grosse Glimmerfraktionen im Gestein vorhanden, so müssen zwei Siebfraktionen aufgearbeitet werden, da es sich dann meistens um zwei chemisch verschiedene Glimmer handelt. Granat und Hornblende, die in der Regel viel einschlussreicher sind, gewinnt man aus der Siebfraktion 0,2—0,1 mm mit dem Magnetscheider als Anreicherung und mit Clerici-Flüssigkeit im Scheidetrichter vollständig separiert. Oft muss jedoch der Einschlüsse wegen die Siebfraktion $< 0,1$ mm verwendet werden. Diese Siebfraktion gelangt auf einem Wilfley-Stossherd zur Aufarbeitung. Das so erhaltene schwere Mineralkonzentrat kann dann mittels Magnetscheider und mit schweren Flüssigkeiten zu Ende separiert werden.

Alle Mineralkonzentrate müssen zur Entstaubung mit destilliertem Wasser gewaschen und bei 80° C getrocknet werden. Von den so erhaltenen Mineralproben verfertigt man Pulverpräparate zur mikroskopischen Untersuchung.

2.1.3. Bestimmung von Farbe, Brechungsindices, Dichte, Radioaktivität

Die Farbe der Mineralkörner wurde mit Hilfe der Rock-Color-Chart des Nat. Research Council Washington 1948 bestimmt und zwar sowohl im durchfallenden Licht, unter dem Mikroskop, als auch makroskopisch im auffallenden Licht.

Im weiteren gelangten noch die Brechungsindices der Mineralien zur Bestimmung und zwar mittels eines käuflichen Flüssigkeitssatzes (Cargille, Certified Index of Refractive Liquids) im Na_D -Licht mit Hilfe der Beckeschen Linie.

Mit einem Pyknometer (10 cm³ Inhalt) wurden die Dichten der Mineralien gemessen (verwendete Flüssigkeit: destilliertes Wasser mit 10% Alkohol-Zusatz zur Verminderung der Oberflächenspannung).

Die Dichte der Gesteine ergab sich aus der Gewichts-differenz zwischen der Wägung eines Handstückes in Luft und in Wasser.

Nach diesen Untersuchungen am Mineralkorn wurde ein Teil des Konzentrates als Beleg zurückbehalten. Weitere 4 g wurden in einer Achatkugelmühle (Pulverisette) pulverisiert. 3 g des Pulvers wurden zur radiometrischen Untersuchung benötigt, standen jedoch nachher wieder zur Verfügung.

Mit einem abgeschirmten Geiger-Müller-Zählrohr wurde, wie schon E. WENK, H. SCHWANDER et al. (1963) beschrieben, die Beta-Aktivität der Proben gemessen. Aus dieser Aktivität und der spektralanalytisch ermittelten K_2O -Konzentration die Restaktivität bestimmt und als ppm Ae Uran angegeben (siehe L. RYBACH, 1961).

2.1.4. Bestimmung von Glühverlust, FeO

Ca. 1 g der Substanz benötigt man zur FeO-Bestimmung. Das Mineralpulver wird mit conc. H_2SO_4 und einer wässrigen Lösung von HF unter Luftabschluss aufgeschlossen und der HF Überschuss abgedampft. Die Lösung titriert man mit einer gestellten Kaliumpermanganatlösung.

Der Glühverlust wird bestimmt, indem wiederum ca. 1 g Mineralpulver im Platintiegel auf $1050^\circ C$ erhitzt und die Gewichts Differenz festgestellt wird. Aus der Gewichts Differenz und der beim Glühen stattgefundenen Oxydation des FeO zu Fe_2O_3 berechnet man die Summe der flüchtigen Bestandteile.

Aus Zeitgründen musste auf eine Fluorbestimmung wie auch auf eine P_2O_5 -Bestimmung verzichtet werden. Die flüchtigen Bestandteile werden als Wasser angegeben und zwar als $H_2O^- + H_2O^+ + F +$ evtl. CO_2 .

2.1.5. Differentialthermoanalyse

2.1.5.1. Verfahren

Die vorliegenden Untersuchungen sind mit der Differentialthermoanalyse-Apparatur Typ Holderbank, wie von SCHRÄMLI und BECKER (1960) beschrieben, unternommen worden.

Es wurden jeweils drei Proben zugleich aufgeheizt und mit einer Vergleichssubstanz (Null-Linie = Al_2O_3 gegläht) zusammen aufgenommen.

Die Aufnahmebedingungen waren 0,5 mV $12^\circ C/Min$. Speedomax G Modell S 60000 von Leeds & Northrup Philadelphia, Penn., USA, mit 5 Messstellen und 5 Bereichen von 0,5, 1, 2, 5 und 10 mV Skalenendwert Registrierinstrument, Speedomax H Steuerinstrument. Als Thermo-element wurde Chromel-Alumel verwendet (Drahtdurchmesser 0,3 mm); als Probenhalter ein Inconelblock (Durchmesser 50 mm) mit sechs Pro-

benlöchern von 8 mm Durchmesser und 17 mm Tiefe. Im sechsten Probenloch wurde die Ofentemperatur in geglühtem Al_2O_3 gemessen. Im Gegensatz zu den Arbeiten von SCHRÄMLI und BECKER (1960) wurden die Proben nicht zugedeckt, da beobachtet werden konnte, dass die Entwicklung der endothermen Peaks verhindert und die Entwicklung der exothermen Reaktionen abgeschwächt wird, was schon von SMOTHERS und CHIANG (1958) erwähnt wird.

Da verschiedene Autoren Beobachtungen über den Korngrösseneffekt gemacht haben (SMOTHERS und CHIANG, 1958, KULP und TRITES, 1951, TUTTLE und KEITH, 1952) wurde dieser Effekt bei Glimmern näher untersucht.

Bei Biotiten schwankt der $1175^\circ \pm 2^\circ$ -Peak im untersuchten Fall in seiner Ausschlagshöhe, je nach Korndurchmesser ohne dabei die Ausschlagstemperatur zu ändern.

Korngrösse	Peakhöhe
150—200 μ	5,5 cm
100—150 μ	7,8 cm
50—100 μ	9,4 cm
25— 50 μ	7,0 cm
10— 25 μ	6,4 cm
< 10 μ	5,6 cm

Das starke Misstrauen gegenüber den mehrfachen Probenträgern, welches aus einem guten Teil der DTA-Literatur herauszulesen ist, veranlasste uns, das Problem der gegenseitigen Beeinflussung der Proben durch den Probenhalter hindurch näher in Augenschein zu nehmen. Wohl kann bei starken Ausschlägen von 5 mV und mehr, wie sie bei Karbonaten auftreten, eine Beeinflussung im benachbarten, mit einer Inertsubstanz gefüllten, Probenloch festgestellt werden. Allerdings ist diese Beeinflussung selbst bei dieser Energie zu klein, um noch störend zu wirken. Bei den hier untersuchten Reaktionen, die alle unter 5 mV Ausschläge erzeugten, kann demnach nicht von einer Beeinflussung gesprochen werden.

Als Inertsubstanz wurde auf 1350°C geglühtes feinstgepulvertes Al_2O_3 verwendet (Korngrösse < 50 μ). Da dieses Pulver beim Lagern vor dem Gebrauch meist wieder Adsorptivwasser enthält, konnte eine Verbesserung durch mehrmaligen Gebrauch konstatiert werden. Sämtliche Thermoelemente müssen jedoch ersetzt werden, sobald auf Temperaturen $> 1100^\circ$ aufgeheizt wird, da die untersuchten Mineralien oberhalb dieser Grenze stark sintern. Die drei Löcher mit der Inertsubstanz müssen dann (mit alter Substanz) neu gefüllt werden.

2.1.5.2. Analysen

Trotz der lawinenartig anschwellenden Anzahl der DTA-Publikationen sind die Fälle relativ selten, in denen neben einer DT-Analyse noch eine vollständige chemische und physikalische Bearbeitung des Materials erfolgt. Dieser Versuch wurde hier unternommen, um zu prüfen, ob ausser den übrigen Kriterien wie Chemismus, Spuren, Optik und Dichte auch durch die differentialthermoanalytische Methode Unterschiede bei Reihenuntersuchungen von Mineralien festgestellt werden könnten.

Gesamtgesteinspulver

Karbonatfreie Gesteine: Ausser dem Inversionspunkt von Quarz bei ca. 573° C war auf den Kurven nichts zu sehen, da durch die Verdünnung mit den inerten Feldspäten und durch den Quarz die an und für sich schon energiearmen Glimmerpeaks vollständig abflachten. Die akzessorischen Mineralien Granat, Epidot, Apatit sowie die Erze kommen in zu kleinen Prozentsätzen vor, um noch registriert zu werden.

Karbonatische Gesteine: 50 Karbonatgesteine z. T. aus dem Dissertationsgebiet, z. T. aus der weiteren Umgebung wurden untersucht. Dolomitmarmore sind von Calcitmarmoren gut zu unterscheiden, was bei makroskopischer Betrachtung oft schwer möglich ist. Die erhaltenen Daten sind in der tektonischen Übersichtsskizze enthalten, einige der Kurven in den Tafeln als nähere Charakterisierung des Gerätes aufgezeichnet. Die Karbonatkurven wurden alle mit der Empfindlichkeit von 5 mV aufgenommen.

Mineralien

Vier Mineralgruppen wurden untersucht, Glimmer, Hornblenden, Granate und Epidote. Vor allem die kleine Anzahl von Literaturdaten über Glimmer (Muskowite und Biotite ein knappes Dutzend) bewogen uns dazu, den Versuch zu unternehmen.

Die erhaltenen Kurven sind in Fig. 7—11 zusammengefasst, die technischen Aufnahmebedingungen jeweils bei den entsprechenden Kurven angegeben. (Horizontaler Linienabstand 0,2 mV bei Mineralien.)

Besprechung der einzelnen Reaktionen

Die Biotite zeigen im allgemeinen 3 Reaktionen, einen exothermen Peak bei ca. 400° C, einen endothermen Peak bei ca. 600° C und einen weiteren endothermen Peak bei ca. 1175° C. Als Peak wird im folgenden nicht die Abweichung von der Null-Linie sondern die Spitzentemperatur verstanden.

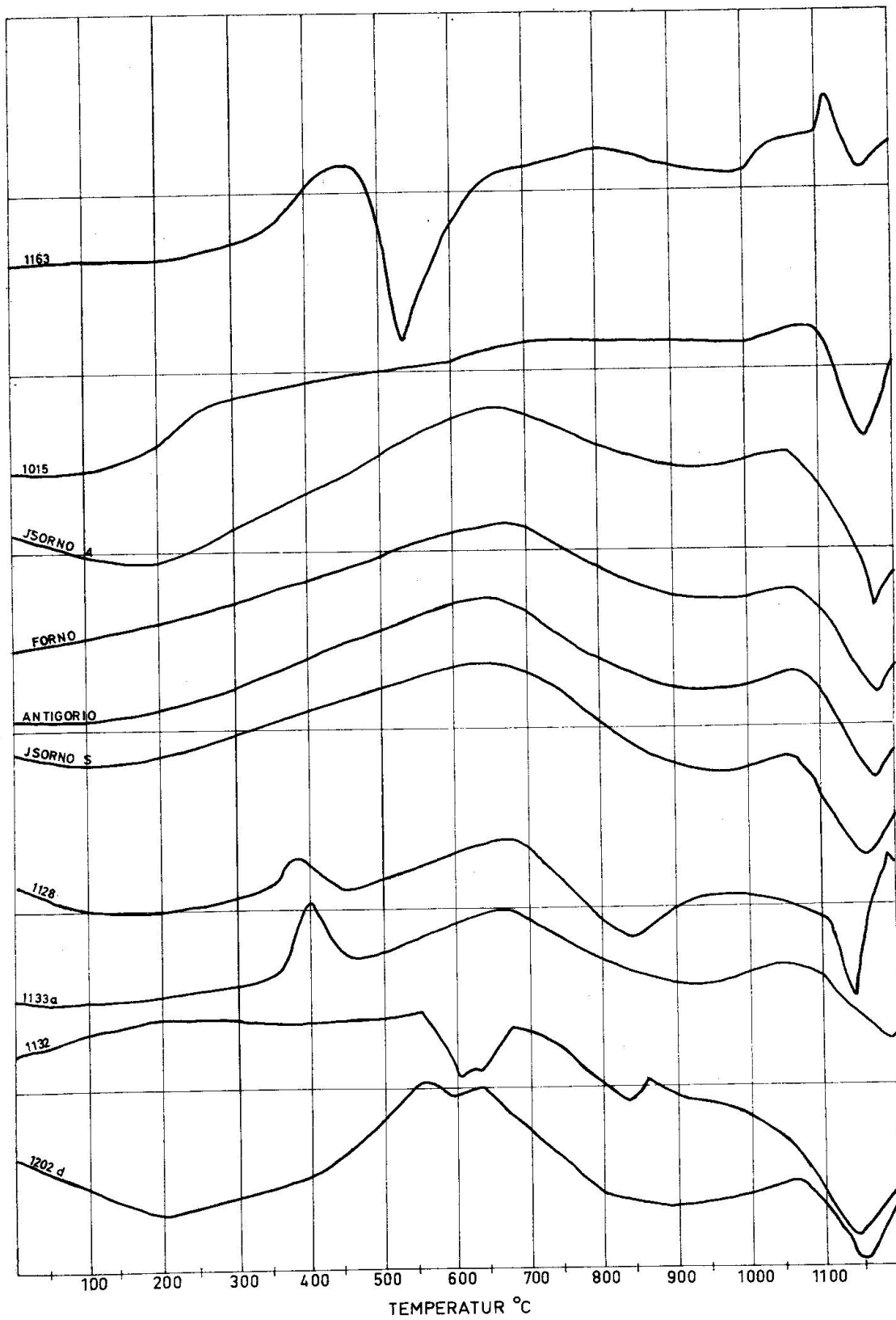


Fig. 7. DTA-Kurven. Biotit, aufgeheizt in Luft mit 12°C/Min.

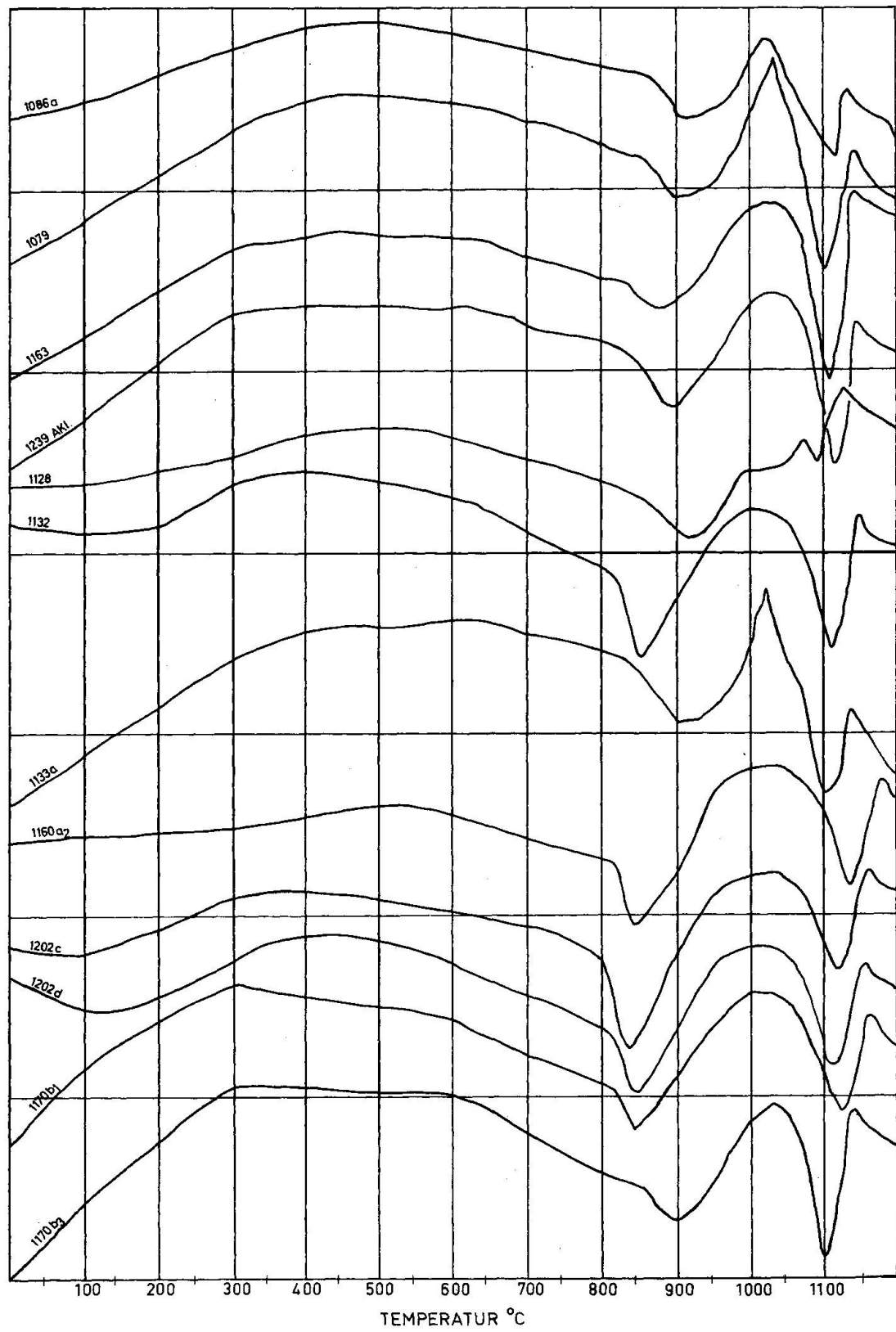


Fig. 8. DTA-Kurven. Muscovit, aufgeheizt in Luft mit 12°C/Min.

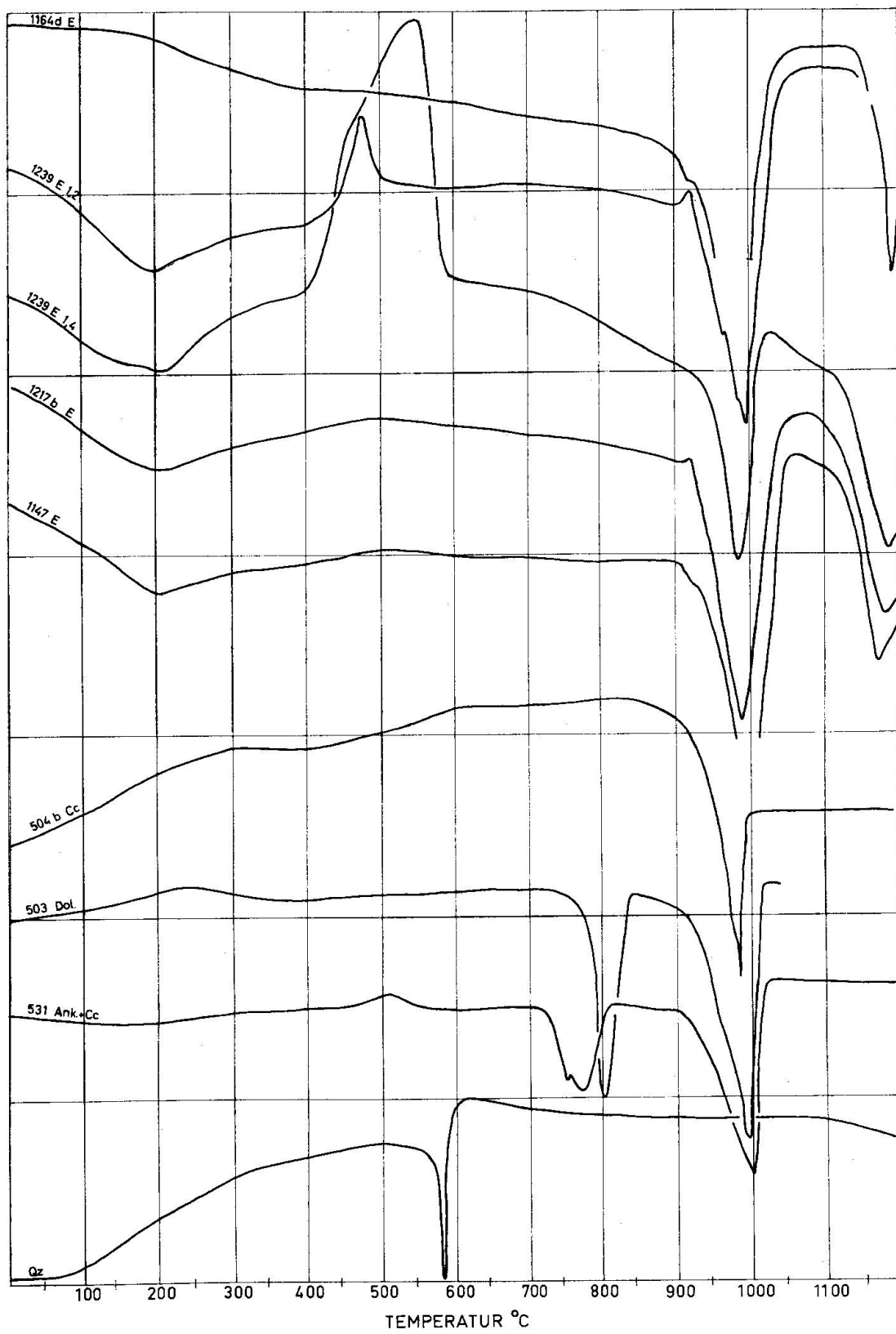


Fig. 9. DTA-Kurven. Epidot, Quarz, Karbonate, aufgeheizt in Luft mit 12°C/Min.

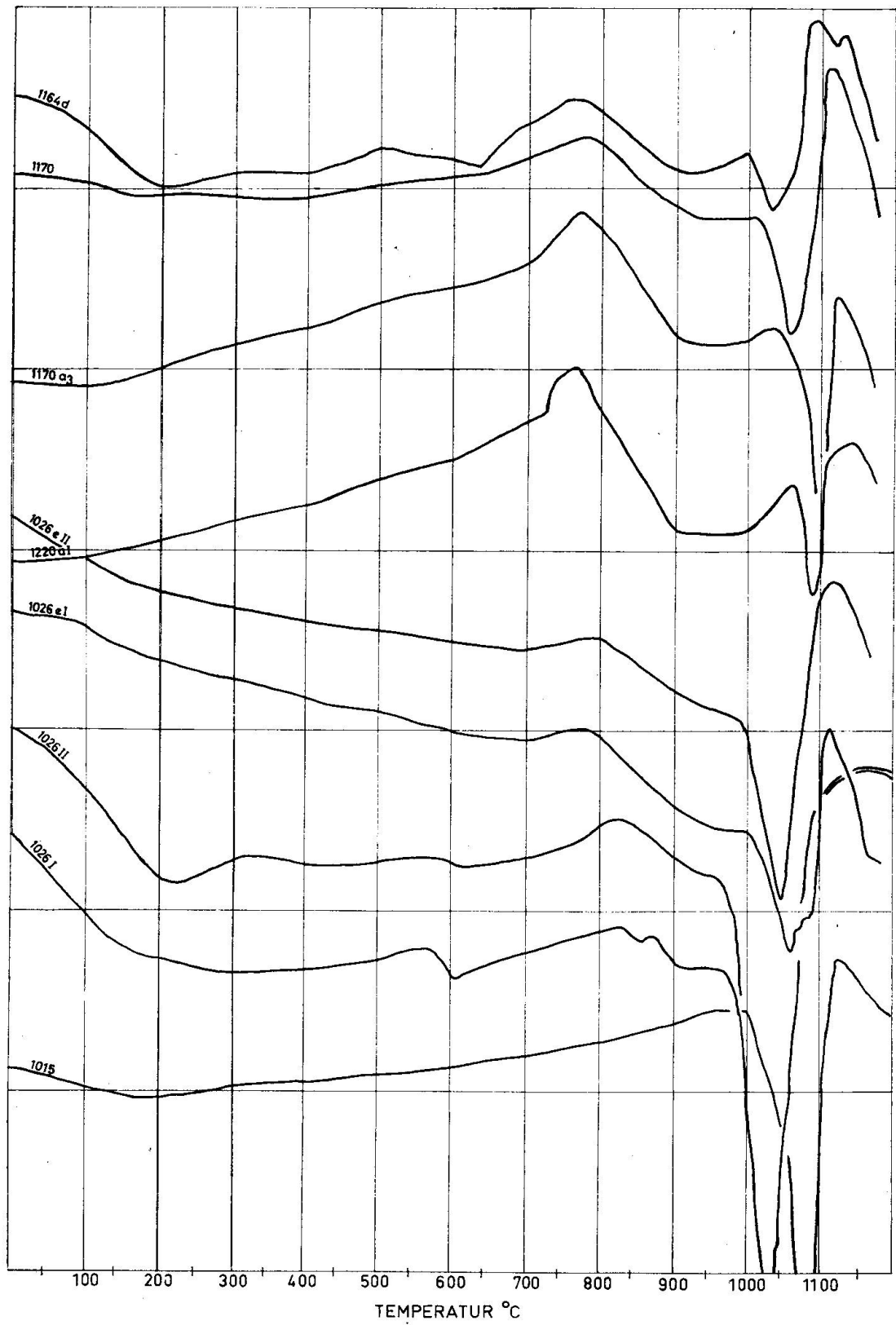


Fig. 10. DTA-Kurven. Hornblende, aufgeheizt in Luft mit 12° C/Min.

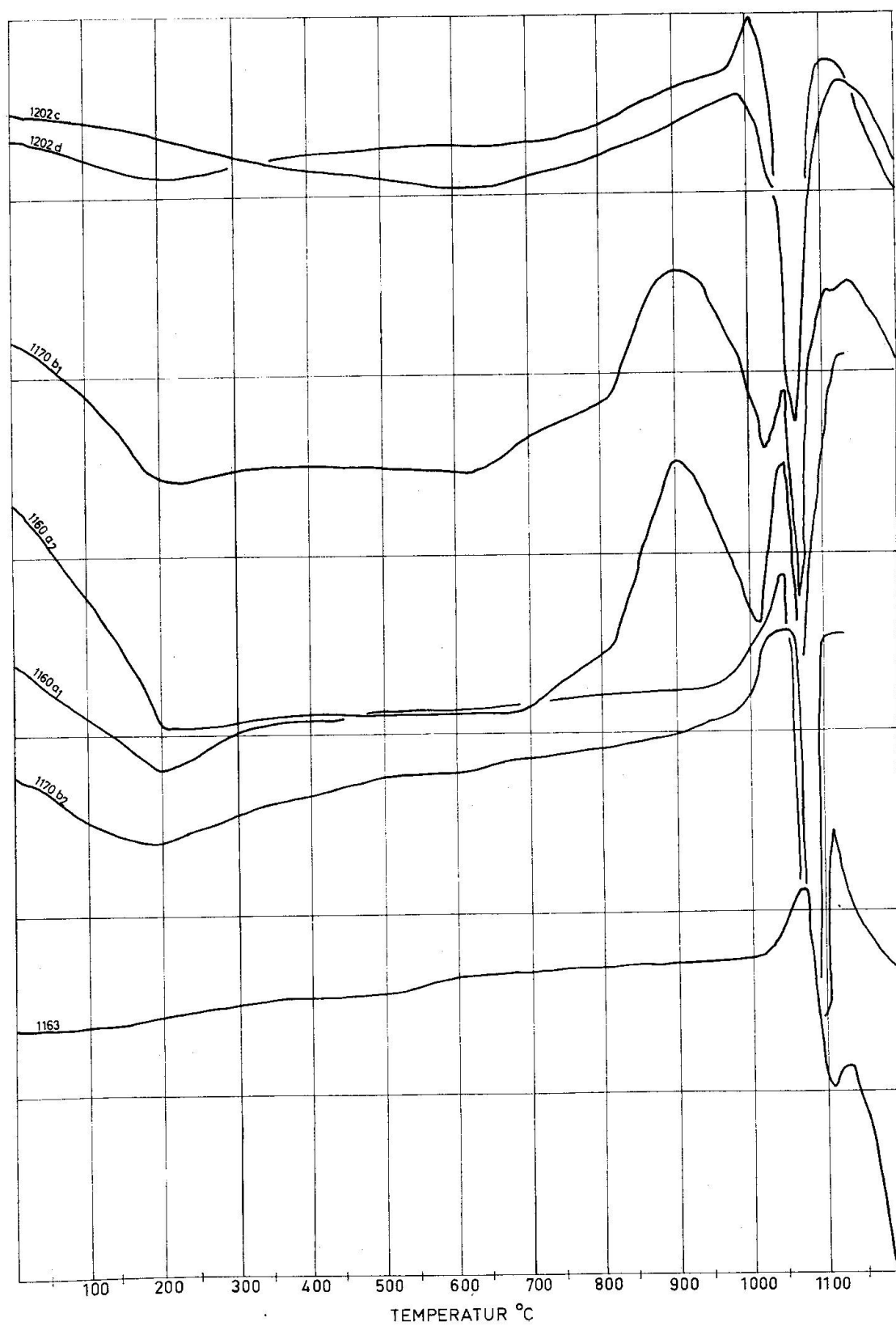


Fig. 11. DTA-Kurven. Granat, aufgeheizt in Luft mit 12° C/Min.

Der Peak von ca. 1175° C ist bei allen aufgeheizten Biotiten aufgetreten. Diese Peaktemperatur schwankt bei verschiedenen Biotiten zwischen 1150°—1195° C. Die Angaben sind auf $\pm 2^\circ$ C reproduzierbar, die Reaktion jedoch irreversibel, d. h. bei wiederholten Aufheizungen ein und derselben Probe tritt keine Reaktion mehr bei 1175° C ein.

Der 600° C-Peak kommt nur in drei Fällen vor, die Reproduzierbarkeit ist gut, jedoch auch diese Reaktion ist irreversibel.

Der exotherme 400° C-Peak trat nur in zwei Fällen auf, ist auch reproduzierbar ($\pm 2^\circ$) und die Reaktion ist irreversibel.

Die exotherme Aufwölbung aller Biotitkurven, die bei ca. 700° C ihr Maximum erreicht, hängt, dies konnte durch fraktionierte FeO-Bestimmung gezeigt werden, mit der Oxydation des Eisens zusammen, die am Scheitelpunkt der Kurve vollständig abgelaufen ist.

Die zwei Reaktionen der Muskowite verlaufen beide endotherm, die erste zwischen 835° und 915°, die zweite zwischen 1095° C und 1130° C. Beide Reaktionen sind reproduzierbar, jedoch irreversibel.

Auch die starke endotherme Reaktion zwischen 1030° und 1100° C der Hornblenden ist gut reproduzierbar und irreversibel. Die exotherme Auf-

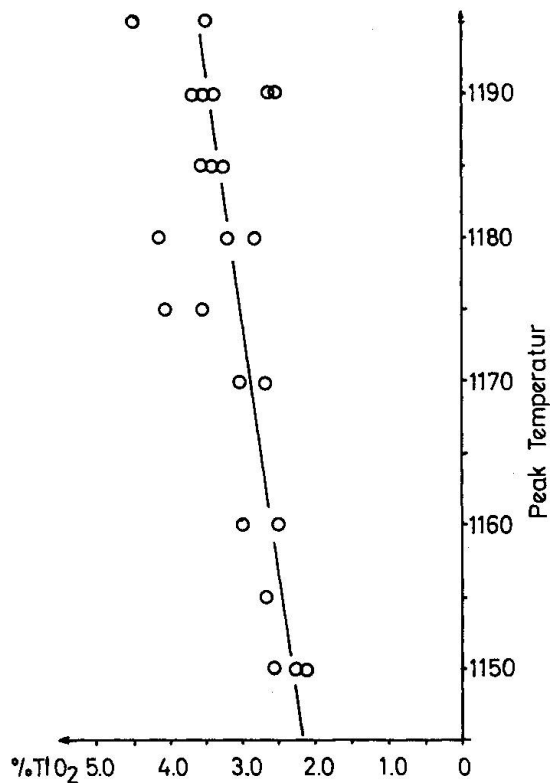


Fig. 12. DTA. Titangehalt im Verhältnis zur Peak-Temperatur des Sinterpeaks von Biotiten.

wölbung ist wohl auch hier auf die Oxydation des Eisens zurückzuführen.

Die Granate zeigen einen, oft auch zwei endotherme Peaks zwischen 1020° und 1090° C. Beide Reaktionen sind reproduzierbar und irreversibel.

Die Epidote s. l. weisen einen exothermen Peak zwischen 480° und 520° C und einen endothermen Peak zwischen 980° und 1000° C auf sowie einen weiteren endothermen Peak zwischen 1195° und 1200° C. Davon sind die beiden ersten reproduzierbar und irreversibel, der letzte ist reproduzierbar und reversibel, was jedoch daran liegen kann, dass die Probe in der benützten Anlage nicht viel höher aufgeheizt werden kann.

Über den Mechanismus dieser Reaktionen kann erst nach einer röntgenographischen Untersuchung der Proben etwas ausgesagt werden. (Thema einer späteren Arbeit.)

Die Abhängigkeit der endothermen Peaktemperatur bei Biotiten ($1175 \pm 25^\circ$) wurde auf verschiedene Elemente hin untersucht. Einzig mit Titan scheint ein gewisser Zusammenhang zu bestehen, Fig. 12 (Peaktemperatur als Funktion des Ti-Gehaltes).

2.1.6. Spektralanalyse

2.1.6.1. Spurenelemente

Mit einem 1,5-m-Jaco-Wadsworth-Spektrographen (Jarrel Ash), wurden nach der von H. SCHWANDER (1960a und b) beschriebenen Methode ca. 120 Proben auf Spurenelemente untersucht; als Internal Standard wurde nach SCHWANDER CuO verwendet.

Folgende Elemente wurden quantitativ untersucht:

Element	Nachweisgrenze (nach AHRENS) ppm	Wellenlänge der verwen- deten Analyselinie Å
B	5	2497,73
Ba	10	4554,04
Be	10	2348,61
Co	10	3405,12
Cr	1	4254,35
Mn	10	4034,49
Ni	5	3414,77
Sr (niedere Gehalte)	5	4077,71
Sr (hohe Gehalte ab 100)		3464,46
Ti	10	3199,92
V	5	3185,40
Zr	10	3391,98

Die erhaltenen Resultate sind in der Tabelle am Schluss der Arbeit enthalten.

Analysengang

Zur quantitativen Bestimmung der Spurenelemente wird die fein gepulverte Analysensubstanz mit CuO und reinem Graphit (Typ RWA der Ringsdorff Werke) im Verhältnis 4:1:20 möglichst homogen vermischt. Dies geschieht mittels einer Retsch-Mischmaschine in einem Achatbecher. Um die Haftung des CuO an der Wandung des Behälters oder an der Kugel zu verringern, gibt man noch Äther bei, welcher nach dem Mischprozess unter leichter Erwärmung abdampft.

Aus den so vorbereiteten Proben werden Presslinge hergestellt. (Dimensionen: Durchmesser 6 mm, Höhe 3 mm, Gewicht 200 mg.)

Als Gegenelektrode wurde eine zugespitzte Spektralkohle verwendet (Typ RW-2, Durchmesser 4 mm). Der Elektrodenabstand betrug 4 mm und wurde während des zweiminutigen Abbrandes konstant gehalten. (Optische Beobachtung.)

Als Anregungsquelle diente ein RSV-Gerät, Typ FE S 4 GT T5 mit eingebauter Stromstabilisierung.

Abreissbogen: Brennzeit 0,08 sec.

Brennpause 0,12 sec.

Strom 12 A

Stabilisierung: Stallwood Air Jet CO₂-Gas, ca. 5 l/Min.

Als Auswertegerät diente ein Schnellphotometer II der Firma C. Zeiss VEB und als Aufnahmematerial Kodak Spectrum Analyses Film No. 1. Entwickler: Kodak D-19, 5 min. bei 20° C.

Zur Eichung der Spurenelemente wurden 4 Standardproben verwendet: G-1, W-1 vom U.S. Geological Survey, T-1 Tanganyika Geol. Survey Division Msusule Tonalite, R-1 Canadian Association for Applied Spectroscopy, sowie Mischungen dieser vier Proben.

Die in der Glimmerarbeit (WENK, SCHWANDER et al., 1963) erwähnte Störung der Sr-Analysenlinie 4077 der zweiten Ordnung durch die Fe-Linie 2719 der dritten Ordnung konnte durch Einbau eines UV-Filters vor dieser Analysenlinie behoben werden.

Abklärung der Fehlergrenzen

Wie aus dem Fairbairn Report 1951 hervorgeht, streuen die Daten der Spurenanalysen in weit aus grösseren Grenzen als jene der Haupt-

komponenten; was bei genauerer Betrachtung des Standards G-1 auch nicht erstaunen wird, sind doch dort die dunklen Partikel noch von bloßem Auge in der hellen Matrix erkennbar. Die analytischen Streuungen sowie die Inhomogenitäten der untersuchten Proben wurden im vorliegenden Fall einmal genauer untersucht.

Die Gesteinsprobe 1239 wurde viermal analysiert, d. h. vier Handstücke aus demselben Steinbruch wurden getrennt aufgearbeitet und von jedem ein repräsentatives Durchschnittsmuster genommen. Die erhaltenen Daten sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

Tabelle 1

	Ba ppm	B ppm	V ppm	Zr ppm	Co ppm	Ni ppm	Sr ppm	Cr ppm
1239 Gest.	1000	2	25	320	0	6	410	28
1239 Gest.	990	10	20	295	0	6	420	26
1239 Gest.	975	5	25	360	0	5	385	28
1239 Gest.	1025	2	25	380	0	4	400	27
Mittel	1000 ± 25	5 ± 5	24 ± 4	340 ± 50	0	5 ± 1	405 ± 20	27 ± 1

Vor allem vergleichende Untersuchungen von L. RYBACH (1963) an griechischen Marmoren lassen die Interpretation dieser Daten schwierig erscheinen. Sind diese Streuungen auf Analysenfehler oder auf inhomogene Proben zurückzuführen? Um diese Frage weiter zu prüfen, wurde aus der Probe (1239) der grüne Biotit heraussepariert und 3mal analysiert, die Resultate sind in Tabelle 2 zusammengestellt.

Tabelle 2

	Ba ppm	B ppm	V ppm	Zr ppm	Co ppm	Ni ppm	Sr ppm	Cr ppm
Hu 1239b Biotit	960	31	210	38	28	8	2,2	21
Biotit	910	24	190	35	27	8	2,2	19
Biotit	1000	32	215	43	32	8	2,2	23
Mittel	955 ± 45	29 ± 3	205 ± 15	39 ± 4	29 ± 3	8 ± 0	$2,2 \pm 0$	21 ± 2

Wenn in der Tabelle am Schlusse dieser Arbeit die Spurengehalte dennoch genauer angegeben werden, als dies nach den durchgeführten Untersuchungen zu verantworten ist, so nur um keine einseitigen Rundungsfehler zu begehen, die bei einer statistischen Auswertung ins Gewicht fallen würden. Man muss sich bewusst sein, dass diese Angaben

lediglich einen statistischen Wert besitzen, und der Einzelwert nicht überbewertet werden darf. In diesem Sinne muss auch der vorliegende Versuch einer statistischen Auswertung betrachtet werden.

Aus diesen Untersuchungen geht klar hervor, dass es möglich ist, mit relativ einfachen Mitteln eine Reproduzierbarkeit der Spurengehalte von $\pm 20\%$ zu erreichen. Über den Absolutfehler dieser Messungen ist damit nichts ausgesagt. Da die gemessenen Variationen am Probenmaterial jedoch um einige 100% differieren, ist die Aussagekraft immer noch recht bedeutend, besonders wenn man bedenkt, dass einerseits innerhalb „homogener“ Bereiche offensichtlich schon Schwankungen auftreten und dass andererseits der methodische Fehler noch hineinspielt. Wird eine kleinere Fehlergrenze angestrebt, so muss der Weg über besser definierte Eichsubstanzen führen. Mit den verwendeten „Mittelwerten“ der Gehaltsangaben von verschiedenen Analytikern (empfohlene Mittelwerte aus den zu den Eichsubstanzen gehörenden Reports) ist hier wohl die Grenze der Genauigkeit erreicht.

Die durchgeführten Analysen beziehen sich alle auf Durchschnittswerte im Meterbereich des Gesteins. Ob die untersuchten Mineralien wirklich im chemischen Sinne homogen sind, müsste mit der Röntgenmikrosonde abgeklärt werden. Erst nachher könnte eine Unterscheidung der Messschwankungen nach methodischen Fehlern und Inhomogenitäten durchgeführt werden.

2.1.6.2. Alkalien

Da die Alkalien bekanntlich im Bogen sehr rasch, die oben erwähnten Spurenelemente aber z. T. sehr langsam verdampfen, ist es notwendig, die Bogentemperatur bei der Analyse der Alkalien zu erniedrigen. Dies wurde auf zwei Wegen erreicht. Erstens wurde mit RbCl gepuffert und zweitens die Brennpause verlängert.

Als Internal Standard verwendeten wir Li_2CO_3 im Mischungsverhältnis Li_2CO_3 : Analysesubstanz : RbCl : C = 2 : 10 : 25 : 50. Die Mischung erfolgte wiederum in der Retschmühle, ohne Zusatz von Äther.

Verwendete Analysenlinien Na 3302 Å, K 4044 Å, I. S. Linie : Li 3232 (Analyse und Auswertung im übrigen wie unter 2.1.6.1. beschrieben).

2.1.6.3. Hauptkomponenten

Die Hauptkomponenten Si, Al, Fe, Ca, Mg, Ti, Mn wurden mit dem 1,5-m-Atomcounter (Jarrel-Ash, USA) bestimmt.

Dieses Spektrometer besitzt eine Lineardispersion von 2,7 Å/mm in

der zweiten Ordnung. Die durch einen BBC-Spannungskonstanthalter stabilisierte Netzspannung dient als Energiequelle zur Erzeugung eines Hochspannungsfunkens.

Vorbereitung der Probe: Die fein gepulverte bei 1050° C gegläute Probe wird mit wasserfreiem Borax im Verhältnis 1 : 4, bei extremen Zusammensetzungen 1 : 10 vermischt und in einem Nickeltiegel bei 1000° C zu einem homogenen Glas geschmolzen. Dadurch werden die Kristallstrukturen zerstört, was eine Standardisierung mit Proben gleicher physikalischer Eigenschaften erlaubt. Ausserdem ist der Grad der Homogenisation bei diesem Verfahren befriedigend. Die Schmelze erreicht man, indem ein Nickeltiegel (Fig. 13) an der Sekundärseite eines

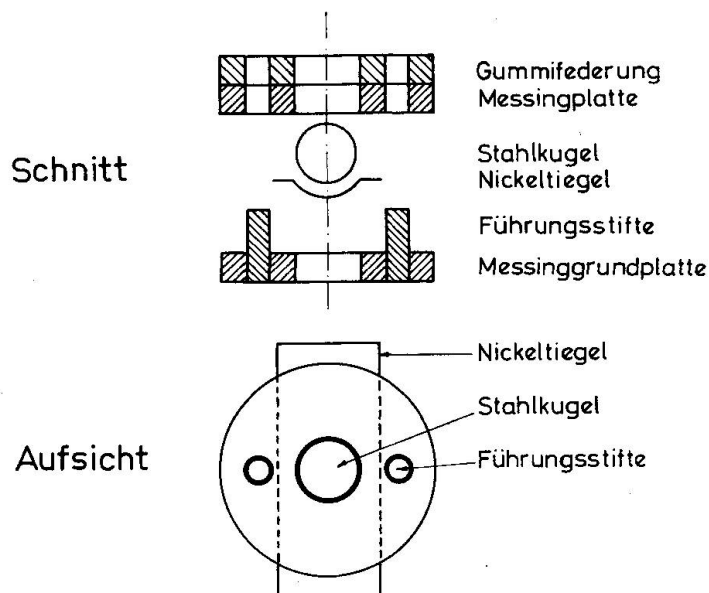


Fig. 13. Tiegelgesenk.

Transformators mit ca. 100 Ampère bei 4 Volt kurzgeschlossen wird. Die Temperatur kann mit einem optischen Pyrometer kontrolliert werden. Als Schmelzzeit stellten sich 8 Min. als sinnvoll heraus (der Aufschluss ist quantitativ abgelaufen). Temperatur und Zeit werden konstant gehalten, da Natrium sich verflüchtigt. Mit diesem Schmelzverfahren lassen sich die Bedingungen in Gegensatz zu dem von E. WENK, H. SCHWANDER et al. (1963) beschriebenen besser konstant halten. Die Nickeltiegel fertigten wir aus AT-Nickelband (Nickel Kontor, Zürich) in einem Gesenk (Fig. 13) an.

Die Boraxschmelze wird gepulvert und mit pressbarem Graphit (RWA) im Verhältnis 1 : 2 vermischt (Retschmühle, trocken). Anschliessend

presst man die fertige Analysenmischung zu Tabletten. Als Gegenelektrode dient eine gespitzte RW-1-Kohle. Der Lichtpegel des Internal-Standards (Na) steuert die Abfunkzeit, da der Multiplier der Natrium-Linie während dem Abbrand direkt an den Konverter geschaltet ist. Nach 6000 Zählimpulsen wird der Abfunkvorgang automatisch unterbrochen.

Bei sorgfältiger Angleichung von Eich- und Analysenproben erzielen wir genaue Ergebnisse.

2.1.7. Darstellungs- und Berechnungsverfahren

2.1.7.1. Hauptkomponenten der Gesteine

Als Berechnungsart wurden die von NIGGLI, BARTH und ESKOLA eingeführten Kationenproportionen gewählt und ihre Darstellung erfolgte im Variationsdiagramm. Diese Kombination hat den Vorteil der Übersichtlichkeit, ohne auf Details verzichten zu müssen und erlaubt es ausserdem, analysierte Profile darzustellen.

In Abbildung 14 wurden die Kationenprozentage Si, Al, Fe^{+2} , Mg, Ca, Na, K, O und H aufgetragen sowie die Summenkurven (Si + Al), (Na + K) und (Ca + Mg). Diese Kationenprozentage wurden gegen die in Gruppen geordneten Gesteine aufgetragen. Zum Vergleich sind noch die Modalanalysen graphisch dargestellt.

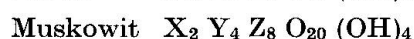
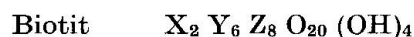
Die Aplit-Granitgneise der Verampio- und der Antigorio-Einheit sind in einem ersten Feld aufgetragen, dann in einem zweiten Feld Gneise der Antigorio- und der Forno-Einheit (meist augige Biotit-Flatschengneise), daneben Amphibolite und die mit den Amphiboliten genetisch zusammenhängenden Gneise und im vierten Feld Glimmerschiefer und quarzitisches Gneise. Die Gesteine sind ausserdem noch innerhalb der Felder nach sinkendem Si-Gehalt angeordnet, die ersten zwei Felder enthalten zur Hauptsache Kerngneise, im dritten und vierten Feld sind die Hüllgesteine der Isorno-Serie aufgezeichnet (als Vergleich noch zwei Gesteine aus den Baceno-Schiefern). Im zweiten Feld wurden die Gesteine der Antigorio-Einheit nicht von denjenigen der Forno-Zone unterschieden, um damit ihre Ähnlichkeit besser zum Ausdruck bringen zu können.

2.1.7.2. Hauptkomponenten von Biotit und Muskowit

Von 35 Biotiten und 14 Muskowiten wurden die Hauptkomponenten mit einem Quantometer bestimmt. Anknüpfend an die Arbeit von

WENK, SCHWANDER et al. (1963) wurden die Strukturformeln dieser Glimmer nach der Methode von M. D. FOSTER (1960) auf 22 Kationenvalenzen berechnet; um jedoch auch mit anderen Literaturdaten vergleichen zu können, erwies es sich als wünschenswert, die Strukturformeln unter Berücksichtigung des Wassers, auf der Basis von 24 Kationenvalenzen ebenfalls zu berechnen.

Allgemeine Glimmerformeln:



wobei X = K, Na, Ca

Y = Al (in oktaedrischer Position) Fe⁺³ Fe⁺² Mn, Ti, Mg

Z = Si, Al (in tetraedrischer Position) und P.

Alle untersuchten Biotite und Muskowite fallen in der Dreiecksprojektion Mg, Fe⁺², R³ (Fig. 24 und Fig. 25) in das Fostersche Feld der Mg- und der Fe⁺²-Biotite resp. Mg- und R⁺³-Muskowite.

Um markantere Unterschiede zu erhalten, war es notwendig den Gendankengängen von Y. OKI (1961) folgend, die Biotite auf ihre verschiedenen Substitutionsmöglichkeiten hin zu untersuchen.

Al-Si-Substitution in tetraedischer Position und Ti-Mg (Fe⁺²)-Substitution in oktaedrischer Position (Fig. 27). OKI teilt die Glimmer in zwei Untergruppen ein:

I Eastonit-Gruppe	Titanoeastonit	$K_2 Mg_{5,5} Ti_{0,5} Si_5 Al_3 O_{20} (OH)_4$
	Eastonit	$K_2 Mg_5 Si_5 Al_3 O_{20} (OH)_4$
II Muskowit-Gruppe	Phlogopit	$K_2 Mg_6 Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$
	Ferrimuskowit	$K_2 Fe_4 Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$
	Muskowit	$K_2 Al_4 Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$

Bei jeder Glimmeranalyse berechnet er die prozentualen Anteile dieser 5 Gruppen und benutzt diese Einteilung als Metamorphosegradient. Mit steigendem Metamorphosegrad nimmt das Titaneastonitmolekül und der Al-Gehalt in tetraedrischer Position im Biotit zu, das Phlogopitmolekül nimmt dabei ab.

2.1.7.3. Spurenelemente (Gesteine und Mineralien)

Mittlere Spurenkonzentration

Es wurden folgende Spurenelemente der untersuchten Gesteine analysiert: Ba, Sr, Be, B, V, Co, Ni, Cr, U und ausserdem die allgemein zu

den Hauptkomponenten gezählten Elemente Mn und Ti. Die Ergebnisse der Analysen sind in den Falttafeln enthalten.

Ausgehend von den grundlegenden Arbeiten von V. M. GOLDSCHMIDT (1922—1938), der zur klareren Übersicht über die erhaltenen Resultate Gruppen ähnlicher Gesteine bildete und mit Mittelwerten dieser Gesteinsgruppen weiterarbeitete, um die bei der Verteilung der Elemente wirkenden Gesetzmässigkeiten erfassen zu können, wurde im vorliegenden Fall ähnlich verfahren.

Zur übersichtlichen Besprechung der Spurenelemente wurde versucht, die Gesteine in Gruppen zu ordnen ähnlich der in der Glimmerarbeit verwendeten Einteilung. (Der Schlüssel für die im folgenden benutzte Einteilung wurde bei der Fundortliste der Proben angegeben, vgl. p. 504—505.

Spurenquotient

Da die absoluten Gehalte der im Glimmer vorhandenen Elemente kein eindeutiges Bild ergeben — denn das Konzentrationsgefälle ändert von Probe zu Probe je nach mineralogischer und chemischer Zusammensetzung — wurde versucht, die im Gestein vorhandenen Spurengehalte mitzuberücksichtigen. Durch das Verhältnis Spurengehalt des Gesteins/Spurengehalt des Minerals wird dies erreicht.

Wenn wir die Konzentration K eines Elementes X im Gestein G ($KG_X = 100\%$) festlegen und feststellen, wieviel Prozent davon im Mineral M eingebaut sind, können wir die Relation aufstellen:

$$\frac{KG_X}{KM_X} = \text{im Mineral eingebauter Prozentsatz des Elementes } X \text{ pro 1 Vol.-% des Minerals } M \text{ bezogen auf Element } X \text{ im Gestein} = 100\%.$$

Einfacher ausgedrückt, haben wir das oben angeführte Verhältnis vor uns $\frac{\text{Spuren im Gestein}}{\text{Spuren im Mineral}}$ und können es somit als Verhältniszahl benützen. Im folgenden wird diese Verhältniszahl Spurenquotient genannt.

Mittlerer Spurenquotient

Betrachtet man die pro 1 Vol.-% Biotit eingebauten Prozentsätze der Elemente Ba, B, V, Zr, Ni, Cr, Ti, Mn einmal näher, wird ersichtlich, dass sie nur in sehr kleinen Grenzen variieren, so dass die Bildung eines Mittelwertes, sozusagen einer mittleren Spurenkonzentration pro Vol.-% Bi, gerechtfertigt erscheint. Dieser mittlere Spurenquotient wird erhalten, indem man die Summe der einzelnen Spurenquotienten der acht Spurenelemente Ba bis Mn bildet und durch 8 dividiert.

2.2. ERGEBNISSE

2.2.1. Gesteinschemismus

2.2.1.1. Hauptkomponenten

Die Hauptkomponenten der Gesteine können am übersichtlichsten an Hand von Fig. 14 besprochen werden.

Auf den ersten Blick fällt die im Vergleich zur Isorno-Serie relativ grosse chemische Homogenität der Gneisse der Antigorio- und der Forno-Einheit auf.

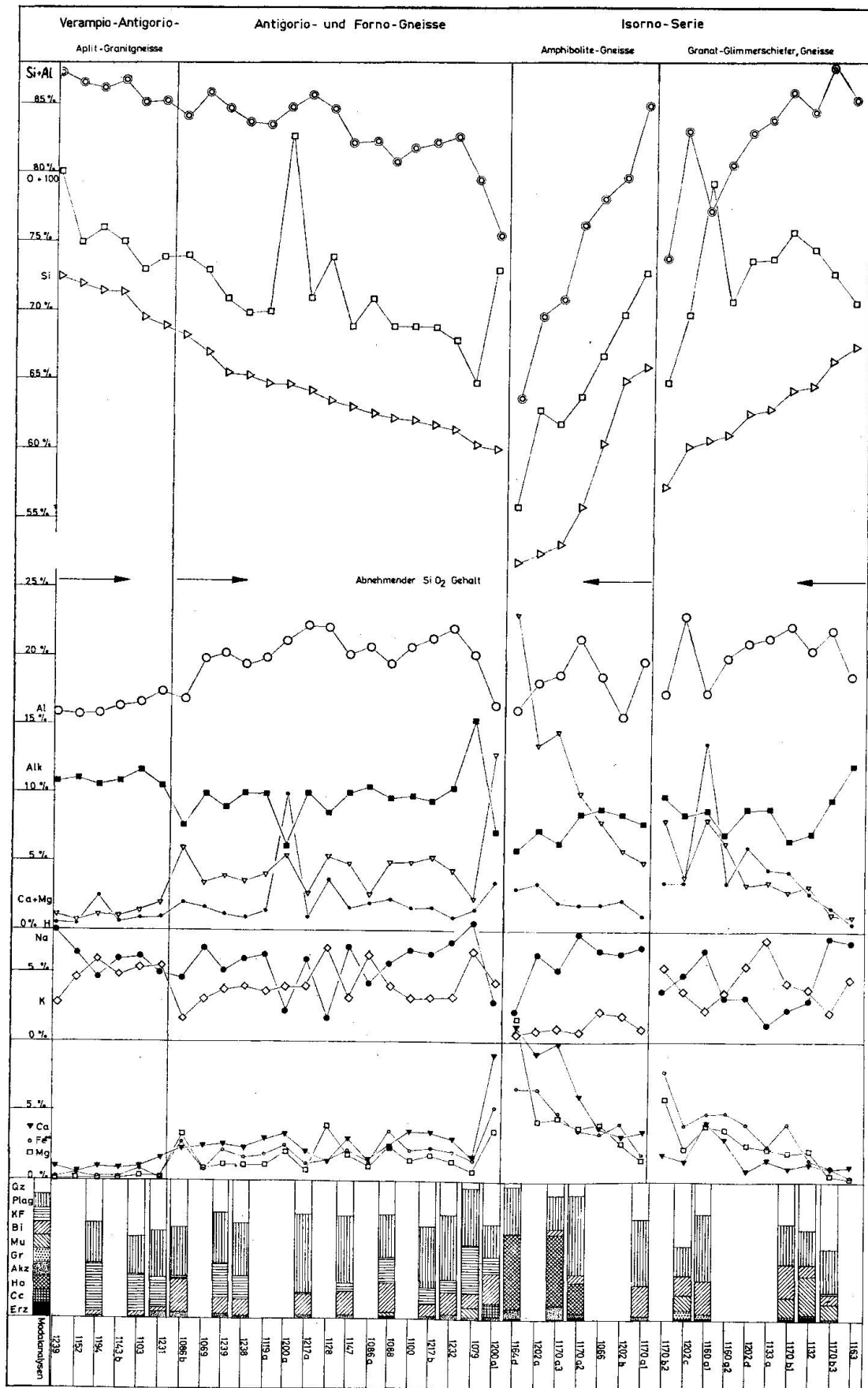
Die Unterschiede zwischen Antigorio-Decke und Forno-Zone sind kleiner als diejenigen innerhalb ein und derselben Einheit, die Mittelwerte hingegen identisch.

Die Summenkurve (Si + Al) spiegelt den Verlauf der Al-Kurve wider, was bei der fast linearen Anordnung nach Si nicht weiter verwundert. Innerhalb der beiden Gneissgruppen ist dieser Gehalt ungefähr als konstant zu betrachten (ca. $85 \pm 5\%$). Ganz anders ist das Bild, wenn wir die Gesteine der Isorno-Serie (+ Baceno) betrachten; dort ändert die (Si + Al) Summe von 65 bis 95% (Mittel $80 \pm 15\%$) und zwar steigen die Gehalte von Si und O im allgemeinen parallel zur Summe (Si + Al), so dass in den helleren Lagen von gebänderten Serien die hohen Gehalte, in den dunkleren die niedrigen Gehalte auftreten.

Die zweitoberste Kurve stellt die auf 100 Kationen berechnete Anzahl der Sauerstoffionen dar, und es fällt die grosse Abweichung von der Barthschen Sauerstoffzelle ($0 = 160$) auf. Das Mittel der untersuchten Gesteine liegt bei 170, was durch den hohen SiO_2 -Gehalt bedingt wird. (Quarz 200 Sauerstoffionen.) In den ersten zwei Feldern ist zu beobachten, dass hohe Sauerstoffionenkonzentrationen hauptsächlich bei Gneissen mit hohem Paraanteil (1086a, 1128, 1200a, 1200a₁) auftreten.

Der Verlauf der Wasserstoffkurve ist relativ konstant. Einzig die Gesteine im vierten Feld (Glimmerschiefer) zeigen einen etwas erhöhten Gehalt, was später auch wieder bei den Glimmern aus diesen Gesteinen auffallen wird. Daneben ist noch eine schwache Parallelität der Wasserstoffkurve zur Summenkurve (Ca + Mg) zu beobachten.

Kalium- und Natriumkurve sind gegenläufig (siehe Fig. 16). Im weiteren fällt die Gegenläufigkeit der Alkaliensummenkurve (K + Na) und der Summe (Ca + Mg) auf. Gneisse mit grösserem Anteil an assimilierten basischen Gesteinen sind höher in (Ca + Mg), niedriger in den Alkalien (1086b, 1128, 1200a, 1200a₁). Bei den Gneissen und Glimmerschiefen überwiegen die Alkalien gegenüber der Summe (Ca + Mg), bei den Am-



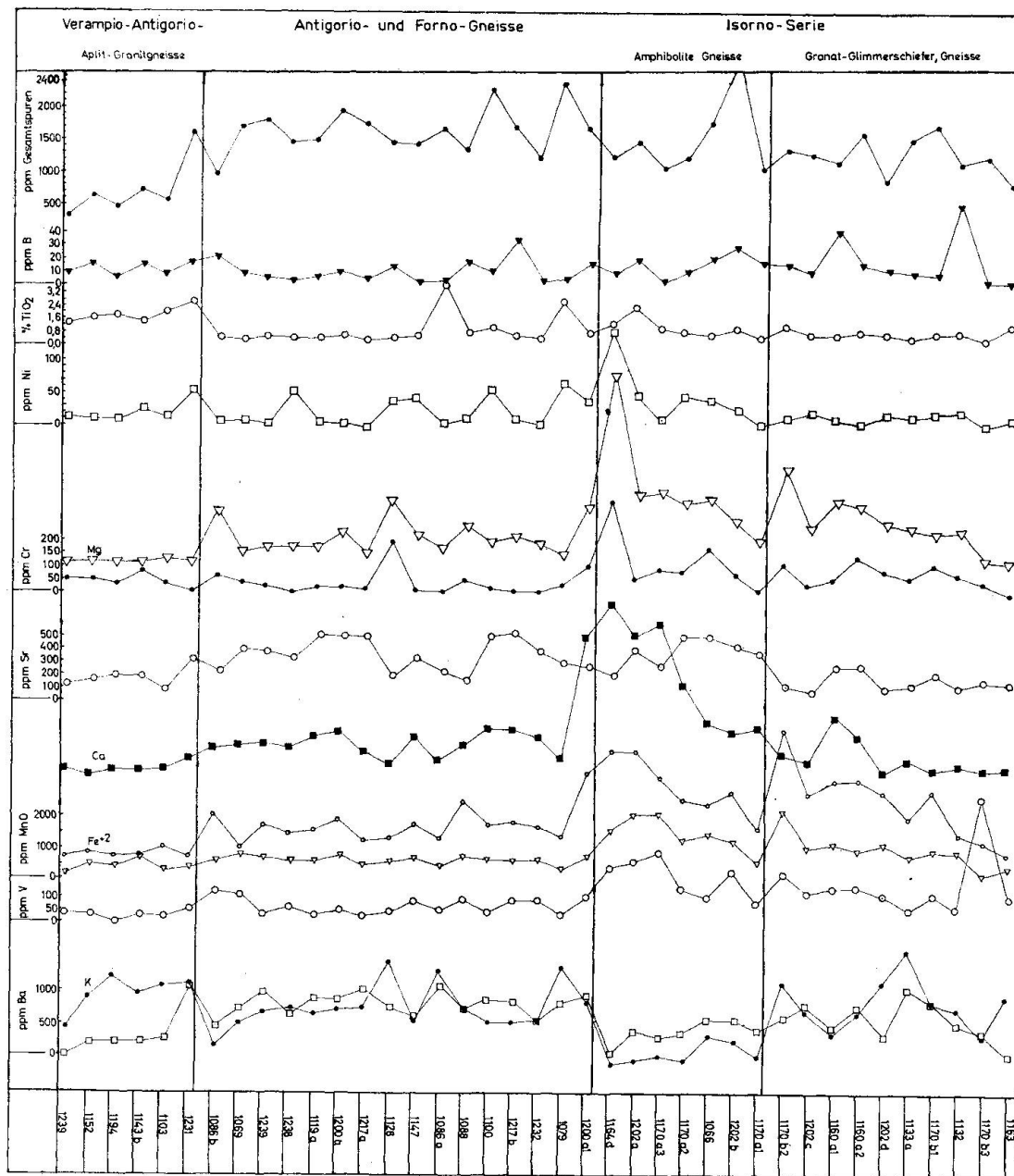


Fig. 15. Variationsdiagramm, Spurenelemente.

← Fig. 14. Variationsdiagramm, Kationenprozentage der analysierten Gesteine.

phiboliten ist hingegen (Ca + Mg) grösser. Die Abnahme von Ca und Mg in den Amphiboliten verläuft parallel zur H-Abnahme und umgekehrt zur Si-Abnahme. Dieser Umstand könnte nach K. MEHNERT (1961) als Anzeichen einer progressiven Metamorphose gedeutet werden. Da wir es aber im untersuchten Gebiet mit einer relativ gleichmässigen alpinen Regionalmetamorphose zu tun haben, muss angenommen werden, dass die Bänderung der Amphibolite entweder auf primär sedimentäre oder tuffogene Inhomogenitäten zurückzuführen ist oder aber, dass die Übergänge von Amphiboliten in Biotit-Oligoklasgneisse — sowohl quer zum Streichen als auch in der Streichrichtung — durch metamorphe Differentiation entstanden sind.

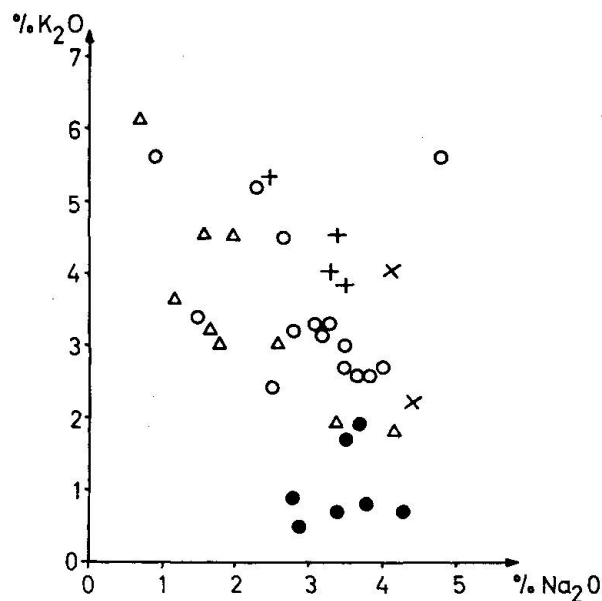


Fig. 16. K_2O - Na_2O -Diagramm der untersuchten Gesteine (Gew.-%). Gesteine der Gruppe 5 $\times$, 4b $+$, 4a o , 3 $\triangle$, 2 $\bullet$.

Die Summe der Alkalien ist innerhalb der Antigorio- und Forno-Gneisse konstant. Auch in den Gesteinen des dritten und vierten Feldes ist diese Konstanz noch herauszulesen mit der Ausnahme, dass dort die basischen Extreme (basische Linsen) ärmer, die saureren Extreme (Quarzitgneisse) reicher an Alkalien sind. Diese Daten zeigen, dass für die Antigorio-Gneisse, die z. T. viel Sedimentmaterial enthalten, keine allgemeine Alkalizufuhr angenommen werden muss. Eine Umlagerung der vorhandenen Alkalien kann selbst die extremen Derivate hinlänglich erklären.

Auffallend ist der Wechsel im Verhältnis der Alkalien zueinander (Fig. 14 und 16). Haben wir bei den Aplit-Granitgneissen ein Verhältnis

Na : K = 1 : 1, so variiert dieses Verhältnis bei den Antigorio- und Forno-Gneissen von 1 : 2 bis 2 : 1.

Beim Überwiegen von Natrium könnte eine Assimilation von eher basischen Anteilen vermutet werden, hohe Kaliumwerte würden parallel zum Schieferanteil verlaufen.

Fe⁺² und Mg laufen parallel. Auch hier kann gesagt werden, dass Gneisse mit hohem Paraanteil höhere Fe⁺²-Prozentsätze aufweisen (1086b, 1088, 1128, 1200a, 1200a₁).

2.2.1.2. Spurenelemente

Zur klareren Übersicht über die Spurengehalte der Gesteine wurden mittlere Spurenkonzentrationen gebildet. Tabelle 3 zeigt die mittleren Spurenkonzentrationen für die Gesteinsgruppen:

- 4b Leukokrate Gneisse, granitoide Kerngneisse,
- 4a Mesokrate Biotit-Flatschengneisse meist augig,
- 3 Glimmerschiefer, mesokrate Plagioklasgneisse, sedimentogene Schieferhülle,
- 2 Amphibolite bis Hornblendegneisse.

Tabelle 3

	Ba ppm	B ppm	V ppm	Zr ppm	Co ppm	
4b	170 ± 100	12 ± 5	17 ± 7	85 ± 50	5 ± 5	
4a	800 ± 300	12 ± 10	60 ± 40	350 ± 200	8 ± 8	
3	575 ± 300	21 ± 20	150 ± 60	210 ± 100	12 ± 12	
2	330 ± 200	15 ± 6	200 ± 70	410 ± 300	10 ± 10	
	Ni ppm	Sr ppm	Cr ppm	TiO ₂ %	Mn %	AeU ppm
4b	10 ± 10	120 ± 60	48 ± 10	1,9 ± 0,2	0,04 ± 0,02	65 ± 40
4a	27 ± 27	380 ± 160	20 ± 40	1,0 ± 1,0	0,07 ± 0,02	30 ± 15
3	20 ± 15	175 ± 90	65 ± 65	0,7 ± 0,2	0,10 ± 0,04	15 ± 10
2	50 ± 40	380 ± 100	150 ± 80	1,2 ± 0,3	0,15 ± 0,06	5 ± 5

Es fällt sofort auf, dass der augige Biotit-Flatschengneiss — dieser macht den Hauptanteil der Gruppe 4a aus — einen höheren Bariumgehalt besitzt als die hellen Kerngneisse der Gruppe 4b, obwohl im Kaliumgehalt keine grosse Differenz festgestellt werden kann (siehe auch Fig. 17). Die Substitution von Kalium durch Barium scheint demnach komplizierter zu sein, als dies allgemein angenommen wird.

Im weiteren fällt die Zunahme von Vanadium in den typisch sedimen-

togenen und basischen Gesteinen der Gruppe 2 und 3 auf und parallel dazu die Zunahme von Cr und Mn sowie die ungefähr entgegengesetzt verlaufende Tendenz von Titan und Uran.

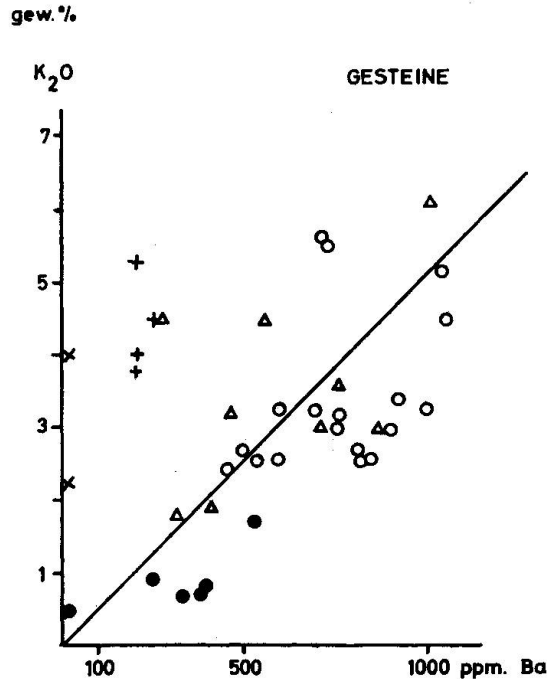


Fig. 17. K₂O-Ba-Diagramm der untersuchten Gesteine (Gew.-%). Gesteine der Gruppe 5 ×, 4b +, 4a ○, 3 △, 2 ●. Die Gesteine der Gruppen 4b und 5 fallen aus der Normalreihe heraus.

In einer interessanten Arbeit über die Unterscheidung von Ortho- und Para-Amphiboliten versucht B. E. LEAKE (1964) an Hand von Mg, K, Cr, Ni und Ti eindeutige Aussagen in dieser Richtung mit Hilfe von statistisch ausgewerteten Analysendaten von geologisch definierten Amphiboliten zu machen. LEAKE betont dabei, dass man nicht auf die absoluten Gehalte abstellen dürfe, sondern auf Vergleiche mit zusammenauftretenden gesicherten Paragesteinen. Nach LEAKE sind hohe Cr-, Ni- und Ti-Gehalte bei hohen Mg- und niedrigen K-Gehalten Anzeichen für Orthonatur eines Amphibolits. Bedenkt man aber, dass eine gewisse Parallelität der Mg- mit den Cr-Gehalten auch in den gesicherten Paragesteinen festgestellt werden kann (siehe Spurendiagramm), so scheint hier dennoch einige Vorsicht bei der Interpretation geboten. Hu 1164d genügt als einziges Gestein der vorliegenden Untersuchung LEAKES Anforderungen für einen Ortho-Amphibolit; ein Gestein, an dessen Aufbau sicher wenigstens teilweise ophiolitogenes Material beteiligt ist, was die darin vorkommenden ultrabasischen Linsen beweisen.

2.2.1.3. Zusammenhang zwischen Hauptkomponenten und Spuren im Gestein

Vergleicht man die Verteilungen der einzelnen Spurenelemente mit der Variation der Hauptkomponenten (Variationsdiagramm), so fallen zwei Hauptfakten auf: Die Kurven einiger Elemente laufen mehr oder weniger parallel zu den Kurven der ihnen verwandten Hauptkomponenten; andere Elemente zeigen hingegen in ihren Kurven Eigengesetzmässigkeiten der Verteilung (vgl. Spurendiagramm Fig. 15).

Eine gute Übereinstimmung in den Verteilungskurven besteht zwischen:

K und Ba
Fe und V, Mn
Ca und Mn, Sr
Mg und Cr

B, Ni, Ti, Zr besitzen Eigengesetzmässigkeit. Sie lassen sich mit keiner Kurve der Hauptkomponenten vergleichen.

Fünf von den neun hier untersuchten Spurenelementen im Gestein sind von den Hauptkomponenten abhängig.

2.2.1.4. Kennzeichen der verschiedenen Gesteinsgruppen

Tonerdeüberschuss

Die untersuchten Gesteine vor allem der Antigorio-Decke, aber auch der Forno-/Lago Gelato-Zone zeigen einen ausgesprochenen Tonerdeüberschuss über die Summe $\frac{1}{2} \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$, was für wesentliche Beteiligung toniger Sedimente am Aufbau der Gesteine spricht. Assimilation toniger Sedimente oder derer metamorpher Äquivalente erfolgte während einer oder mehreren Metamorphosen. Auffallend ist die regionale Verteilung dieses Tonerdeüberschusses innerhalb der Antigorio-Decke. Im Westen (Gesteine des Simplontunnels) zeigen die Analysen einen mittleren Tonerdeüberschuss von 3 Kationenprozenten Al, im Osten hingegen (Antigorio- und Forno-Gneisse) übereinstimmend einen solchen von 7% (diese Werte stehen in Übereinstimmung mit den Werten im Sammelband (Chemismus schweizerischer Gesteine)).

Parallel mit der Zunahme des Tonerdeüberschusses gegen Osten ist auch eine Glimmerzunahme in den Gneissen festzustellen, auf dem Grenzgrat Toce/Maggia erreicht der modale Glimmeranteil 25%. Zur Illustration des Gesagten sind die neuen Analysen in Fig. 18 noch mit Literatur-

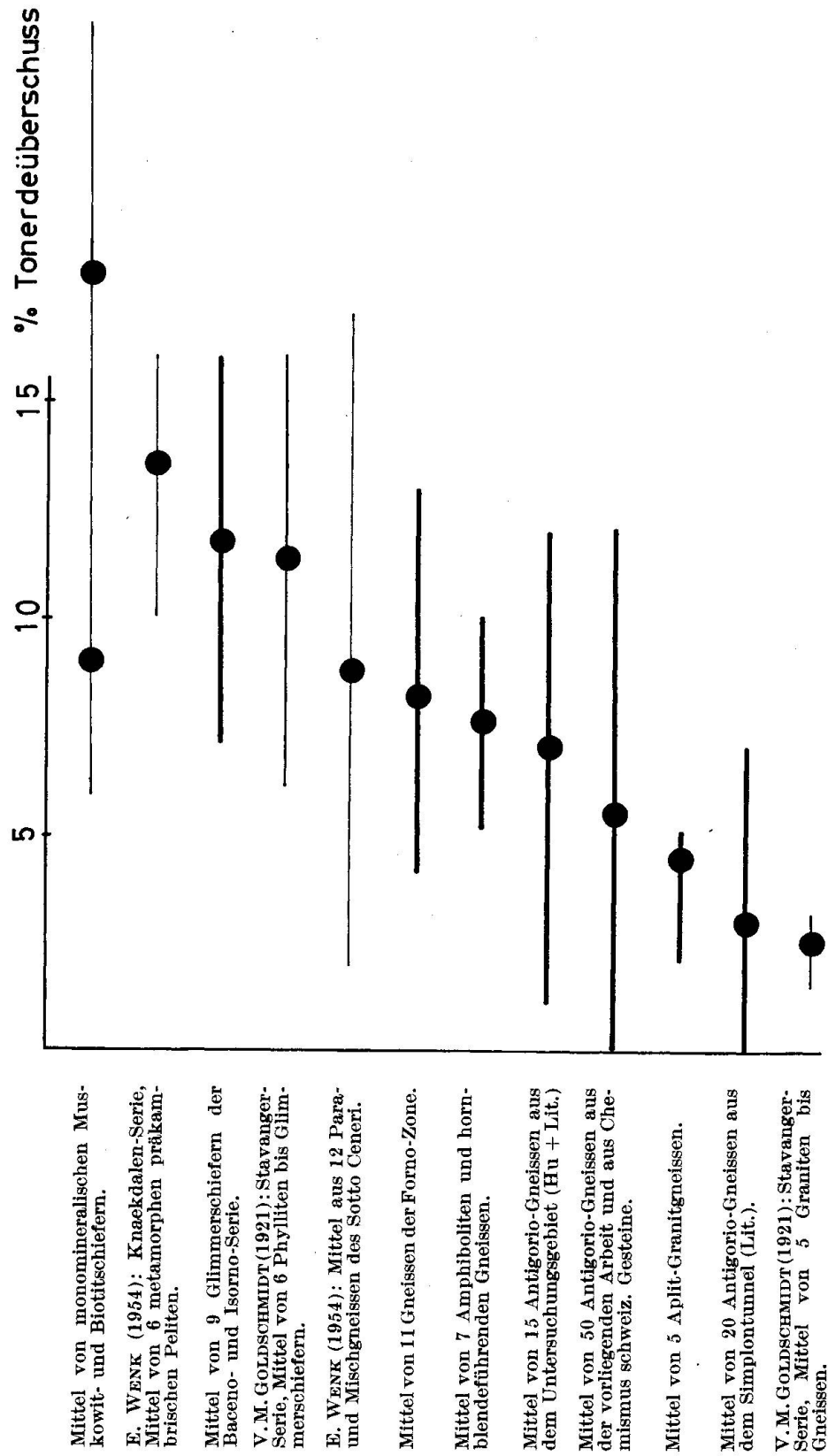


Fig. 18. Tonerdeüberschussdiagramm (Vergleich der neuen Analysen mit Literaturdaten).

daten verglichen, beispielsweise mit V. M. GOLDSCHMIDTS (1921) Stavanger-Serie oder mit E. WENKS (1954) Knaekdalen-Serie.

K/mg Verhältnisse

Fig. 19 zeigt eine Gegenüberstellung der Alkalien mit den Elementen Mg, Fe und Mn im k/mg Diagramm. k verhält sich umgekehrt proportional zu mg. Es fällt auf, dass die Gesteinsgruppen Streufelder bilden, die im Zusammenhang mit den feldgeologischen Evidenzen bedeutungsvoll sind. Das Feld der Gruppe 4a (Biotit-Flatschengneisse) liegt sozu-

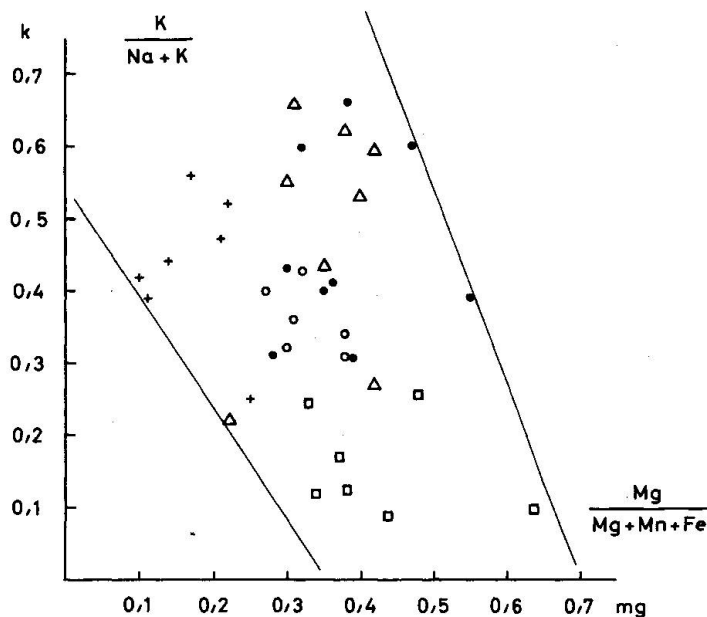


Fig. 19. k-mg-Diagramm der untersuchten Gesteine. + 4b, o 4a Antigorio, ● 4a Forno, △ 3, □ 2.

sagen im Kern des gesamten Streufeldes; auf der einen Seite schliessen die Schiefer und Amphibolitfelder an, wobei der Schwerpunkt des Schieferfeldes und derjenige des Flatschengneissfeldes identisch sind. Auf der anderen Seite folgt das Feld der aplitischen Gneisse und Mobilisate der Antigorio-Decke.

Auch das k/mg Diagramm scheint demnach die Ansicht zu bestätigen, dass viel sedimentogenes Material ähnlich der Isorno-Serie am Aufbau der Antigorio-Decke — wenigstens im untersuchten Abschnitt — beteiligt ist. Ausserdem kann gesagt werden, dass in bezug auf die Antigorio-Decke mit keiner Alkalizufuhr gerechnet werden muss; eine Umlagerung der vorhandenen Alkalien kann selbst die extremsten Derivate vollaufklären.

K_2O/Ba

Die Verwandtschaft und die Unterschiede zwischen den oben erwähnten Gesteinsgruppen kommen auch im K_2O/Ba -Diagramm in Fig. 17 zum Ausdruck. Die Antigorio- und Forno-Gneisse (4a) besitzen ein ähnliches K_2O/Ba -Verhältnis wie die Gesteine der Isorno-Serie (3 und 2); die Streufelder der Gruppen 3 und 4a überdecken sich zum grossen Teil. Die aplitischen Gneisse der Gruppe 4b und die Ganggesteine der Gruppe 5 hingegen unterscheiden sich deutlich durch ihren niedrigen Ba-Gehalt. Der Umstand, dass in diesem Diagramm die Glimmerschiefer und Gneisse der Isorno-Serie (3) ein Feld besetzen, das deutlich zwischen den Schwerpunkten der Antigorio-Phasen 4a und 4b liegt, ist durchaus vereinbar mit der vom Feldbefund ausgehenden Auffassung, dass der chymogene Anteil 4b (Mobilisat) und der im untersuchten Gebiet vorherrschende weitgehend homogenisierte stereogene Anteil 4a (Restbestand) des Antigorio-Körpers aus einem Stoffbestand hervorgingen, der reichlich sedimentogene Anteile enthielt.

2.2.2. Mineralanalysen*2.2.2.1. Hauptkomponenten*

Aus den im vorangehenden Kapitel (Gesteinschemismus 2.2.1) untersuchten Gesteinen wurden 49 Glimmer separiert und auf ihre Hauptkomponenten geprüft. Von den analysierten 35 Biotiten und 14 Muskowiten wurden die Strukturformeln sowohl auf 22 Kationenvalenzen wie auch unter Berücksichtigung des Wassers auf 24 Kationenvalenzen berechnet. Die Analysendaten sind im Anhang, Tabelle 6, enthalten. Dabei wurden folgende mittleren Abweichungen von der Idealformel festgestellt.

	Analysenwert	Idealwert
Y Mittel Biotite	5,55	6,0
Mittel Muskowite	4,05	4,0
X Mittel Biotite	1,90	2,0
Mittel Muskowite	2,10	2,0
OH Mittel Biotite	3,85	4,0
Mittel Muskowite	4,30	4,0

wobei X = K, Na, Ca

Y = Al (in oktaedrischer Position) Fe^{+3} Fe^{+2} Mn, Ti, Mg

2.2.2.2. Spurenelemente

Aus den untersuchten Gesteinen wurden 70 Mineralien separiert und analysiert: 35 Biotite, 14 Muskowite, 10 Hornblenden, 6 Granate, 5 Epidote.

Die Durchschnittswerte der Mineralien Biotit, Muskowit, Granat, Hornblende und Epidot sind in Tabelle 4 zusammengestellt, ergänzt durch zwei Einzelanalysen der Mineralien Mikroklin und Orthit.

Tabelle 4

	Ba ppm	Sr ppm	B ppm	V ppm	Zr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cr ppm	TiO ₂ %	UAe ppm
Biotit										
Mittel	750	5	25	180	100	40	40	65	3,0	8
Muskowit										
Mittel	850	48	20	100	160	0	5	90	0,4	8
Granat										
Mittel	115	5	55	90	425	2	20	75	0,7	0
Epidot										
Mittel	110	2200	10	230	700	8	10	45	0,1	300
Hornblende										
Mittel	80	55	15	210	180	45	300	400	0,3	0
Orthit	230	450	15	140	2500	250	25	35	1,8	4200
Mikroklin	800	140	0	0	0	0	0	15	0	0

Das Spurenelement Ba wird also vorwiegend in Glimmer und Kalifeldspat eingebaut, Sr in Epidot, B in Turmalin und Granat, V in Epidot, Hornblende und Biotit, Zr in Orthit und Epidot, Co in Orthit, Hornblende und Biotit, Ni und Cr in Hornblende, sowie U-Th in Orthit.

Mit Ausnahme der UAe sind alle Gehalte spektralanalytisch ermittelt worden.

Mit dem Geiger Müller Zählrohr wurde die Radioaktivität sämtlicher Mineralien und Gesteine gemessen (Verfahren siehe p. 508). Dabei fielen vor allem die Epidotminerale durch erhöhte Gehalte an radioaktiven Elementen auf.

Die von O. GRÜTTER (1929) vermutete Radioaktivität der Orthite als Ursache der erhöhten Aktivität der Antigorio-Gneisse wurde durch H. HIRSCHI experimentell untersucht. Das Resultat blieb aber unklar, was bei der enormen Verdünnung im Gestein nicht verwunderlich ist.

Im Gegensatz dazu konnten in der vorliegenden Arbeit an separiertem Epidotmaterial und auch an einem Orthitkonzentrat hohe Aktivitäten festgestellt werden (gegen 0,5% AeU). Auf der anderen Seite fehlen

Radiohalos um Zirkone im Biotit, so dass Zirkon nicht als Ursache der Radioaktivität in Frage kommen kann.

Überschlägt man die gemessenen Mineralaktivitäten grössenordnungsmässig, so sieht man, dass sie zur Erklärung der Gesteinsaktivität vollauf genügen, rechnet man mit ca. 2% Epidotmineralien im Gestein und einer mittleren Konzentration von 500 ppm AeU, so ergibt das umgerechnet auf das Gestein 10 ppm AeU, was den gemessenen Werten entspricht. Somit scheint klar zu sein, dass im wesentlichen nur die Epidotmineralien die Aktivität der Antigorio-Gneisse verursachen.

Eine mit der Elektronenmikrosonde durchgeführte Orthitanalyse (aus Antigorio-Gneiss Hu 1119a) ergab folgende Gehalte an seltenen Elementen:

CeO ₂	13	%	
La ₂ O ₃	6,0	%	
Y ₂ O ₃	0,2	%	
U ₃ O ₈	1	%	(Analytiker
ThO ₂	1	%	P.-D. Dr. H. SCHWANDER)

Der Epidotsaum um den analysierten Orthit erwies sich als frei von diesen Elementen.

Ergänzend muss allerdings bemerkt werden, dass die Epidotmineralien der karbonatischen und amphibolitischen Gesteine meist keine Elemente der U-Th-Reihe enthalten; dies konnte an Hand der Probe 1164d und von Epidoten aus karbonatischen Gesteinen festgestellt werden.

2.2.2.3. Verteilungskoeffizienten

Im folgenden wird versucht, an Hand des Elementpaares Fe und Mg in koexistierenden Mineralien Rückschlüsse auf die Rekristallisationsbedingungen (Gleichgewicht-Ungleichgewicht) zu ziehen. Fe⁺² und Mg können einander vertreten; im Falle von Biotit innerhalb weiter Grenzen, beim Muskowit eher beschränkt. Diese Vertretbarkeit wird am einfachsten durch den Quotienten Fe⁺²/Mg ausgedrückt. Ist nur ein Mineral im Gestein vorhanden das zweiwertiges Eisen und Magnesium enthält, so wird das Verhältnis von Fe⁺²/Mg im Mineral gleich sein wie im Gestein (siehe hierzu auch: 2.2.3.1. Gesteinschemismus. Sind jedoch mehrere (Fe⁺²+Mg) Konsumenten im gleichen System (unter Gleichgewichtsbedingungen) vorhanden, wird die Aufteilung nach bestimmten Verteilungskoeffizienten vor sich gehen, die vom beteiligten Mineralpaar und von den herrschenden PT-Bedingungen abhängig sind. Es ist demnach anzunehmen, dass im Diagramm Fe⁺²/Mg im Muskowit gegen Fe⁺²/Mg im Biotit Fig. 20 die Verteilungskoeffizienten Fe⁺²/Mg von koexistie-

renden Glimmern aus einer Region mit konstantem Metamorphosegrad, im Falle von Gleichgewichtsrekristallisationsbedingungen auf eine Gerade zu liegen kommen, wie dies B. M. C. BUTLER (1965) für Muskowit und Biotit beweisen konnte. Fig. 20 zeigt die BUTLERSchen Analysen von koexistierenden Glimmern ergänzt durch 13 Punkte aus vorliegender Arbeit.

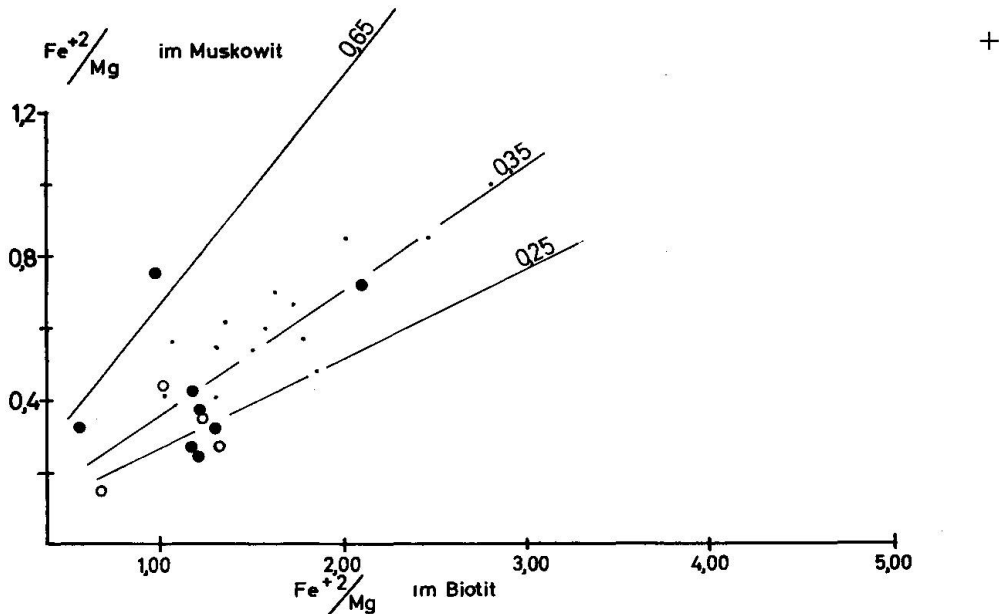


Fig. 20. Verhältnis Fe^{+2}/Mg in koexistierenden Biotiten und Muskowiten. Punkte: Analysen nach B. M. C. BUTLER (1965). Glimmer aus Gneissen ○, Glimmer aus Glimmerschiefern ●, Glimmer aus Pegmatiten +. Geraden: Verteilungskoeffizienten.

Das Verhältnis von Fe^{+2}/Mg im Muskowit zu Fe^{+2}/Mg im Biotit variiert im Untersuchungsgebiet zwischen 0,21 und 0,65, wobei allerdings der isoliert dastehende Punkt 0,65 von einem tektonisch stark beanspruchten Stengelgneiss herrührt, der neben Muskowit und Biotit noch Hornblende enthält und demnach bei Gleichgewichtsbetrachtungen nicht berücksichtigt werden darf.

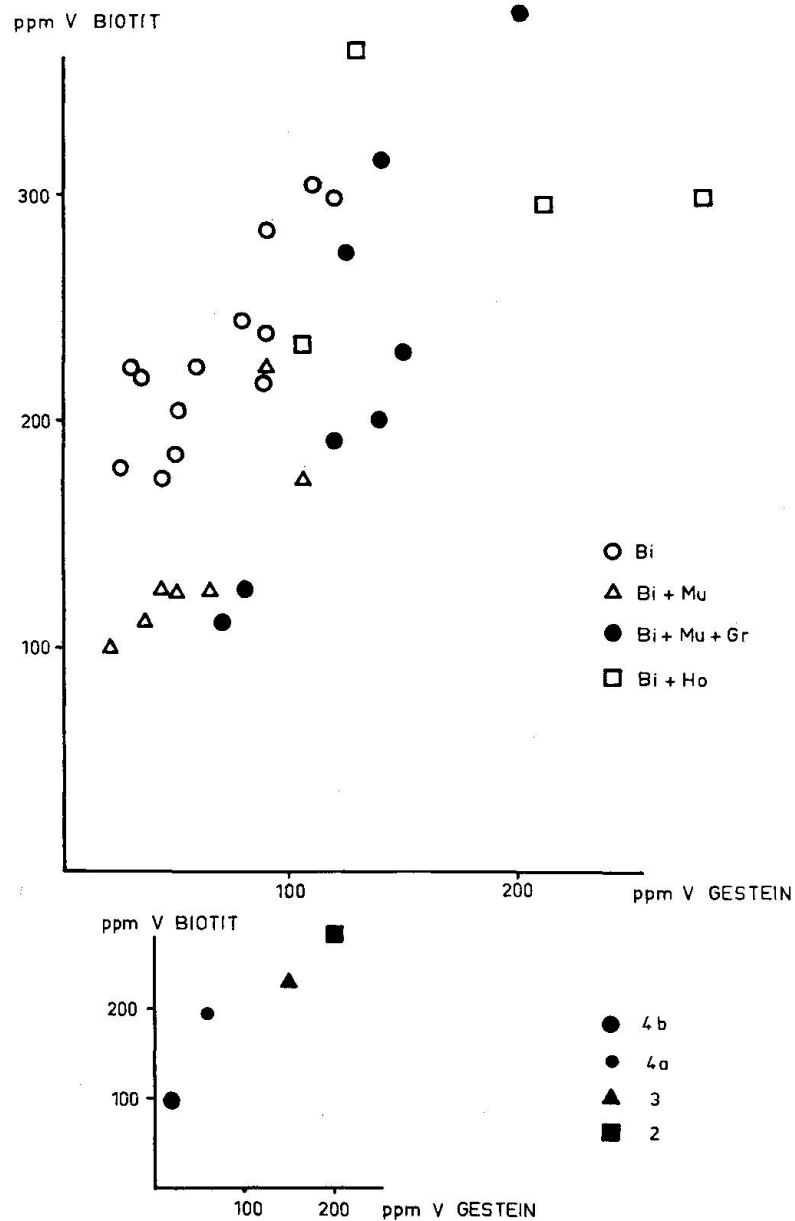
Im Verteilungskoeffizienten Fe^{+2}/Mg im Muskowit: Fe^{+2}/Mg im Biotit haben wir einen zahlenmässigen Ausdruck für das im betreffenden Gestein erreichte chemische Gleichgewicht. Der Schwerpunkt der Koeffizienten fällt mit 0,30 sozusagen mit demjenigen Butlers 0,28 zusammen. Auch die Streuungen sind nur schwach grösser: Butler $\pm 0,14$, Hu $\pm 0,19$, so dass wir annehmen dürfen, dass im allgemeinen Gleichgewichtsbedingungen bei der Rekristallisation geherrscht haben.

2.2.3. Faktoren, welche die chemische Zusammensetzung von Glimmern beeinflussen

2.2.3.1. Gesteinschemismus

Spuren

Als Beispiel wird das Element Vanadium herausgegriffen (siehe Fig. 21). Es besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen Gesteins- und Mineralchemismus: Je höher die Vanadiumgehalte des Wirtgesteins, desto mehr Vanadium wird im Biotit eingebaut. Daneben wird noch ein Zusammen-



hang mit der Paragenese ersichtlich, der jedoch erst im entsprechenden Kapitel besprochen wird.

Analog werden auch die anderen Spuren dargestellt, mit dem einen Unterschied, dass zur Vereinfachung die Mittelwerte der Gesteinsgruppen 2—4b benutzt wurden.

Gesteinsgruppe 2	Amphibolite bis Hornblendegneisse
Gesteinsgruppe 3	Glimmerschiefer, mesokrate Plagioklasgneisse (sedimentogene Schieferhülle)
Gesteinsgruppe 4a	Mesokrate Biotit-Flatschengneisse (meist augig)
Gesteinsgruppe 4b	Leukokrate Gneisse, aplitisch

Zur Kontrolle wird das Vanadium-Diagramm wiederholt (Fig. 21).

Schlussfolgerungen

B und Mn

z. T. auch Ba + Zr zeigen eine Zunahme im Biotit bei gleichzeitiger Abnahme im Gestein.

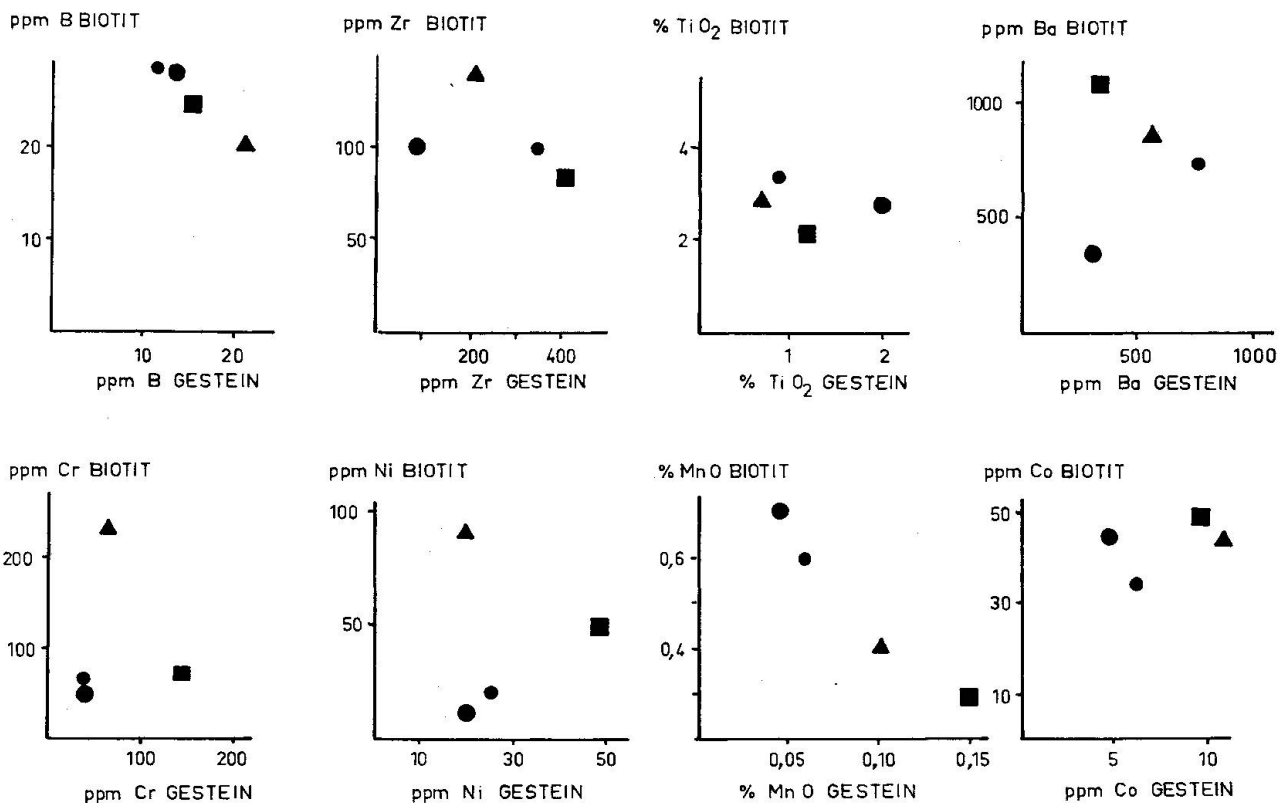


Fig. 22. Verteilung der Spurenelemente B, Ba, Zr, Ti, Mn, Ni, Co, Cr in Biotit und Wirtgestein.

- V, z. T. auch Ni weisen eine Zunahme im Biotit bei gleichzeitiger Zunahme im Gestein auf.
- Ti, Cr, Co zeigen keinen erkennbaren Zusammenhang; allerdings ist beim Titaneinbau im Biotit und Muskowit eine gewisse Parallelität zum Mangan feststellbar (siehe Fig. 23).

Ebenso fällt auf, dass V von den Kerngesteinen gegen die Hüllgesteine hin im Biotit deutlich zunimmt während Mn sich umgekehrt verhält.

Von neun Spurenelementen im Biotit zeigen sechs eine klare Abhängigkeit vom Spurengehalt des Gesteins.

Die nach Gesteinsgruppen geordneten Mittelwerte der Spurenquotienten von Biotit, der 8 Elemente Barium bis Zirkon sind in Tabelle 5 zusammengestellt.

Tabelle 5

Gesteins- gruppe	2	3	4 a	4 b	
Ba	2,9	1,6	1,0	1,2	
B	1,9	1,8	2,9	1,8	
V	2,1	1,6	3,7	3,9	% Spuren pro 1 Vol.-%
Zr	0,4	0,8	0,6	0,8	Biotit bezogen auf den
Ni	2,0	6,2	2,4	0,7	Spurengehalt im Gestein
Cr	0,8	3,3	4,1	6,5	
Mn	4,7	5,1	9,0	20,0	
Ti	4,3	5,1	6,2	1,2	
S/8	2,4	3,2	3,7	4,5	Mittlere Spurenquotienten

Aus Tabelle 5 ist zu entnehmen, dass Glimmer aus Hüllgesteinen durch höhere Ba, Ni, Ti Spurenquotienten und niedrige V, Cr, Mn Spurenquotienten charakterisiert sind.

Die mittleren Spurenquotienten schwanken im untersuchten Gebiet äusserst wenig (zwischen 2,4 und 4,5% pro 1 Vol.-% Biotit) und zwar sind diese Schwankungen vom Chemismus oder von der Paragenese des Wirtgesteins abhängig.

Prüft man nach diesen Kriterien, ob die Gneisse der Antigorio-Decke und der Forno-Zone Sedimentmaterial enthalten, so wird ersichtlich, dass die Glimmer beider Einheiten ihre teilweise sedimentogene Vorgeschichte noch in den Spurengehalten widerspiegeln. Beispiele für assimilierte Hüllgesteine wären nach obiger Zusammenstellung:

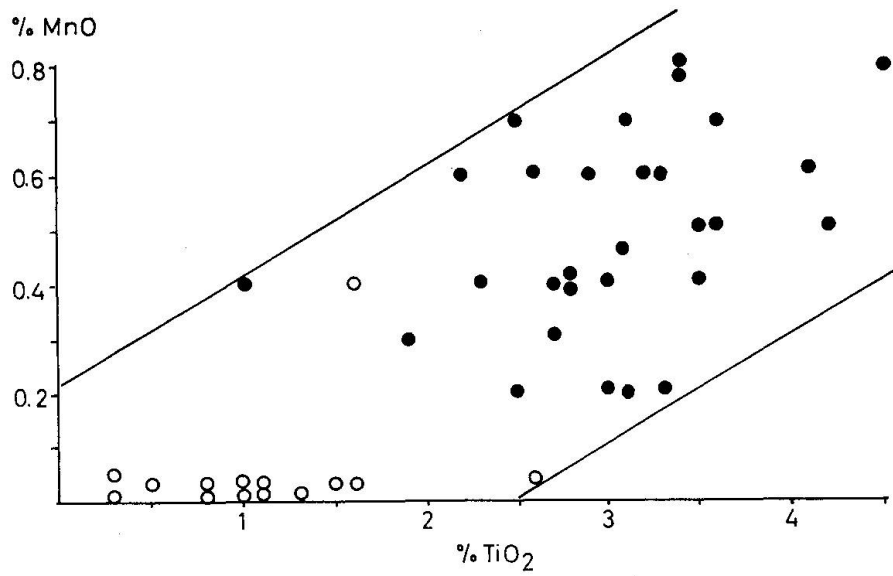


Fig. 23. MnO-TiO₂-Diagramm der untersuchten Glimmer (Gew.-%). Biotite ●, Muskowite ○.

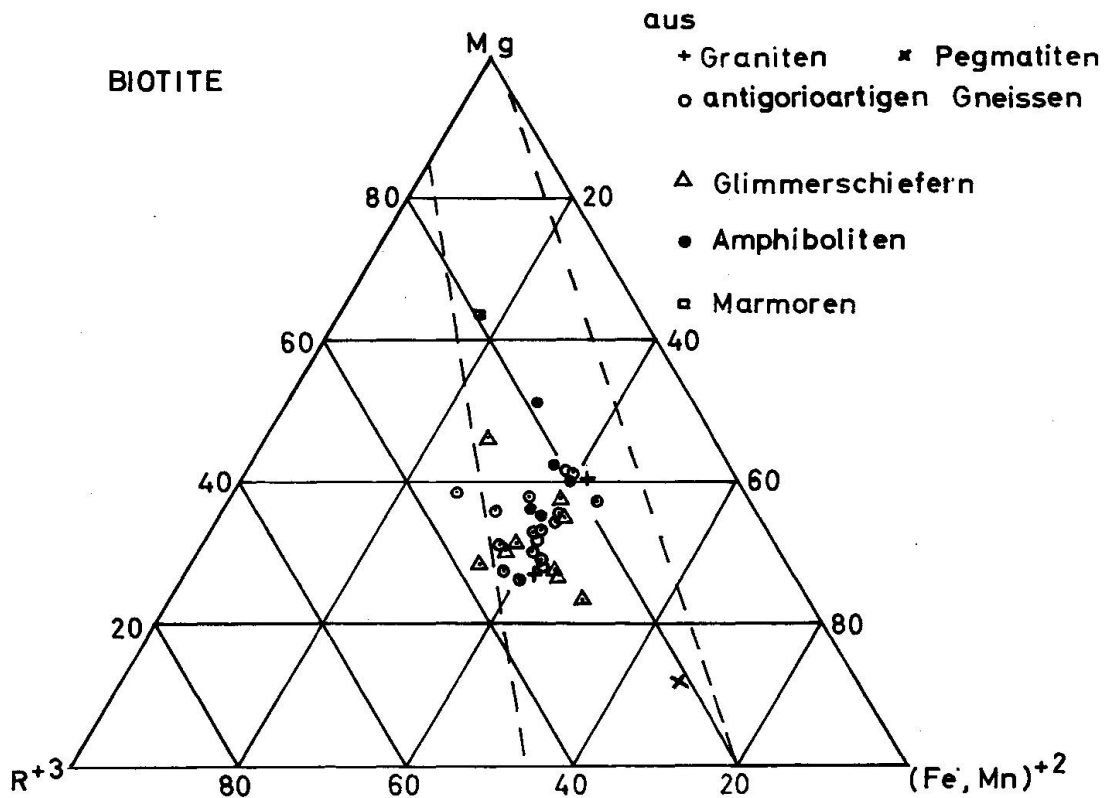


Fig. 24. Mg-Fe⁺²-R⁺³-Dreieck mit Projektionspunkten aller analysierten Biotite.

Glimmer mit niedrigen Spurenquotienten	Cr	1069, 1128, 1200a
Glimmer mit niedrigen Spurenquotienten	V	1069, 1086a, 1086b, 1088, 1232
Glimmer mit niedrigen Spurenquotienten	Mn	1069, 1088, 1128, 1200a ₁

andererseits

Glimmer mit hohen Spurenquotienten	Ba	1086b, 1088
Glimmer mit hohen Spurenquotienten	Ni	1086b, 1088, 1217a
Glimmer mit hohen Spurenquotienten	Ti	1217a, 1232, 1238

Es handelt sich demnach um dieselben Proben, die schon durch ihre Hauptkomponenten im gleichen Sinn auffielen.

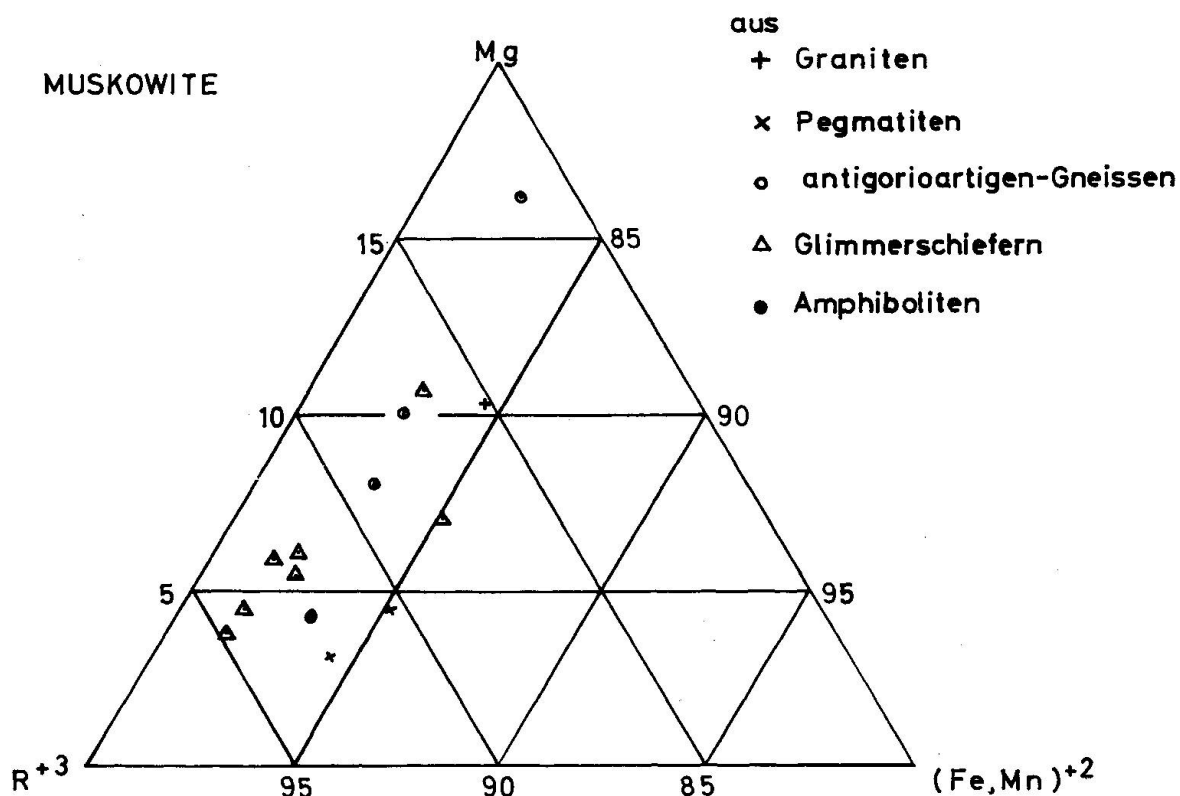


Fig. 25. Mg-Fe²⁺-R³-Dreieck mit Projektionspunkten aller analysierten Muskowite.

Hauptkomponenten

Nachdem der Nachweis erbracht werden konnte, dass ein gewisser Zusammenhang besteht zwischen Spurengehalten und Hauptkomponenten von Gesteinen einerseits (siehe unter 2.2.1. Gesteinschemismus) und zwischen Spurengehalten von Biotiten und Wirtgesteinen andererseits, ist anzunehmen, dass auch eine Abhängigkeit zwischen den Hauptkomponenten von Biotit und Wirtgestein vorliegt. Dieser Zusammenhang

wurde von M. D. FOSTER (1960), von ENGEL und ENGEL (1960), von E. WENK, H. SCHWANDER et al. (1963) und von B. M. C. BUTLER (1965) klar beleuchtet. Fig. 24 und 25 zeigen die Glimmer im FOSTERSchen Diagramm $Mg, R^{+2} (Fe, Mn)^{+2}$. Die Analysen von Glimmern aus Kerngesteinen bilden dasselbe Feld wie die Hüllgesteinsglimmer, was den hohen Grad der Homogenisation im Gebiet beweist.

Fig. 26, ein Diagramm nach BUTLER (mit den Analysen aus vorliegender Arbeit ergänzt), zeigt die Abhängigkeit des $Fe^{+2}/Fe^{+2} + Mg$ -Verhältnisses in Biotit und Wirtgestein. Mit steigendem $Fe^{+2}/Fe^{+2} + Mg$ -Verhältnis im Gestein nimmt dieser Quotient auch im Biotit zu. Somit kann für die beiden im Biotit am meisten variierenden Hauptkomponenten $Fe^{+2} + Mg$ eine Abhängigkeit vom Gesteinschemismus nachgewiesen werden.

2.2.3.2. Paragenese

Hauptkomponenten

Schon im vorangehenden Kapitel über den Einfluss des Gesteinschemismus auf die Mineralzusammensetzung kam gelegentlich zum Ausdruck, dass der Mineralchemismus ausserdem noch von der Paragenese abhängig ist.

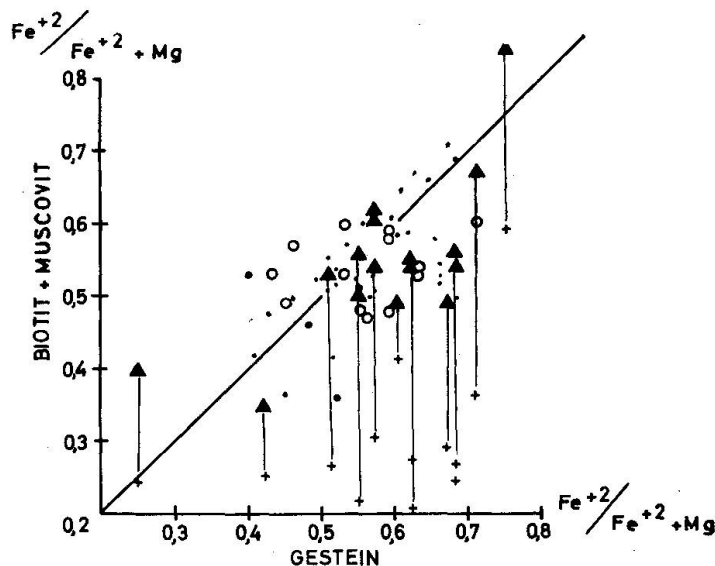


Fig. 26. Verhältnis $Fe^{+2}/(Fe + Mg)^{+2}$ im Biotit und im Gestein sämtlicher analysierter Proben. Punkte: Analysen nach B. M. C. BUTLER (1965). Paragenese Biotit o. Biotit neben Muskowit Δ . Biotit neben Hornblende $\bullet$. (Granatgehalt durchwegs $> 2\%$.) + Koexistierende Muskowite.

Das Verhältnis $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$ scheint auch in dieser Hinsicht besonders empfindlich zu sein. So wird aus Fig. 26 ersichtlich, dass bei Koexistenz von Biotit mit Epidot, Hornblende oder Muskowit die Punkte von Biotit in das obere Teilfeld, beim Auftreten von über 2% Granat und Fe-Erzen in das untere zu liegen kommen. Die Teilfelder werden durch die Linie gleicher Verteilungskoeffizienten von $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$ in Biotit und Gestein getrennt. Dies bedeutet, dass bei Koexistenz mit anderen Fe- oder Mg-Mineralien im Gestein sich das Verhältnis im Biotit gegen höhere Mg- resp. Fe-Gehalte hin verschiebt.

Die im gleichen Diagramm, Fig. 26, eingezeichneten Punkte von Muskowiten zeigen, dass die Verschiebung des $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$ -Verhältnisses im Falle von koexistierendem Muskowit und Biotit nur beim Biotit möglich ist, da der Muskowit ein relativ konstantes Verhältnis von $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$ aufweist.

Spurenelemente

Die Mineralparagenese scheint auch den Einbau gewisser Spurenelemente im Mineral zu beeinflussen, so konnte festgestellt werden, dass der Bariumgehalt des Biotits von der Paragenese abhängig ist.

Barium im Biotit	600 ppm
Barium im Biotit (neben Muskowit)	880 ppm
Barium im Biotit (neben Hornblende)	1090 ppm

Auch sind Nickel- und Chromgehalte von Biotiten, die zusammen mit Granat und Muskowit auftreten, zwei- bis viermal höher als in anderen Biotiten. Oft tritt auch der Fall auf, dass zwei Mineralien gleichzeitig dasselbe Spurenelement einbauen. So ist der Titangehalt von Biotit, der mit Hornblende assoziiert ist, deutlich niedriger als jener von Biotit aus hornblendefreien Gesteinen. Ein ähnliches Beispiel bietet auch der Vanadium-Einbau im Biotit (Fig. 21). Wenn in einem Gestein noch andere Mineralien Vanadium einbauen können, so ist der Verteilungskoeffizient zwischen Biotit und Gestein entsprechend kleiner.

Auch die mittleren Spurenquotienten, d. h. der mittlere Spureneinbau der Spurenelemente im Biotit bezogen auf die im Gestein vorhandenen Spurengehalte zeigen eine Abhängigkeit von der Mineralparagenese. Die Biotite aus aplitischen Gneissen 4b (Biotit einzige dunkle Komponente) bauen pro 1 Volumenprozent Biotit im Durchschnitt 4,5% der im Gestein vorhandenen Spuren ein.

Biotite aus der Antigorio- und Forno-Einheit 4a (stellenweise neben

Muskowit) bauen nur noch 3,7%, Biotite aus den Schiefern 3 (neben Muskowit und Granat) noch 3,2%, und schliesslich Biotite aus Amphiboliten 2 (neben Hornblende) noch 2,4% der im Gestein vorhandenen Spuren ein.

2.2.3.3. *Metamorphose*

Ausgehend von der im Gebiet gegebenen Mineralfazies (Epidot-Oligoklas-Amphibolitfazies) wurde versucht abzuklären, ob ein Zusammenhang besteht zwischen Metamorphosegrad und Mineralchemismus.

Da die Metamorphose im untersuchten Gebiet relativ gleichmässig ist, stand von Anfang an fest, dass nur mit geringen Unterschieden zu rechnen ist, konnte doch E. WENK (1962) an Hand der Paragenese Plagioklas-Calcit zeigen, dass im hier besprochenen Gebiet die Metamorphose von E nach W und von S nach N schwach abnimmt.

$$\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$$

Wieder zeigt sich die $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$ -Verteilung im Biotit und Gestein (Fig. 26) als besonders sensibel. B. M. C. BUTLER (1965), gestützt auf Vergleiche mit ENGEL und ENGEL (1960), postuliert eine Verschiebung dieses Verteilungskoeffizienten zu Gunsten von Mg im Biotit bei höherer Metamorphose.

Die von BUTLER untersuchten Biotite entstammen einem Gebiet, dessen Metamorphose bis zum ersten Auftreten von Staurolith reicht; unsere Biotite sind mitten aus der Staurolithzone entnommen. Betrachtet man die Biotite aus Gesteinen, in denen Biotit einzige dunkle Komponente ist — in diesem Fall dürfen nur diese Beispiele verwendet werden, um den Einfluss der Paragenese auszuschalten —, so fällt es auf, dass die BUTLERSchen Biotite einen Verteilungskoeffizienten von 1,0 aufweisen ($\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$ im Biotit zu $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$ im Gestein). Unsere Biotite variieren von 0,8 in der Antigorio-Decke bis 1,2 in der Forno-Zone, parallel zur etwas erhöhten Metamorphose der Antigorio-Gesteine.

Titanoeastonit/Al in tetraedrischer Position

Y. OKI (1961) konnte zeigen, dass der Titaneinbau im Biotit (Titanoeastonitmolekül) und die Substitution von Si durch Al im Biotit (Al in tetraedrischer Position) empfindlich auf den Metamorphosegrad reagieren, indem bei höherer Metamorphose mehr Al in tetraedrischer Position und mehr Titan im Biotit vorhanden sind. Fig. 27 zeigt die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet. Es fällt auf, dass auch diese Relation parage-

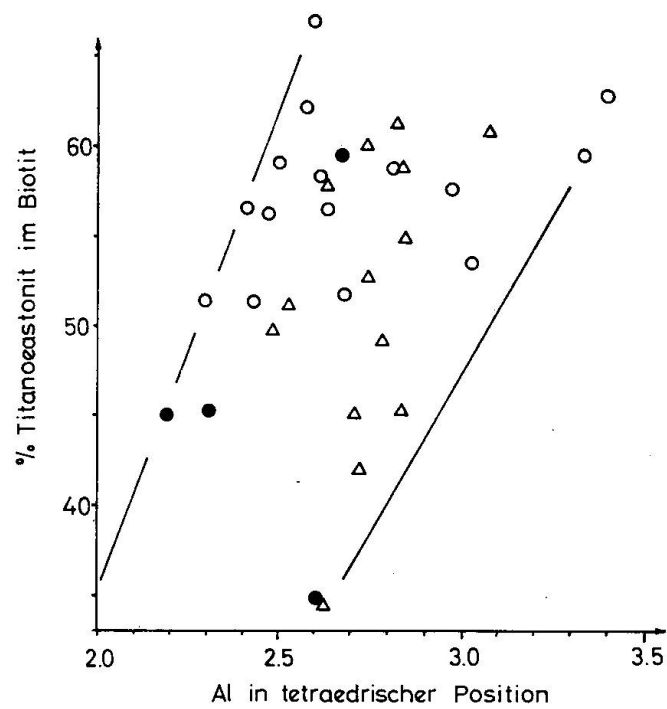


Fig. 27. Titanoeastonitmolekül im Biotit und Al in tetraedrischer Position der analysierten Biotite. Paragenese: Biotit $\circ$, Biotit neben Muskowit $\triangle$, Biotit neben Hornblende $\bullet$.

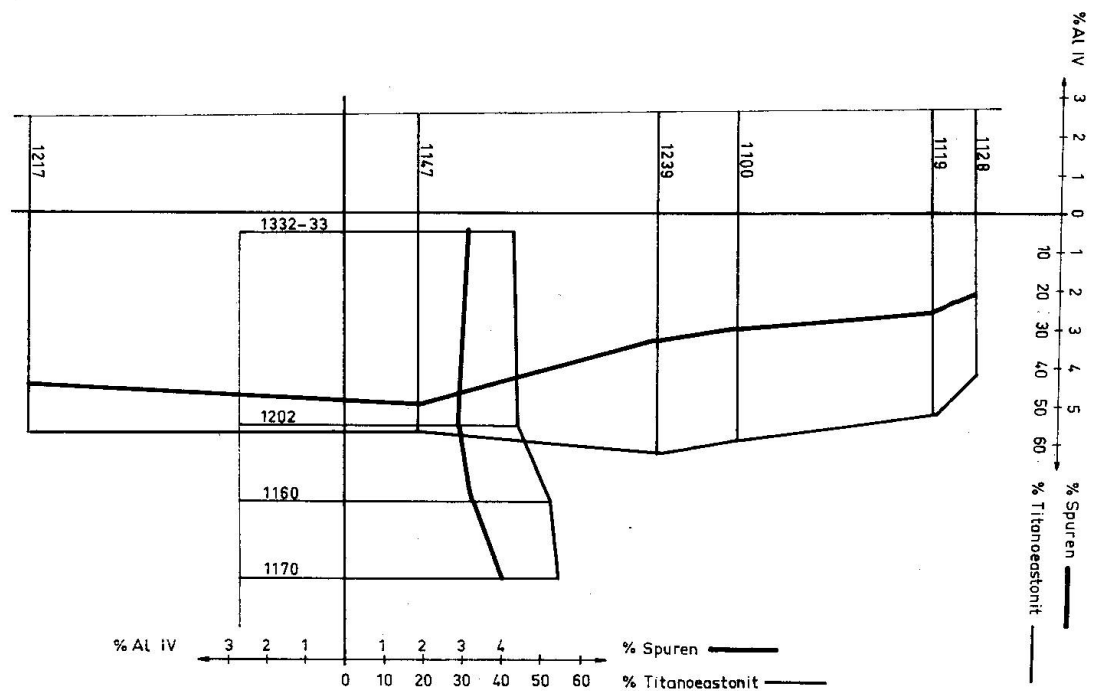


Fig. 28. Al in tetraedrischer Position, Titanoeastonitmolekül und mittlerer Spurenquotient als Metamorphoseindex. An Hand von zwei Profilen durch das Untersuchungsgebiet.

neseabhängig ist und zwar vor allem in bezug auf Al in tetraedrischer Position. Fig. 28 zeigt zwei Profile E/W und N/S an Hand derer versucht wird, etwas über die Metamorphosegradienten im Gebiet auszusagen.

Im N/S Profil wurden nur Glimmer aus Gesteinen der Antigorio-Decke, im E/W Profil nur solche aus Glimmerschiefern benutzt. Unter mehr oder weniger isochemischen und isoparagenetischen Verhältnissen (in ein und demselben Profil) variiert das Al in tetraedrischer Position (Fig. 28) kaum noch und nur das Titanoeastonitmolekül im Biotit nimmt von N nach S und von W nach E in demselben Sinne wie die Metamorphosegradienten gemäss den Beobachtungen von E. WENK (1962) zu.

Mittlere Spurenquotienten.

An Hand von Vergleichsmaterial aus einem Gebiet mit niedrigerer Metamorphose konnte festgestellt werden, dass die mittleren Spurenquotienten von Biotit auf den Metamorphosegrad reagieren. Die Proben aus dem Corno/Gries-Gebiet, die mir freundlicherweise mein Studienkollege J. HANSEN zur Verfügung stellte, weisen einen mittleren Spurenquotienten von 1,2% pro 1 Vol.-% Biotit auf, im Gegensatz zu unseren Biotiten mit 3,5% pro 1 Vol.-% Biotit. Dies lässt auf einen vermehrten Spureneinbau bei höherem Metamorphosegrad schliessen. Die mittleren Spurenquotienten sind in denselben zwei Profilen, die schon in bezug auf das Titanoeastonitmolekül im Biotit untersucht wurden, aufgetragen (Fig. 28). Die beiden Kurven zeigen eine gute Übereinstimmung in der Tendenz, was für die Brauchbarkeit beider Methoden spricht. Allerdings muss hier festgehalten werden, dass auch die mittleren Spurenquotienten von der Paragenese abhängig sind (siehe p. 540), und somit nur Gesteine gleicher Paragenese miteinander verglichen werden dürfen.

2.2.4. Rekapitulation der chemischen Ergebnisse

Die chemischen Untersuchungen konnten zeigen, dass im Gebiet zwischen Maggia und Toce eine starke Homogenisation zwischen Kern- und Hüllgesteinen stattgefunden hat. Die Streufelder von Kern und Hülle in den k/mg, Na/K, K/Ba Diagrammen decken sich grösstenteils. Auch die Glimmer aus Kern und Hülle streuen innerhalb gleicher Grenzen im FOSTERSchen (Mg , R^{+3} , $\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}^{+2}$) Diagramm. Helle, als anatektische Differentiate angesehene Phasen bilden eigene Streufelder.

Ferner kann angenommen werden, dass am Aufbau der Antigorio-Gneisse massgebend sedimentogenes Material beteiligt ist (von W nach

E zunehmend), wie an Hand der Tonerdeüberschüsse und von Vergleichen mit Literaturdaten festgestellt werden konnte.

Eine Alkalizufuhr in den Antigorio-Körper wird nicht angenommen; durch Umlagerung der vorhandenen Alkalien können selbst extreme Zusammensetzungen erklärt werden.

Eine Anreicherung der Spurenelemente B, V, Co, Cr und Mn konnte in der Hülle festgestellt werden; wie auch von Ti und U in Kerngneissen. Diese Tendenz steht in engem Zusammenhang mit der Vertretbarkeit von Hauptkomponenten durch gewisse Spurenelemente. So verlaufen die Konzentrationen von K und Ba in Gesteinen parallel zueinander ebenso Fe und V, Mn; Ca und Mn, Sr; Mg und Cr.

Die 49 Glimmeranalysen (von denen Strukturformeln und Abweichungen von der Idealformel berechnet wurden) bestätigen die Annahme früherer Autoren, dass der Mineralchemismus von Biotit und Muskowit durch die drei Parameter Wirtgestein, Paragenese und Metamorphose bestimmt wird. An Hand der Fe^{+2}/Mg -Verhältnisse von koexistierenden Biotiten und Muskowiten wurde versucht, etwas über die Rekristallisationsbedingungen auszusagen.

Die Gehalte der Spurenelemente B, Ba, Mn, Zr, V, Ni in Glimmern stehen im Zusammenhang mit den Gehalten dieser Spuren im Gestein. Andererseits wurde festgestellt, dass Glimmer aus Hüllgesteinen sich durch hohe Ba, Ni, Ti Spurenquotienten und niedere V, Cr, Mn, Quotienten auszeichnen, Kerngesteinsglimmer verhalten sich umgekehrt.

Die Abhängigkeit des Glimmerchemismus von der Paragenese ist am deutlichsten bei den Spurenelementen Ba, Ni, Cr, Ti, V und bei den Hauptkomponenten Mg, Fe^{+2} und Al in tetraedrischer Position. Bei der Abklärung der Beeinflussung des Glimmerchemismus durch den Metamorphosegrad stellte sich heraus, dass sowohl die von Y. OKI vorgeschlagenen Methoden — Zunahme von Al in tetraedrischer Position bei zunehmender Metamorphose und gleichzeitigem Überhandnehmen des Titanoeastonitmoleküls im Biotit — als auch die von ENGEL und ENGEL gefundene Relation zwischen Mg- und Fe^{+2} -Gehalt im Biotit in erster Linie parageneseabhängig sind und erst in zweiter Linie vom Metamorphosegrad beeinflusst werden. Auch für die hier beschriebenen Zusammenhänge zwischen Spureneinbau im Biotit und Metamorphosegrad trifft dies zu. Die Reihenfolge der Beeinflussung dürfte somit lauten: 1. Gesteinschemismus, 2. Paragenese, 3. Metamorphose.

Um Aussagen über den Metamorphosegrad mit Hilfe des Glimmerchemismus machen zu können, müssen Gesteinsserien mit gleicher stofflicher Zusammensetzung und gleicher Paragenese benützt werden.

LITERATUR

Eclogae = Eclogae geologicae Helvetiae

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- AHRENS, L. H. (1953, 1954): The Lognormal Distribution of the Elements. *Geochim. et cosmochim. Acta* 5 u. 6.
- ARNOLD, A. und JÄGER, E. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen an alpin verjüngten Biotiten. *Eclogae* 58.
- BAMBAUER, H. U., BRUNNER, G. O. und LAVES, F. (1962): Wasserstoff-Gehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit. *SMPM* 42.
- BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P. (1939): *Die Entstehung der Gesteine*, Berlin.
- BARTH, T. F. W. (1962): *Theoretical Petrology*. New York-London.
- BEARTH, P. (1956): Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolatales. Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. *Eclogae* 49.
- (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *SMPM* 42.
- BLOSS, F. D. (1965): Pitfall in Determining 2V in Micas. *Amer. Mineral.* 50.
- BOWEN, N. L. (1956): *The evolution of the igneous rocks*. New York.
- Brockhaus-Taschenbuch der Geologie (1961): *Die Entwicklungs-Geschichte der Erde*. Leipzig.
- BUDDINGTON, A. F., FAHEY, J., and VLISIDIS, A. (1955): Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. *Amer. J. Sci.* 253.
- BÜREN, K. VON (1953): *Die Rovanaatäler. Ein Beitrag zur Wirtschafts- und Siedlungsgeographie des Tessins*. Diss. Basel, *Geographica Helvetica* VIII.
- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage (Methoden von P. Niggli). Basel.
- BUTLER, B. C. M. (1965): Composition of Micas in Metamorphic Rocks, in W. S. PITCHER and G. W. FLINN. *Controls of Metamorphism*. Edinburgh.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. Basel.
- CASASOPRA, S. (1939): *Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina*. *SMPM* 19.
- CASTIGLIONI, G. B. (1956): Osservazioni geologico-petrografiche nella zona di Baceno e Premia in Val d'Ossola. *Atti Soc. Ital. Sc.* XCV.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMANN, J. (1962/63): *Rock Forming Minerals* I—V. London.
- DEKEYSER, W. et AMELINCKX, S. (1955): *Les dislocations et la croissance des cristaux*. Paris.
- ENGEL, A. E. J. and ENGEL, C. G. (1958, 1960): Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, North-West Adirondack Mountains, New York. *Bull. geol. Soc. Amer.* 69 und 71.
- ESPER, S., LARSEN and BERMAN, H. (1934): *The microscopic determination of the nonopaque minerals*. Washington, 2. ed.
- FAUL, H. and GORDON, D. L. (1959): Mineral separation with assymmetric vibrators. *Amer. Mineral.* 44.

- FOSTER, MARGARET D. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geol. Survey, prof. Paper 354-B.
- GERLACH, H. (1869): Die penninischen Alpen. N. Denkschr. Schweiz. natf. Ges. 23.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1921): Die Injektionsmetamorphose im Stavanger Gebiet. Skr. Vidensk. Selsk. Christ. I, Mat.-natw. Kl. 1920, No. 10.
- (1958): Geochemistry. Oxford.
- GONI J. et GUILLEMIN, C. (1965): Localisation des éléments en traces dans les minerais et les roches. Vortrag vor Soc. franç. Mineral. Crist. u. Geol. Ver.
- GRAETER, P. (1952): Geologie u. Petrographie des Malcantone (südliches Tessin). SMPM 31.
- GRÜNENFELDER, M. (1963): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petro-
genetische Deutung ihrer Uran/Bleizerfallsalter, I. Der Zirkon des Grano-
dioritgneisses von Acquacalda (Lukmanierpass). SMPM 43.
- GRÜTTER, O. (1929): Petrographische und geologische Untersuchungen in der
Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin. Verh. natf. Ges. Basel 40.
- HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgs-
gruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen
Tessin. SMPM 29.
- HOLMES, A. (1960): A revised geological time-scale. Trans. Edin. geol. Soc. 17.
- JÄGER, E. und FAUL, H. (1959): Age measurements on some granites and Gneisses
from the Alps. Bull. geol. Soc. Amer. 70.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E. und WÜTHRICH, H.
(1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. SMPM 41.
- JÄGER, E. (1962): Rb-Sr Age Determinations on Micas and Total Rocks from the
Alps. J. geophys. Res.
- JÄGER, E., FERRARA, G., HIRT, B., NIGGLI, E. (1962): Rb-Sr and U-Pb Age Deter-
minations on the Pegmatite of I Mondei (Penninic Camughera-Moncucco-
Complex, Italian Alps), and some Gneisses from the Neighborhood. Eclogae 55.
- JOHANNSEN, A. (1908): A key for the determination of rockforming minerals in
thin sections. New York.
- (1917): Suggestions for a quantitative mineralogical classification of igneous
rocks. J. Geol. Vol. XXV/1.
- JUNG, G. et ROQUES, M. (1936): Les Zones d'isométagmorphisme dans le terrain
cristallophyllien du Massif Central Français. Rev. Sc. nat. d'Auvergne, 1.
- KEITH, M. L., TUTTLE, O. F. (1952): Significance of Variation in the High-Low
Inversion of Quartz. Bowen Vol. Amer. J. Sci.
- KLEBER, W. (1959): Einführung in die Kristallographie. Berlin.
- KLOCKMANN, F. (1960): Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart.
- KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-
Valle Vigizzo und Onsernone. SMPM 38.
- KULP, J. L. (1960): The Geological Time Scale. Int. geol. Congr. XXI, Norden,
Copenhagen, Rep. III.
- (1955): Isotopic Dating and the Geological Time Scale, in: The Crust of the
Earth. Geol. Soc. Amer.
- LEAKE, B. E. (1964): The chemical distinction between Ortho- and Paraamphi-
bolites. J. Petrology 5.

- MEHNERT, K. R., REIN, G., WIMMENAUER, W. (1948): Orthit und Cordierit als Leitminerale für die Gesteinsentwicklung im Grundgebirge des Schwarzwaldes. N. J. Mineral. Abt. A Mh.
- MEHNERT, K. R. (1961): Neue Ergebnisse zur Geochemie der Metamorphose. Geol. Rdsch. 51.
- (1960): Das Problem des Alkalihaushalts im Orogen. Geol. Rdsch. 50.
- MILNES, A. G. (1964): Structure and History of the Antigorio Nappe (Simplon Group, North Italy). SMPM 45/1 und Manuskript (Diss. Basel).
- NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Int. Geol. Congr. XXI, Norden, Copenhagen, Rep. XIII.
- (1961): Bemerkungen zur tertiären regionalen Metamorphose in den Schweizer Alpen. N. Jb. Mineral. Abh. 96.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). Eclogae 58/1.
- NIGGLI, P., QUERVAIN DE, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 14.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, E. und KÜNDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. geol. Karte Schweiz 71.
- NIGGLI, P. (1924): Lehrbuch der Mineralogie. Berlin.
- OKI, Y. (1961): Biotites in Metamorphic Rocks. Jap. J. Geol. and Geophys. XXXII, No. 3/4.
- PETERS, T. (1961): Differentialthermoanalyse von Vesuvian. SMPM 41.
- RAGUIN, E. (1957): Géologie du granite. Paris.
- READ, H. H. (1957): The Granite Controversy. London.
- REEDER, S. W. and MCALLISTER, A. L. (1956): A Staining Method for the Quantitative Determination of Feldspars in Rocks and Sand from Soils. Canadian J. Soil Sci. 37.
- ROMER, F. (1963): Systematische Klassifikation der Massengesteine. Wien.
- RYBACH, L. (1961): Radiometrische Untersuchungen in der Misoxer Muldenzone. SMPM 41.
- SAVARIZKI, A. N. (1954): Einführung in die Petrochemie der Eruptivgesteine. Berlin.
- SCHMIDT, D., PREISWERK, H., STELLA, A. (1908): Erläuterungen zur geol. Karte der Simplongruppe in 1 : 50 000. Zürich.
- SCHRÄMLI, W. und BECKER, F. (1960): Die Vakuumdifferentialthermoanalyse einiger Minerale und einiger Erden im Vergleich zur Differentialthermoanalyse in Luft. Ber. deutsch. keram. Ges. 37.
- SCHWANDER, H. (1953): Bestimmung des relativen Sauerstoffisotopen-Verhältnisses in Silikatgesteinen und Mineralien. Geochimica et Cosmochimica Acta 4.
- (1960a): Quantitative spektrochemische Bestimmung der Hauptkomponenten von Feldspäten und anderen Silikaten. SMPM 40.
- (1960b): Neue Anwendungen zur quantitativen spektrochemischen Bestimmung der HK in Silikatgesteinen und Mineralien (Pressverfahren, Stallwood Jet). SMPM 40.
- SMOTHERS, and CHIANG (1958): Differential Thermal Analysis. New York.

- STERN, W. B. (1966): Zur Mineralchemie von Glimmern aus Tessiner Pegmatiten. SMPM 46.
- TRAVERSO, S. (1895): *Geologia dell'Ossola*. Genova.
- TRÖGER, W. E. (1935): *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, ein Nomenklatur-Kompendium*. Berlin.
- (1959): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale Teil I*. Stuttgart.
- TURNER, F., VERHOOGEN, J. (1951): *Igneous and metamorphic petrology*. New York.
- TUTTLE, O. F. (1949): The Variable Inversion Temperature of Quartz as a Possible Geologic Thermometer. Paper Geophys. Lab. Carnegie Inst. Washington, 1122.
- WENK, E. (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). SMPM 23.
- (1945): Kritischer Vergleich von simultan nach der Drehtisch- und der Immersions-Methode ausgeführten Anorthitbestimmungen an Plagioklasen, Diskussion der beiden Methoden. SMPM 25.
- (1948): Ostalpinen und penninisches Kristallin. SMPM 28.
- (1954): Berechnung von Stoffaustauschvorgängen. SMPM 34.
- (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. SMPM 35.
- (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. SMPM 42.
- (1963): Zur Definition von Schiefer und Gneiss. N. Jb. Mineral., Mh.
- WENK, E., SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. und STERN, W. (1963): Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessiner Alpen. SMPM 43.
- WENK, E., TROMMSDORFF, V. (1965): Parallelgefüge und Glimmerregelung im südöstlichen Teil der Simplongruppe. *Eolgae* 58/1.
- WIELAND, H. (1966): Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara). SMPM 46.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J., GILBERT, CH. M. (1954): *Petrography, an Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections*. San Francisco.
- WINCHELL, A. N. (1949): *Elements of Optical Mineralogy*. New York.
- WINKLER, H. G. F. (1965): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. Berlin.
- WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin-metamorph überprägten Aarmassiv. Diss. Bern. SMPM 45.
- WYART, J. (1945): Action de l'eau et de solutions potassiques agissant sous pression sur les différentes formes de silice. C. R. Acad. Sc. Paris.
- (1947): Solubilité de la potasse dans la vapeur d'eau et cristallisation de la silice amorphe. Bull. Soc. franç. Minéral. Crist. 70.
- WYLLIE, P. S., TUTTLE, O. F. (1965): Experimental Investigation of Silicate Systems Containing Two Volatile Components.
- YODER, H. S. (1952): The $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system and the related metamorphic facies. Paper. Geophys. Lab. Washington 1199. Am. J. Sci. Bowen Volume.

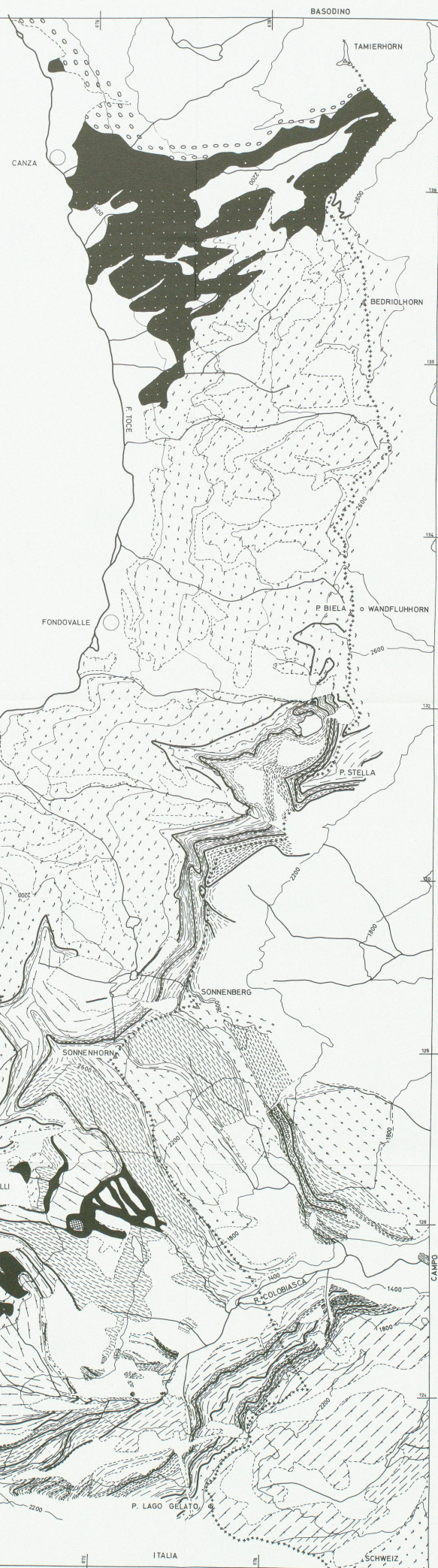
Manuskript eingegangen am 1. Februar 1966.

Geologisch - petrographische Kartenskizze des Gebirges zwischen Basodino, Premia und Campo

von
J. C. HUNZIKER
0 1 2
k m

LEGENDE

-  Granatführende Kalk-Glimmerschiefer
-  Calcitmarmore, Dolomitmarmore, Rauwacken, Kalk-Glimmerschiefer und Calcit führende Quarzite, oft mit amphibolitischen Gesteinen assoziiert
-  Vorwiegend Epidot-Oligoklas bis Andesin-Biotit-amphibolite, z.T. Granat führend; bis Hornblende führende plattige Biotit-Oligoklas bis Andesingneise
-  Ultrabasite
-  2 Glimmer-Oligoklasschiefer bis Gneisse, stellenweise Granat, Staurolith, Disthen, Turmalin, Epidot führend
-  „Braune Gneisse“ Schieferige 2 Glimmer-Oligoklasgneisse z.T. Granat und Hornblende führend
-  Konglomeratgneisse der Lebendun Einheit
-  Plattige 2 Glimmer-Oligoklasgneisse
-  Vorwiegend augiger, Kalifeldspat führender Oligoklas bis Andesin-Biotit-Flatschengneiss (stellenweise massig) mit Einlagerungen von plattigen meso-melanokraten Biotit-Oligoklasgneissen bis-Schiefern und leukokraten Granitgneissen
-  Feinkörnige Plagioklas führende Mikroklin-Biotitgranitgneisse
-  Pegmatite + Aplite
-  Sackungen
-  Quartär
-  Ortschaften

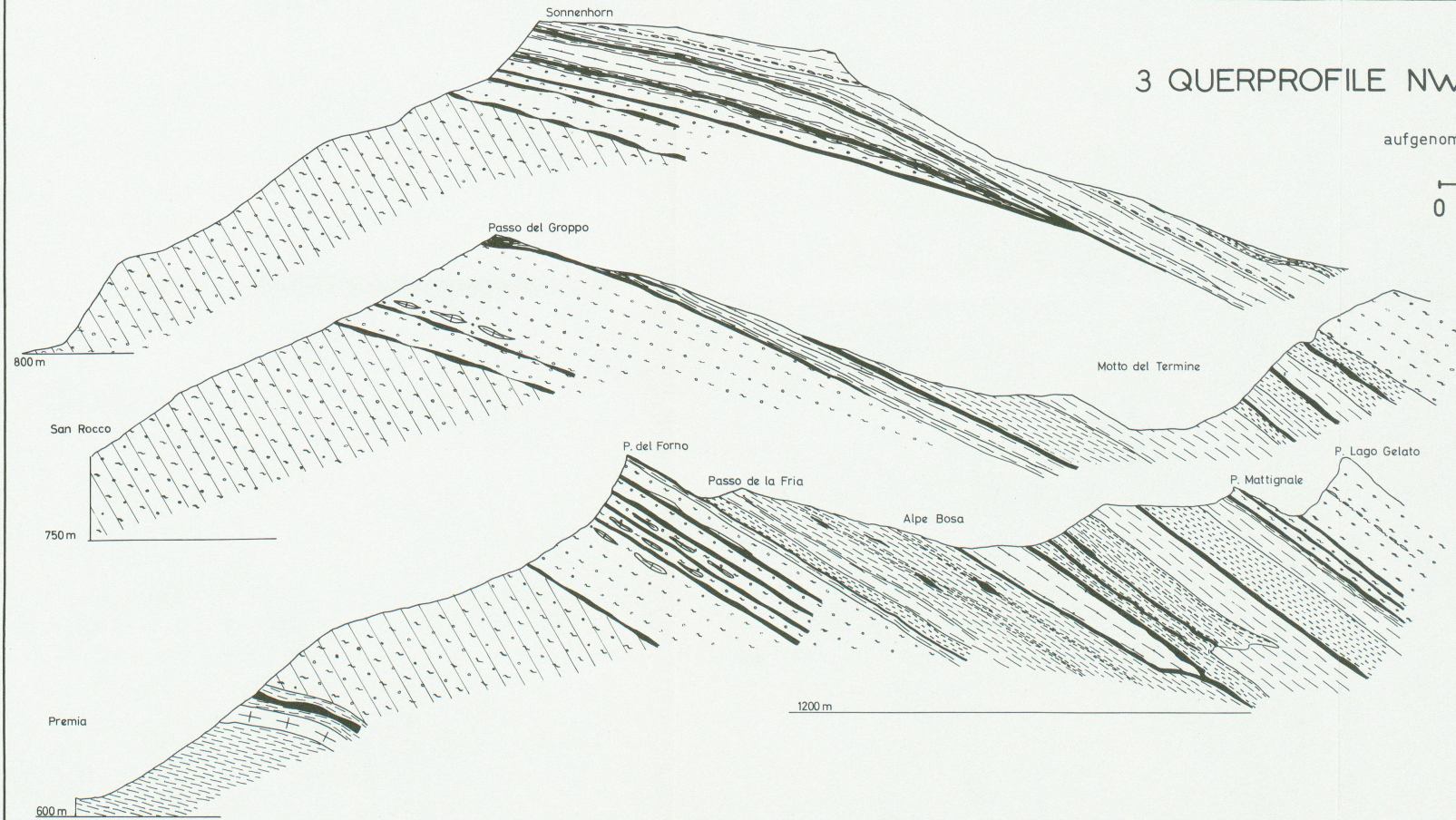


Leere Seite
Blank page
Page vide

3 QUERPROFILE NW/SE – P. BIELA bis ALPE BOSA

aufgenommen von J. Hunziker 1961–64

m
0 500 1000



Marmore, Kalkglimmerschiefer und Quarzite z.T. mit
amphibolitischen Einlagerungen
Vorwiegend Epidot- Oligoklas- Andesin-Amphibolite
bis hornblendeführende Gneisse

Ultrabasische Linsen

2 Glimmer- Oligoklas-Schiefer stellenweise granat-,
staurolit-, disten-, turmalin-führend

Braune Gneisse schieferige 2 Glimmer-Oligoklas-
Gneisse z.T. granat- und hornblendeführend

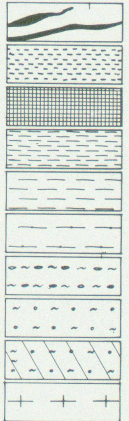
Plattige 2 Glimmer-Oligoklas-Gneisse

Antigorioartige Gneisse mit gelängten Augen

Vorwiegend antigorioartige Gneisse in anderen
Einheiten

Vorwiegend augiger Oligoklas-Andesin Biotit-Flatschen-
gneiss z.T. kalifeldspatführend. Haupttyp der Antigorio-
Einheit

Aplit-Granitgneisse



Leere Seite
Blank page
Page vide

LAGE DER S-FLÄCHEN, FALTENACHSEN UND LINEATIONEN
zwischen Tosa, Wandfluhhorn und Cravairola

0 1 2
km

S-Flächen

Faltenachsen und Lineationen



0 - 15



15 - 30



30 - 45



45 - 60



60 - 90

